

50376
1983
69

LILLE

n° d'ordre 1083

50376
1983
69

**THESE présentée à l'Université des Sciences et
Techniques de Lille pour obtenir le titre de**

DOCTEUR DE TROISIEME CYCLE
mention géologie appliquée

par Pascal MICONNET

**La région de Lagonegro
(Italie méridionale):**

**évolution géologique d'un bassin
dans son cadre alpin.**



**soutenu le 27 Septembre 1983 devant la commission
d'examen**

MM. P.CELET

Président Rapporteur

P.BROQUET

H.CHAMLEY

J.FERRIERE

Mlle H.LAPIERRE

Examineurs

- AVANT-PROPOS -

Ce travail est l'aboutissement de trois années de recherches menées au sein du laboratoire de Géologie Dynamique ; il n'aurait pu être réalisé sans l'aide et la collaboration de certains :

Monsieur le Professeur P. Celet ne m'a pas seulement accueilli dans son laboratoire : en me proposant un diplôme puis une thèse en Italie méridionale, il m'a fait découvrir une autre géologie que l'on apprend sur le terrain. Il a toujours su me conseiller et me prodiguer de nombreux encouragements. Je tiens à lui adresser ma plus sincère reconnaissance.

Monsieur le Professeur H. Chamley a bien voulu accepter de faire partie de la Commission d'examen. Toujours disponible malgré de nombreuses activités, le spécialiste en sédimentologie qu'il est a su répondre à mes questions et à mes préoccupations en termes simples et chaleureux. Je lui adresse ici le témoignage de ma gratitude.

Monsieur le Professeur P. Broquet, qui connaît bien la géologie de l'Italie du Sud et de la Sicile pour l'avoir étudiée, m'a fait l'honneur de juger ce mémoire ; qu'il en soit ici remercié.

Monsieur J. Ferrière, en m'initiant au travail de recherche, a bien voulu me consacrer une partie de son précieux temps en dépit de la rédaction d'un important ouvrage. Je lui exprime ici toute ma reconnaissance et mon amitié.

Mademoiselle H. Lapierre m'a fait bénéficier de son savoir sur le terrain. Elle a accepté avec bienveillance d'encombrer son emploi du temps par l'examen des roches éruptives. Qu'elle sache que mes remerciements ne sont pas seulement de circonstance.

Monsieur le Professeur P. Scandone m'a fait découvrir le terrain et m'a fait partager son savoir sur la géologie locale. Je lui adresse ici tous mes remerciements.

Ce travail a bénéficié de la collaboration de nombreux scientifiques. Je tiens tout particulièrement à remercier :

Monsieur P. De Wever, qui a su m'accorder quelques moments de son temps pour la détermination de Radiolaires.

Monsieur J.J. Fleury, qui s'est penché, non sans effort, sur les Foraminifères du Crétacé supérieur à Oligocène.

Monsieur B. Vrielynck, qui a su reconnaître des Conodontes dans les résidus d'attaques que je lui envoyais.

Madame L. Zaninetti, qui s'est intéressée de près aux restes des Foraminifères triasiques.

J'ai eu recours à l'aide d'équipes de recherche dont celle :

- du laboratoire de Sédimentologie où je remercie tout particulièrement mon collègue T. Holtzapffel ;

- du laboratoire de Pétrologie de Nancy ;

- du laboratoire de Paléontologie de Genève.

Enfin, j'ai eu de nombreux entretiens avec Mademoiselle C. Brousmiche et Messieurs B. Clément, R. Coquel, J.L. Mansy, J.F. Raoult, J. Terry et F. Thiébault.

Je ne terminerai cette longue liste de remerciements sans citer mes collègues et non moins amis : B. Broudoux, J.L. Bert, M. Caridroit, E. Carlier, B. Datcharry, P. de Hedouville, L. Dorchies, T. Holtzapffel, A. Khatir, E. Koszarek et E. Petit.

La concrétisation de ce mémoire est due au travail "acharné" de Madame Brebion, pour le tirage offset ; Monsieur Carpentier, qui s'est chargé des photographies ; Messieurs Dorn et Cornil, qui ont effectué les nombreuses lames minces ; Mademoiselle Mulier, pour la dactylographie et la mise en page ; Madame Scheers, pour mille et un petits travaux délicats.

Enfin, je ne voudrais pas terminer sans associer à ce mémoire celle qui, bien que considérant la géologie comme une rivale, a su accepter mes absences, mes moments de découragement et d'enthousiasme.

- ABSTRACT -

Lagonegro stratigraphic formations crop out between San Fele (North) and Lagonegro (South), in Basilicate Province (previously called Lucanie) in southern Italia.

STRATIGRAPHY

The regional stratigraphy had to be precised and explained. The study shows that the stratigraphic formations of this basin, partly of turbiditic origin, are graded from South to North into distal facies (Lagonegro and Armizzone), intermediate (Sasso di Castalda, Pignola-Abriola) and proximal (San Fele).

In each facies, one can typically find, from bottom to top :

- the "Monte Facito" Formation ; when observed (Armizzone and Pignola-Abriola facies), it's an olistostrom formed during middle Triassic. It is interpreted as a consequence of the birth of the basin during the Aniso-Ladinian ;

- the "Calcaires à silex" Formation ; it is formed of 300 to 500 meters of chert rich micritic limestone with filaments, interbedded with turbiditic layers of more and more proximal features northwards. Fauna, composed of Halobia, Conodont, Radiolaria and Foraminifera, has allowed to give a Carnian age to the basis of the formation and an age ranging from middle Norian (distal facies) to Dogger-Malm (proximal facies) to the top of the formation ;

- the "Radiolarites" Formation ; it's a formation composed of 60 to 200 meters of radiolarian chert and siliceous pelits, still with detritic deposits. It has been shown that its sedimentation is due to the basin sinking relatively to the C. C. D. and that the diachronism of its basis is a consequence of the longitudinal profile of the basin ;

- the "Flysch Galestri" Formation ; its sedimentation is supposed to be due to a sudden fall of the C. C. D. during the early Cretaceous allowing the re-starting of an alternating pelitic and calcareous sedimentation. By place, Senonian to Eocene-Oligocene microbrecciated layers ("Pecorone" Formation, "Bella" Formation) overlie this formation.

TECTONIC

Structural analysis of these formations shows that the tectonic units are superposed to the different sedimentary facies. The interpretation of tectonic features leads to consider the Lagonegro I as a relatively autochtonous unit.

The different units have been individualized and settled during Miocene times. After these violent tangential phases with W → E stress, a new phase with a N-S stress has slightly refolded the previous structures. A faulting period then took place during the Plio-Quaternary age.

- RIASSUNTO -

Le serie stratigrafiche del Lagonegro affiorano tra San Fele nel Nord e Lagonegro nel Sud, nella provincia di Basilicata (antica Lucania) nell'Italia meridionale. I problemi posti dalla geologia di questa regione sono diversi ; sono principalmente d'ordine stratigrafico e tettonico.

STRATIGRAFIA

La stratigrafia doveva essere precisata e spiegata. Lo studio mostra che le serie stratigrafiche di questo bacino in parte di origine torbidity si ordinano dal Sud verso il Nord con facies distali (Lagonegro e Armizzone) intermedie (Sasso di Castalda, Pignola-Abriola) e prossimali (San Fele).

Per ognuno di loro; si ritrovano tipicamente dal basso verso l'alto :

- la formazione di Monte Facito ; quando é presente (facies Armizzone e Pignola-Abriola) si tratta di un olistostromo formato durante il Trias medio. E' stata interpretata come la conseguenza dell'apertura del bacino nell'Aniso-Ladiniano ;

- la formazione dei calcari con selce ; é rappresentata su 300 a 500 m da strati di calcilutiti con filamenti ricchi in selce, dove si trovano strati torbidity di carattere sempre più proximale verso il Nord. La fauna, composta di Halobie, di Conodonti, di Radiolari e di Foraminiferi ha permesso di datare la base della formazione al Carniano e l'alto dal Noriano medio (facies distali) al Dogger-Malm (facies prossimali) ;

- la formazione dei scisti silicei ; si tratta di una serie da 60 a 200 m di diaspro con Radiolari e di scisti silicei ancora sottomesse alla sedimentazione detritica. Si mostra che il suo deposito corrisponde a un avvallamento del bacino sotto la C. C. D. e che il diachronismo della sua base riflette il profilo longitudinale del bacino ;

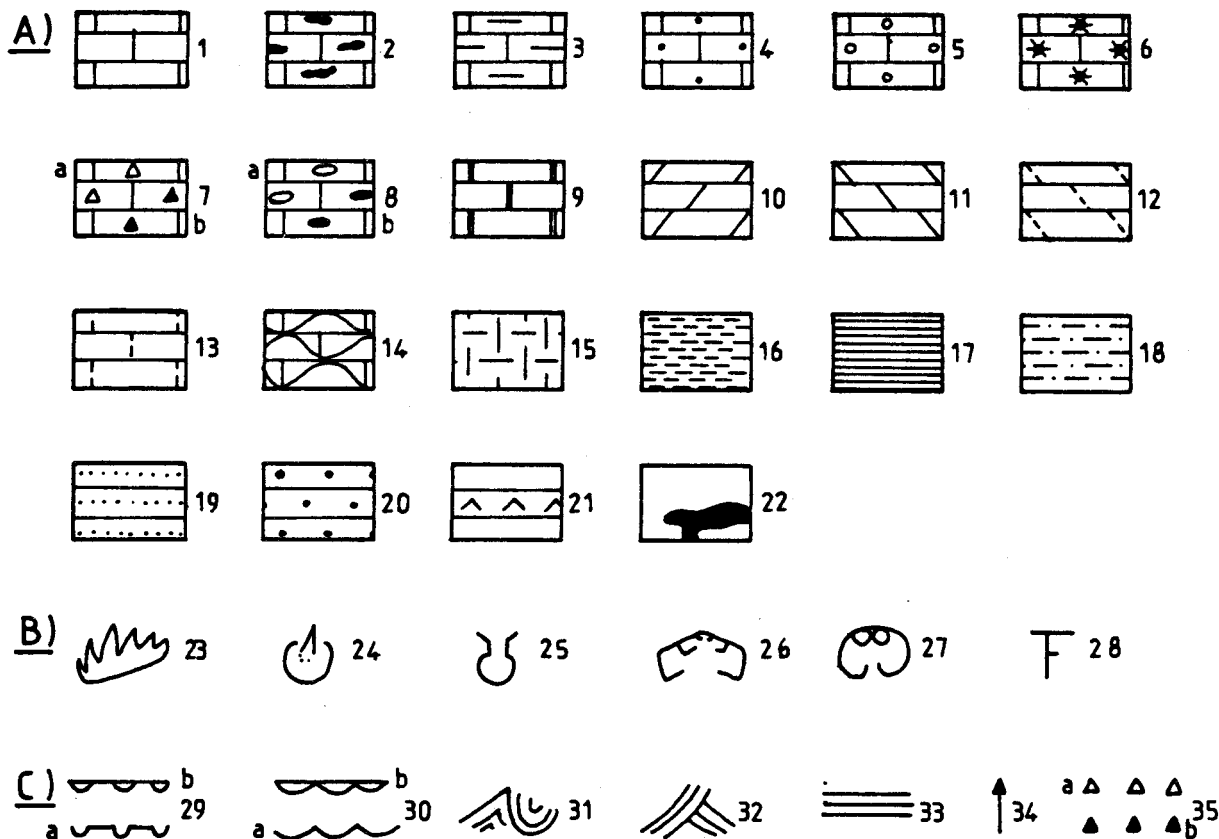
- la formazione del flysch Galestri ; la sua sedimentazione é stata attribuita alla brusca caduta della C. C. D. durante il Cretaceo basale che ha permesso di nuova sedimentazione d'alternanze di argilliti siltose e di calcilutiti. Localmente, si può trovare di sopra livelli di conglomerati dal Cretaceo superiore al Eocene-Oligocene (formazione di Pecorone, formazione di Bella).

TETTONICA

L'analisi strutturale delle serie del bacino mostra che l'individuazione delle unità tettoniche si é prodotta in armonia colle facies sedimentarie. L'interpretazione degli stili tettonici conduce a considerare l'unità del Lagonegro I come relativamente autoctono.

Le unità si sono individualizzate e messe in posto durante il Miocene. Dopo questo episodio tangenziale violento con costrizione W → E una nuova fase con costrizione N-S é venuta ripiegare leggermente le strutture. E' stata seguita durante il Plio-Quaternario da una importante tettonica brusca.

- SYMBOLES GENERALEMENT UTILISES -



A)- Lithologie: 1: calcaire, 2: calcaire à silex, 3: calcaire marneux, 4: calcaire siliceux, 5: calcaire oolitique, 6: calcaire construit, 7: calcaire a) brêchique b) microbrêchique, 8: calcaire a) conglomératique b) microconglomératique, 9: calcaire de plate-forme (dans la formation du Mt. Facito), 10: calcaire dolomitique, 11: dolomie, 12: dolomie massive, 13: calcaire massif, 14: calcaire noduleux, 15: marnes, 16: pélites, 17: pélites en feuillets, 18: pélites siliceuses, 19: grés, 20: jaspes, 21: tuffites, 22: laves.
Remarque: les figurés à l'intérieur des bancs de calcaire s'appliquent aussi aux dolomies.







B)- Faune: 23: Conodontes, 24: Radiolaires, 25: Calpionelles, 26: Globotruncana, 27: Globigérines, 28: autre fossile.







C)- Figures sédimentaires: 29: bioturbation a) empreinte b) contre-empreinte, 30: ride de courant a) mark b) cast, 31: convolute, 32: lamination oblique, 33: lamination parallèle, 34: granoclassement, 35: a) brèche b) microbrèche.

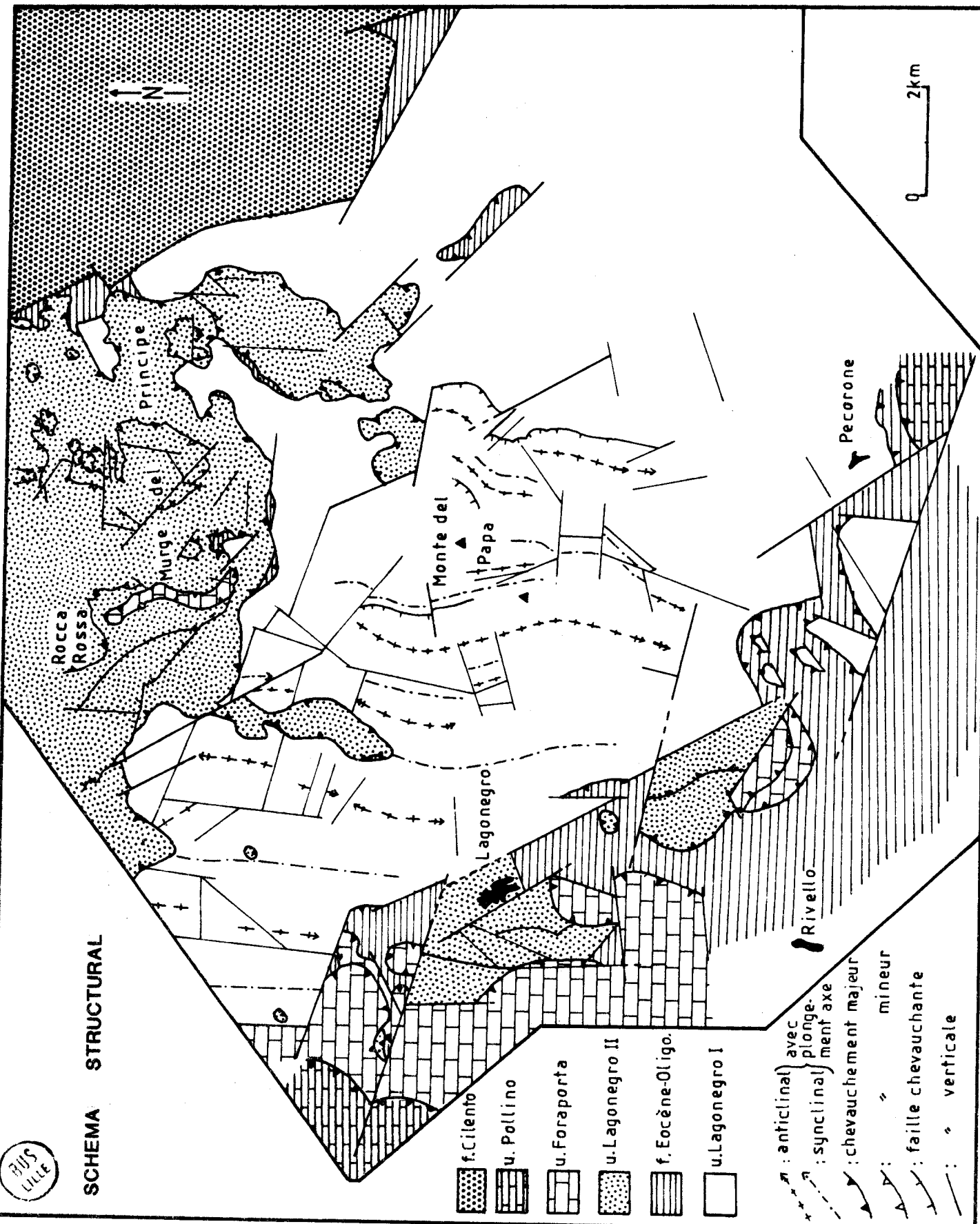


BUS LILLE

SCHEMA STRUCTURAL

-  f. Cilentio
-  u. Pollino
-  u. Foraporta
-  u. Lagonegro II
-  f. Eocène-Oligo.
-  u. Lagonegro I

-  : anticlinal avec plongement axe
-  : synclinal
-  : chevauchement majeur
-  : " mineur
-  : faille chevauchante
-  : " verticale



0 2km

PREMIERE PARTIE

INTRODUCTION

- L'Italie géographique
et géologique
- L'Apennin méridional
- But de l'étude et
plan adopté



I. LE CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

1. Les régions naturelles de l'Italie (fig. 1)

L'Italie est partagée en trois grands secteurs de répartition inégale :

- la partie continentale de l'Italie comprend le versant interne des Alpes et la plaine du Pô. Par son climat, ses paysages et ses productions, elle se compare plus à l'Europe qu'au monde méditerranéen;

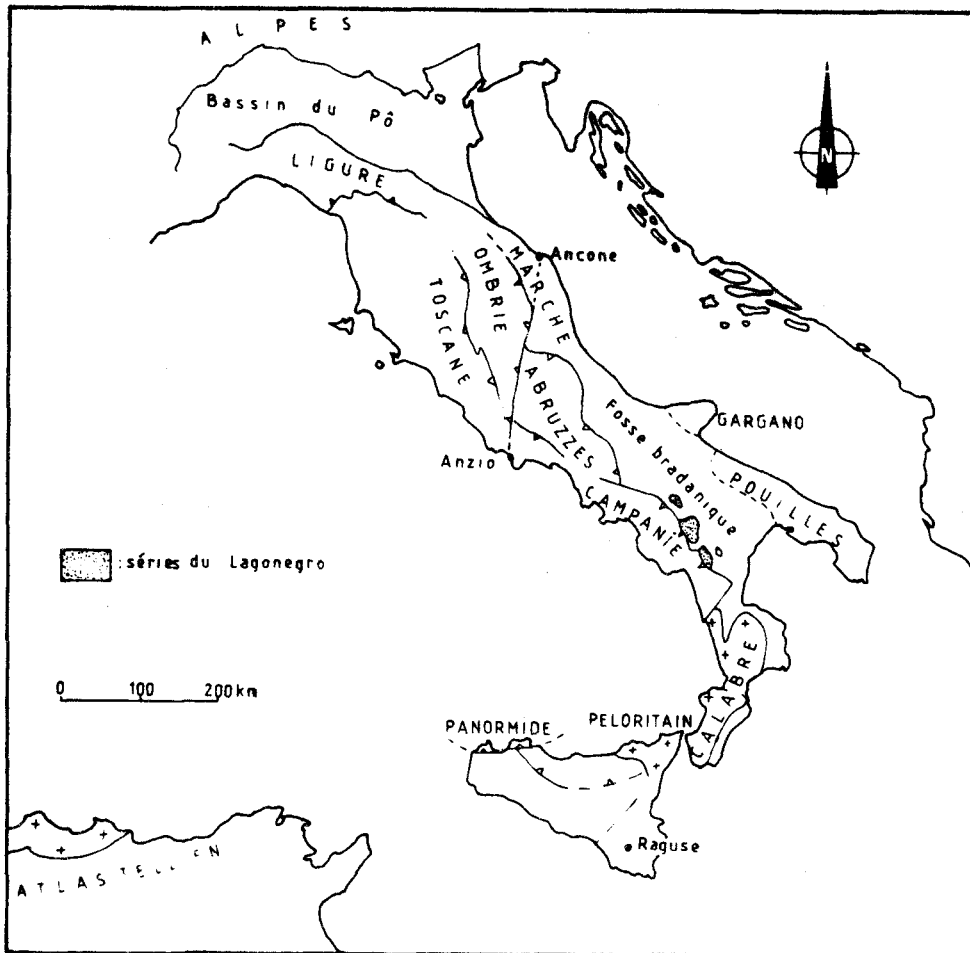


Fig. 1.- Carte tectonique schématique de la Méditerranée centrale.

- l'Italie péninsulaire est principalement axée sur une autre chaîne de montagne : les Apennins. Véritable épine dorsale de l'Italie, ils s'étendent depuis la plaine du Pô jusqu'à la limite de la Calabre, pour se relayer ensuite, à travers l'arc calabro-péloritain et la Sicile, avec la chaîne de l'Atlas tellien. On dissocie l'Apennin septentrional de l'Apennin méridional par une ligne tectonique N-S passant par les villes

d'Anzio et d'Ancone. L'Apennin septentrional est caractérisé par des unités à tendance interne et par la présence d'une grande quantité de sédiments terrigènes ne formant qu'un maigre relief. Par contre, le caractère carbonaté est beaucoup plus dominant dans l'Apennin méridional, aussi le relief devient-il moins monotone et offre de belles dénivellations entrecoupées de trop peu de vallées fertiles ;

- l'Italie insulaire est représentée en majeure partie par la Sardaigne et la Sicile plus quelques autres petites îles. La Sardaigne, du point de vue géologique, se rattache plutôt avec la Corse, aux Pyrénées et à la Provence ; alors que la Sicile, par certains côtés, a des affinités avec l'Atlas tellien (similitude entre séries péloritaines et kabyles, vergence méridionale des structures...) et par d'autres côtés, est tout à fait semblable à l'Apennin méridional (*cf. infra*)

2. L'Apennin méridional (fig. 2)

Le Sud de l'Italie, et en particulier la région qui nous intéresse, l'Apennin méridional, offre trois types de paysages : au Nord Est, bordant la mer Adriatique, le plateau des Pouilles présente un paysage aride où ne pousse que l'olivier. Sa limite à l'Ouest est marquée par une longue bande de terrain sablonneux dans laquelle serpente la rivière Bradano : la fosse bradanique. Encore plus à l'Ouest et surplombant la mer Tyrrhénienne, l'Apennin calcaire forme une chaîne montagneuse atteignant jusqu'à 2 000 m au Monte del Papa.

Dans l'Apennin méridional, on reconnaît, du Trias moyen au Miocène inférieur, différentes zones paléogéographiques (fig. 3, 4 et 5) du Nord Est au Sud Ouest :

- un avant-pays à valeur de plate-forme : l'Apulie (PF 3) représentée par une épaisse série carbonatée de haut-fond, entrecoupée d'horizons bauxitiques, connue du Trias supérieur (par sondages) au Pliocène dans l'unité des Murges. Les séries affleurent dans la région des Pouilles et du Gargano et sont comparables aux séries du plateau de Raguse (ou des monts Iblei) en Sicile ;

- le bassin de Bradano-Molise ou fosse bradanique, d'âge miocène, où sont venues s'ancrer au cours du Néogène et du Quaternaire des nappes de glissements (nappe de flysch, de molasse...) venues des provinces plus internes. L'unité de Frosolone (D'Argenio *et al.*, 1973) correspondrait à son soubassement ou alors appartiendrait à la plate-forme externe ;

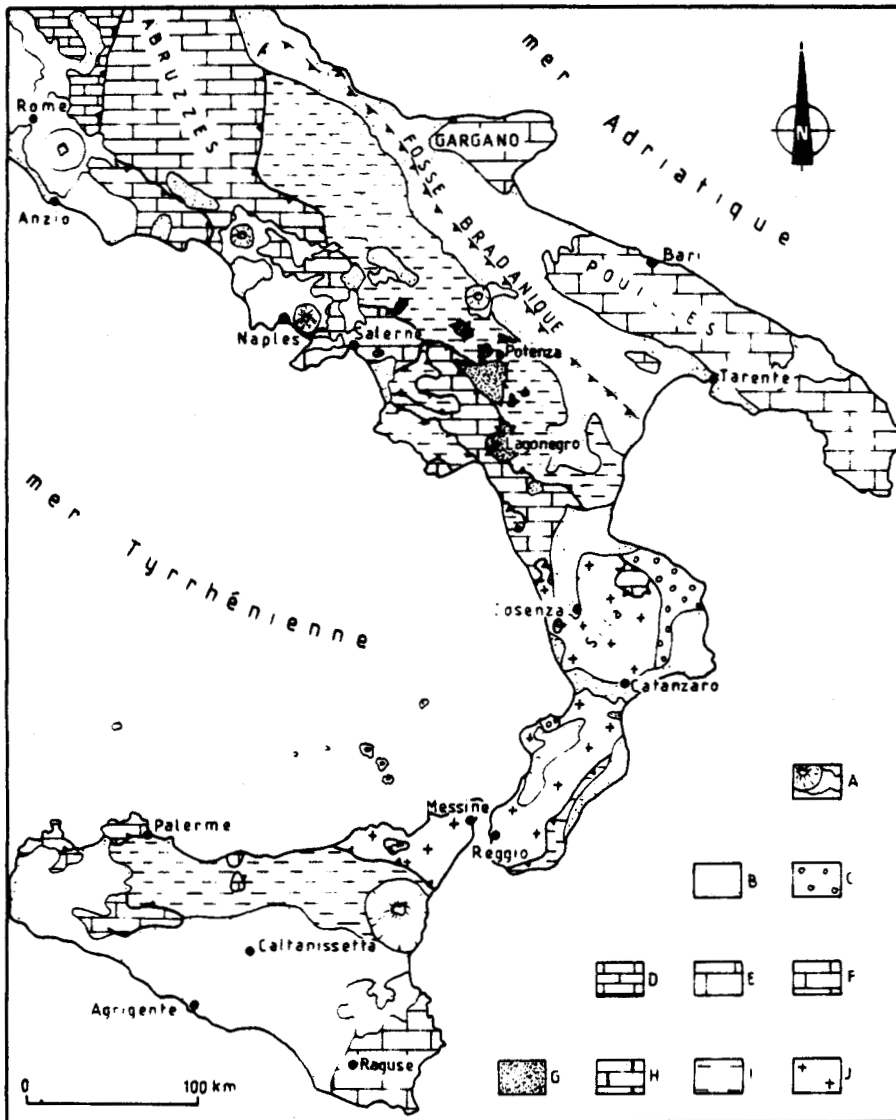


Fig. 2.- Carte structurale simplifiée de l'Italie et de la Sicile (in Bousquet, 1973, modifiée).

Légende : A. Volcanisme IIe et IVe. - B. Bassins plio-quadernaires et miocènes supérieur. - C. Couverture miocène de la Calabre. - D. Zone d'Ombrie. De E à I : Apennin méridional - E. avant-pays, unité de la plate-forme d'Apulie (PF 3). - F. Unités de la plate-forme d'Abruzze-Campanie (PF 2). - G. Unités du sillon du Lagonegro. - H. Unités de la plate-forme de Campanie-Lucanie (PF 1). - I. Ensemble de nappes de glissement (flysch, ASV et molasses). - J. Socle calabro-péloritain et sa couverture.

- la plate-forme externe d'Abruzze-Campanie (PF 2) est composée des unités du Mt Alpi et de Matese-Maggiore : série de dolomie, de calcaire de haut-fond interrompue par des niveaux de bauxite, du Trias au Miocène inférieur. L'unité du Mt Croce apparaît près de Salerno ; elle est représentée par des séries transgressives de carbonate néritique du Trias au Miocène inférieur. Les unités de Trapanese, en Sicile, correspondent aux unités du Monte Alpi et de Matese-Maggiore ;

- le sillon du Lagonegro ou sillon lucanien qui s'est formé au Trias moyen. Les unités de ce sillon, qui s'étagent jusqu'à l'Eocène, ont même valeur que celles d'Imerese (zone de Sclafani) en Sicile ;

- la plate-forme carbonatée interne de Campanie-Lucanie (PF 1) (D'Argenio, 1966-1973). Sa marge orientale peut correspondre à l'unité de Foraporta-Maddalena qui affleure largement sur le secteur étudié ; elle

est formée d'un Trias supérieur dolomitique, très cataclasé puis d'un calcaire périrécifal du Jurassique au Crétacé. Au Maestrichtien et au Paléocène apparaissent en discordance des calcarénites jusqu'au Burdigalien. L'unité de Pollino-Campo-Tenese-Alburno-Cervati forme une vaste région de calcaire massif depuis Rome jusqu'à la limite de la Calabre. On y rencontre un Trias dolomitique, des calcaires de haut-fond au Jurassique, des calcaires à Rudistes au Crétacé ; le Paléocène est transgressif ainsi que les premières arrivées détritiques du Burdigalien. La série de Pollino-Alburno passe brusquement, mais en continuité, vers le Sud Ouest aux séries de faciès Campo-Tenese déjà métamorphiques. L'unité ou la sous-unité de Pallone-Aieta, identique aux séries du Mt Pollino, apparaît en fenêtre sous l'unité de Pollino-Alburno-Cervati.

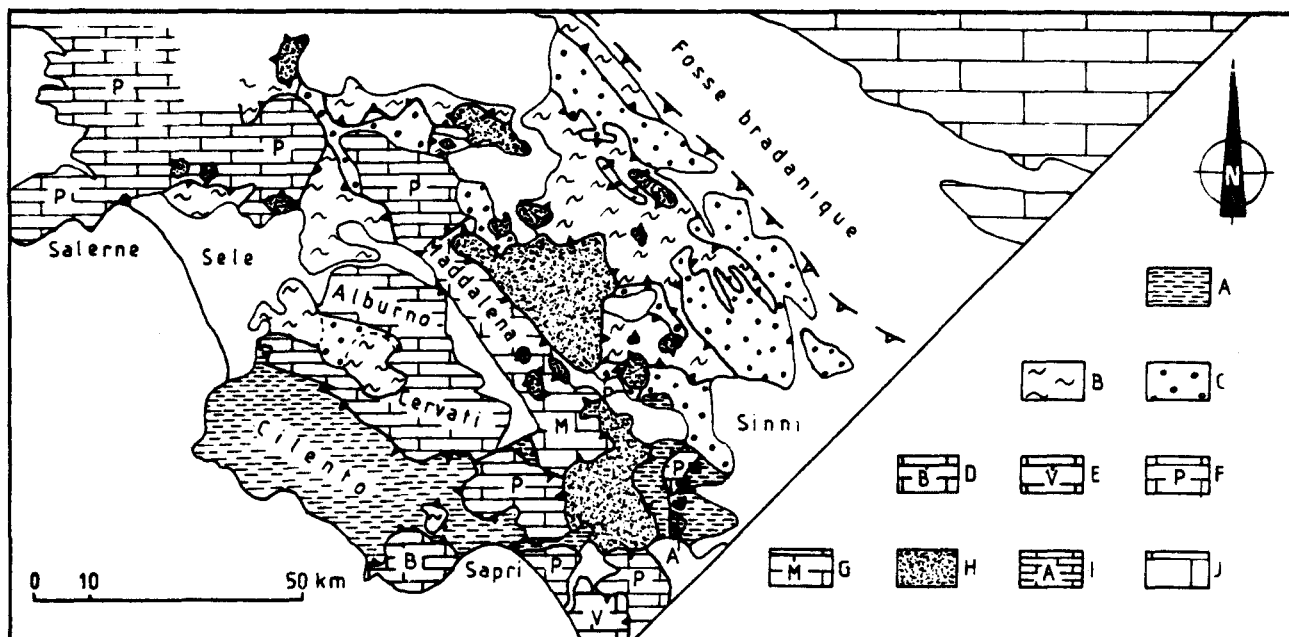


Fig. 3.- Carte structurale simplifiée de la Basilicate (ancienne Lucanie) (in Grandjacquet et Mascle, 1978, modifiée).

Légende : A. Flysch du Cilento. - B. Argile Scagliose Varicolori (ASV). - C. Sédiment du bassin Irpinien (Numidien-Gorgoglione). - D à G. plate-forme interne (PF 1) - D. Sous-unité de Bulgheria. - E. Sous-unité de Verbicaro. - F. Unité de Pollino. - G. Unité de Foraporta-Maddalena. - H. Unité du Lagonegro. - I. Plate-forme externe (PF 2), unité du Mt Alpi. - J. Avant-pays, plate-forme d'Apulie.

L'unité de San Donato est représentée par une série carbonatée de haut-fond, datée du Trias moyen au Miocène, ayant subi un métamorphisme de type schiste-vert ; elle passe vers l'Ouest à l'unité de Verbicaro-Bulgheria-Montea à valeur de marge occidentale de la plate-forme avec des dolomies et des marnes du Trias supérieur au Lias, des calcaires siliceux jurassiques, suivis par des calcarénites et des marnes jusqu'à la fin de l'Aquitainien. La série est affectée d'un

léger métamorphisme. Toutes ces unités de la plate-forme interne ont leur équivalent dans les unités panormides de Sicile.

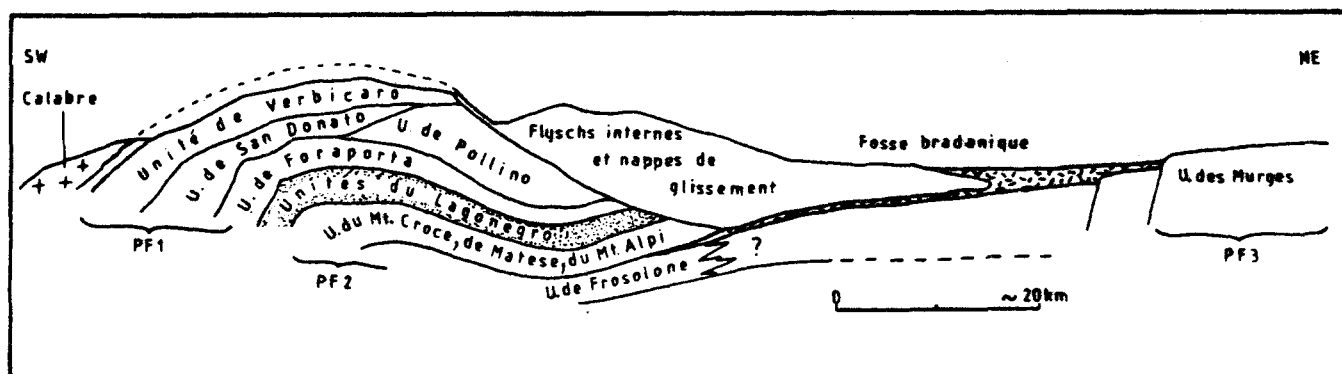


Fig. 4.- Coupe structurale schématique dans l'Apennin méridional (in Elter et Scandone, 1980, simplifiée et complétée pour l'unité des Murges).

On peut compléter la paléogéographie anté-Miocène en replaçant, à l'Ouest de la marge occidentale de la plate-forme campano-lucanienne un bassin dans lequel se seraient sédimentées les différentes nappes de glissement comme le flysch Cilento, les Argile Scagliose Varicolori (ASV) (cf. fig. 2) et diverses autres unités qui, à la suite de mouvements tectoniques verticaux se sont déplacées d'Ouest en Est et ont glissé jusque dans la fosse bradanique.

ZONES PALÉOGÉOGRAPHIQUES	UNITÉS TECTONIQUES	DOMAINES
Plate-forme interne, plate-forme Campano-lucanienne, complexe Panormide PF1.	U. de Verbicaro-Bulgheria-Montea.	Domaine à silex.
	U. de San Donato.	Domaine de transition médian.
	U. de Pollino-Campo-Tenese-Alburno-Cervati.	
	U. de Timpone-Pallone-Aieta. U. de Foraporta-Maddalena.	Domaine à rudiste. Domaine de transition oriental.
Bassin du Lagonegro (Trias-Miocène inf) bassin Irpinien (Miocène inf. et moy.) sillon lucanien, complexe basal.	U. du Lagonegro.	
Plate-forme externe, plate-forme d'Abruzze-Campanie, PF2.	U. du Mt. Croce.	
	U. de Matese-Maggiore. U. du Mt. Alpi.	
Bassin de Bradano-Molise.	U. de Frosolone.	
Plate-forme d'Apulie, plate-forme des Pouilles, avant-pays apenninique, PF3.	U. des Murges.	

Fig. 5.- Correspondance entre zones paléogéographiques, unités tectoniques et domaines.

Cet ensemble va perdre sa paléogéographie au Néogène. A la suite de phases tectoniques en compression, la Calabre cristalline en partie déjà structurée, va venir chevaucher la marge occidentale de l'Apulie, elle-même en train de se déliter en unités se déplaçant d'Ouest en Est. Une nouvelle fosse va être créée à l'emplacement du sillon lucanien et d'une partie de la plate-forme externe : la fosse ou bassin Irpinien. C'est dans celui-ci que vont se sédimenter les produits détritiques de l'orogène naissant et notamment que se déposent le flysch Numidien et le flysch de Gorgoglione.



II. GENERALITES

1. Buts de l'étude, problèmes posés et résultats

Le bassin du Lagonegro (fig. 6), d'un point de vue stratigraphique et tectonique, posait encore un certain nombre de questions.

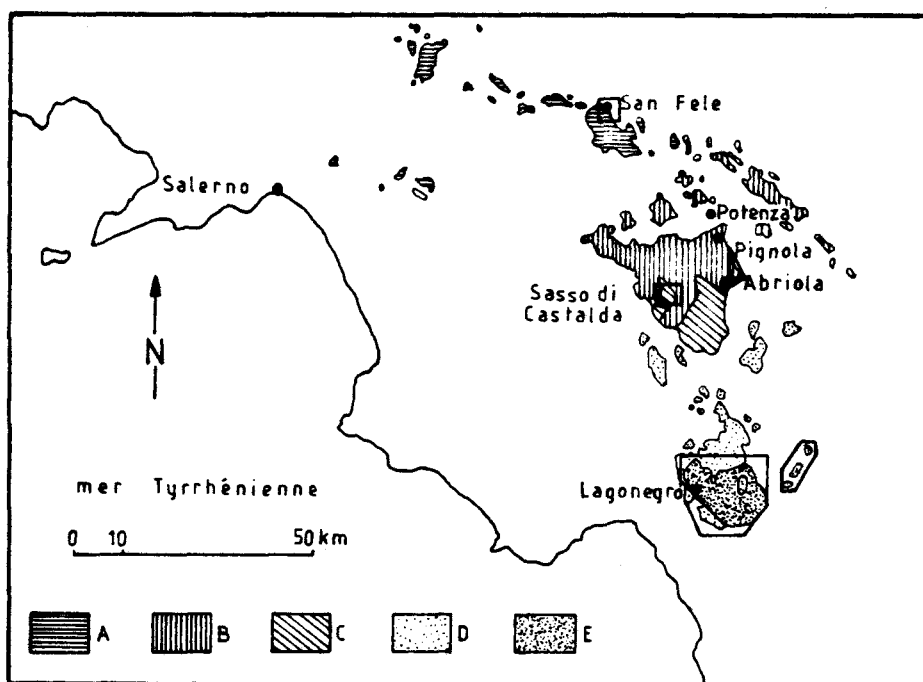


Fig. 6.- Les faciès du sillon du Lagonegro (carte d'après Scandone, 1972) et localisation des secteurs étudiés.

- A. Faciès San Fele. -
- B. Faciès Pignola-Abriola. -
- C. Faciès Sasso di Castalda. -
- D. Faciès Armizzone. -
- E. Faciès Lagonegro. -

* Il s'agissait tout d'abord de préciser la stratigraphie des différents faciès. En collaboration avec des spécialistes (De Wever, pour les Radiolaires ; Fleury, pour les Foraminifères du Crétacé supérieur et du Paléocène-Eocène ; Vrielynck, pour les Conodontes triasiques, et Zaninetti, pour les Foraminifères du Trias), j'ai entrepris l'étude des faunes contenues dans des échantillons récoltés en trois ans de mission. Il s'est avéré que bon nombre de fossiles appartenaient à des espèces nouvelles qu'il a fallu décrire et dont l'étude fera l'objet de publications.

* Par ailleurs, quelques problèmes d'ordre sédimentologique sont progressivement apparus ; par exemple :

- celui de la resédimentation en masse dans le Trias moyen (formation du Monte Facito), et notamment le problème de l'origine et du mode de mise en place de tels blocs ;

- celui de la présence de jaspes à Radiolaires (formation des radiolarites). Leur dépôt était-il dû à la "crise" radiolaritique qui semble

avoir sévi au Jurassique dans la Téthys ou à un approfondissement relatif du secteur sous la surface de compensation des carbonates (C. C. D.) ? ;

- celui de l'apparition d'un flysch au Crétacé inférieur (formation du flysch Galestri). La présence de ce flysch "précoce" était-elle un indice en faveur du caractère interne du bassin ?

* En ce qui concerne la tectonique, il s'agissait de reconnaître et de dater toutes les phases tectoniques ayant structuré le bassin, et derrière cela, de pouvoir replacer le bassin dans sa position originelle, soit d'origine "ultra" et donc totalement allochtone, ou relativement autochtone et donc encadré par deux plates-formes.

La datation des phases tectoniques n'a pas été possible ; par contre, l'étude structurale a permis notamment :

- la reconnaissance d'une phase à contrainte N-S ;
- la découverte d'une nouvelle unité de flysch intercalée entre l'unité du Lagonegro I et l'unité du Lagonegro II ;
- la remise en question de deux unités dans le bassin du Lagonegro ;
- l'interprétation du style tectonique de l'unité du Lagonegro I comme correspondant à celui d'une unité autochtone (ou para-autochtone).

2. Nomenclature et terminologie

L'habitude veut qu'en Italie et notamment pour le sillon lucanien, la stratigraphie s'appuie non pas sur des unités de temps absolu mais sur des critères lithologiques de dépôt . Cette tendance résulte du fait que certaines unités stratigraphiques ont un contenu en fossiles, ou en autres marqueurs chronologiques, extrêmement faible, voire nul. Ceci a eu pour résultat d'amener une nouvelle terminologie pour désigner les séries rencontrées.

Je me suis efforcé de ne pas perturber la nomenclature générale en vigueur dans la région en gardant le nom des formations déjà reconnues auquel j'ai ajouté son extension verticale.

Rappelons les quelques règles de la lithostratigraphie, suivant la classification du guide stratigraphique international (Hedberg, 1979) :

- l'unité lithostratigraphique : "c'est un corps de couches géologiques qui est caractérisé principalement par un certain type de

lithologie ou par l'association de plusieurs types lithologiques ou par une propriété lithologique marquante et commune aux diverses couches considérées. (...). On ne doit utiliser comme critère de définition pour les unités lithologiques que des caractères lithologiques majeurs, facilement identifiables sur le terrain" ;

- la zone lithostratigraphique (lithozone) : "c'est une unité lithostratigraphique informelle utilisée pour indiquer un faisceau de couches qui ont en commun certaines caractéristiques lithologiques générales" ;

- l'horizon lithostratigraphique (lithohorizon) : "c'est une surface de changement lithologique ou présentant un caractère lithostratigraphique particulier".

Ce qui amène à distinguer parmi les unités lithostratigraphiques :

- le groupe : c'est l'unité formelle de rang immédiatement supérieure à la formation ;

- la formation : c'est l'unité formelle de base de la classification ;

- le membre : c'est l'unité de rang immédiatement inférieur à celui de la formation ;

- la couche : c'est la plus petite unité formelle dans la hiérarchie. Le terme "couche" s'applique généralement à des lits épais de quelques centimètres à quelques mètres. Ceux qui sont plus minces sont nommés "Laminae" ou "Lamines".

Remarque : ici aussi, les formations s'assemblent en groupes ; mais ceux-ci correspondant souvent à des unités tectoniques, le terme de groupe (au sens stratigraphique) sera en général remplacé par celui d'unité (au sens tectonique). On ne dira donc pas le groupe du Lagonegro I mais l'unité du Lagonegro I.

Sur cette toile de fond se calquera, sans pour autant en épouser obligatoirement les limites, le tableau géochronologique et chronostratigraphique proposé ici (fig. 7), qui pourra être affiné et précisé dans certains cas particuliers.

La stratigraphie a été établie grâce à des coupes levées sur le terrain ; celles-ci ont été décrites dans cet ouvrage, ainsi que les colonnes stratigraphiques récapitulatives (litholog) au moyen des figurés de la figure 8.

QUATERNAIRE	Holocène	Versilien	
	Pleistocène sup.	Tyrrhénien	
	Pleistocène moy.	Sicilien	
	Pleistocène inf.	Calabrien	
PLIOCENE		Plaisancien/ Astien	
		Zancléen	
MIOCENE	SUPERIEUR	Messinien Tortonien	
	MOYEN	Serravallien Langhien	
	INFERIEUR	Burdigalien Aquitanién	
OLIGOCENE		Chattien Stampien	
EOCENE	SUPERIEUR	Priabonnien Bartonien s.s.	
	MOYEN	Lutétien	
	INFERIEUR	Yprésien	
PALEOCENE	SUPERIEUR	Thanétien	
	INFERIEUR	Dano-Montien	
CRETACE	SUPERIEUR	Maestrichtien	
		Campanien	
		Santonien	
		Coniacien	
		Turonien	
	INFERIEUR	Cénomanién	
		Albien	
		Aptien	
		Barrémien	
		NEOCOMIEN	
JURASSIQUE	SUPERIEUR	Hauterivién	
		Valanginién	
		Berriasién	
	MOYEN	Tithonique	
		Kimmeridgién	
		Oxfordien	
		Callovién	
		Bathonien	
	INFERIEUR	Bajocién	
		Aalénién	
TRIAS	SUPERIEUR	Toarcién	
		Pliensbachien	
		Sinemurién	
	MOYEN	Hettangién	
		Rhétien	
INFERIEUR	Norien	Sevat Alaun Lac	
	Carnien	Iuvai Jul Cordevol	
	Ladinién	Langobard Fassan	
	Anisién	Illyr	
	Scythien		

Fig. 7.- Echelle stratigraphique utilisée dans le Mémoire, d'après Odin et Kennedy (1982) pour le Mésozoïque, modifiée :

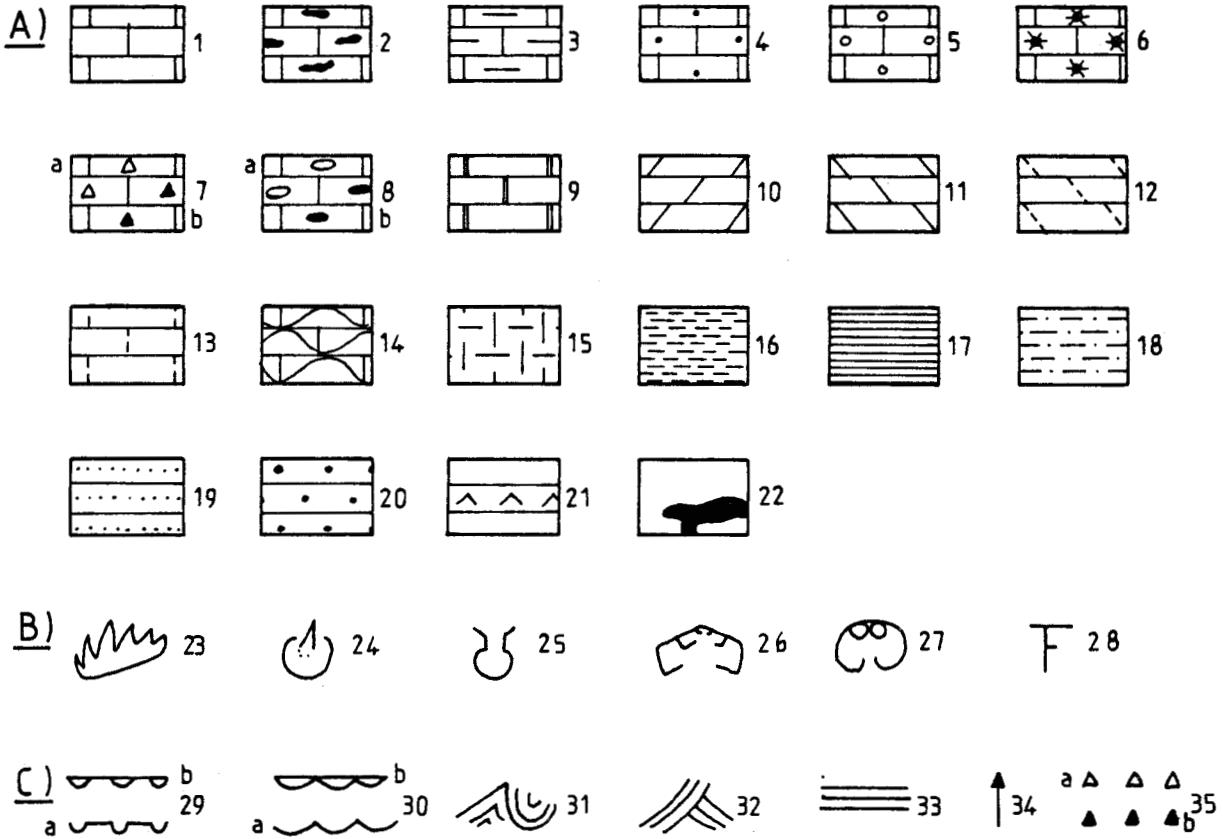
- pour le Trias, par l'échelle chronostratigraphique établie d'après les zones à Conodontes suivant Vrielynck (1980) ;

- pour le Crétacé, par les nouvelles subdivisions Crétacé inférieur et supérieur et par le sens restreint du Sénonien préconisé par Fleury (1980)

d'après Odin et Curry (1981) pour le Paléogène.

BUS
LITGE

- SYMBOLES GENERALEMENT UTILISES -



A)- Lithologie: 1: calcaire, 2: calcaire à silex, 3: calcaire marneux, 4: calcaire siliceux, 5: calcaire oolitique, 6: calcaire construit, 7: calcaire a) brèchique b) microbrèchique, 8: calcaire a) conglomératique b) microconglomératique, 9: calcaire de plate-forme (dans la formation du Mt. Facito), 10: calcaire dolomitique, 11: dolomie, 12: dolomie massive, 13: calcaire massif, 14: calcaire noduleux, 15: marnes, 16: pélites, 17: pélites en feuillets, 18: pélites siliceuses, 19: grès, 20: jaspes, 21: tuffites, 22: laves.
Remarque: les figurés à l'intérieur des bancs de calcaire s'appliquent aussi aux dolomies.

B)- Faune: 23: Conodontes, 24: Radiolaires, 25: Calpionelles, 26: Globotruncana, 27: Globigérines, 28: autre fossile.

C)- Figures sédimentaires: 29: bioturbation a) empreinte b) contre-empreinte, 30: ride de courant a) mark b) cast, 31: convolute, 32: lamination oblique, 33: lamination parallèle, 34: granoclasement, 35: a) brèche b) microbrèche.

Fig. 8

Le litholog est établi de la façon suivante :

éch.	colonne stratigraphique	coul. c ; a	fig. séd.	dénomination	âge des niveaux
1	2	3	4	5	6

- 1 : éch. : échelle en mètre ; on ne tient pas compte des éventuels hiatus ;
- 2 : colonne stratigraphique : ont été reportés les principaux niveaux décrits ainsi que les fossiles observés, les niveaux de décollement fréquents et les hiatus ;
- 3 : coul. : couleur des bancs, soit à la cassure = c
soit à l'altération = a
N : noir ; J : jaune ; G : gris ; R : rouge ; V : vert ; M : marron ;
B : blanc ; Bl. : bleu ;
- 4 : fig. séd. : figures sédimentaires ;
- 5 : dénomination : pour des séries en terme de membre, formation, groupe... en vis-à-vis de la colonne stratigraphique ;
- 6 : âges : ils ont été choisis de manière à être le plus précis possible d'une part et à avoir un écart à peu près égal (entre 10 et 30 \overline{MA}) d'autre part, ceci afin de pouvoir visualiser, une fois l'âge de la série repéré, son taux de sédimentation.

3. Plan de l'ouvrage

Après les quelques généralités rapportées ci-dessus, la seconde partie comprend en premier lieu un bref historique ; puis la stratigraphie est abordée en décrivant les séries sédimentaires les plus méridionales pour se déplacer, ensuite, vers le Nord et vers les séries de plus en plus proches des sources détritiques. Chaque faciès, décrit par chapitre, est divisé en formations reconnues historiquement. Par ailleurs, je me suis efforcé de bien séparer la part d'observation pure, comme elle peut être effectuée sur le terrain ou en laboratoire (et qui pourrait éventuellement être réutilisée), de la part d'interprétation plus spéculative. A la fin de chaque chapitre, une colonne stratigraphique récapitulative (litholog) rappelle l'ensemble des observations. Le dernier chapitre est consacré aux corrélations entre les différents faciès et aux caractéristiques du bassin du Lagonegro.

La troisième partie aborde l'aspect tectonique du secteur. Après un historique succinct, les différentes unités et leurs styles tectoniques y sont décrits et caractérisés. Les structures observées ainsi que leur agencement relatif ont mené à la reconnaissance de phases tectoniques. Enfin, dans une synthèse générale, les événements tectoniques sont replacés selon leur chronologie.

quatrième partie : c'est une conclusion générale des études entreprises ; elle est présentée sous forme de reconstitutions palinspastiques compilant l'ensemble des données, qui ont abouti au choix d'un modèle géodynamique.

☆☆

DEUXIEME PARTIE

STRATIGRAPHIE

- Etude des séries
sédimentaires pré-
orogéniques
- Caractérisation de
leur lieu de dépôt

I. INTRODUCTION

1. Généralités

Les affleurements des séries sédimentaires du Lagonegro en Basilicate suivent une courbe convexe vers l'Est, longue d'une centaine de kilomètres pour une largeur de 20 km environ. Cinq faciès différents ont été reconnus et décrits ; ils sont localisés sur la figure 9. La succession sédimentaire, à l'intérieur de chacun d'eux, est à rattacher à l'histoire géodynamique du bassin depuis sa naissance, au Trias moyen, jusqu'à sa structuration à l'aurore du Miocène.

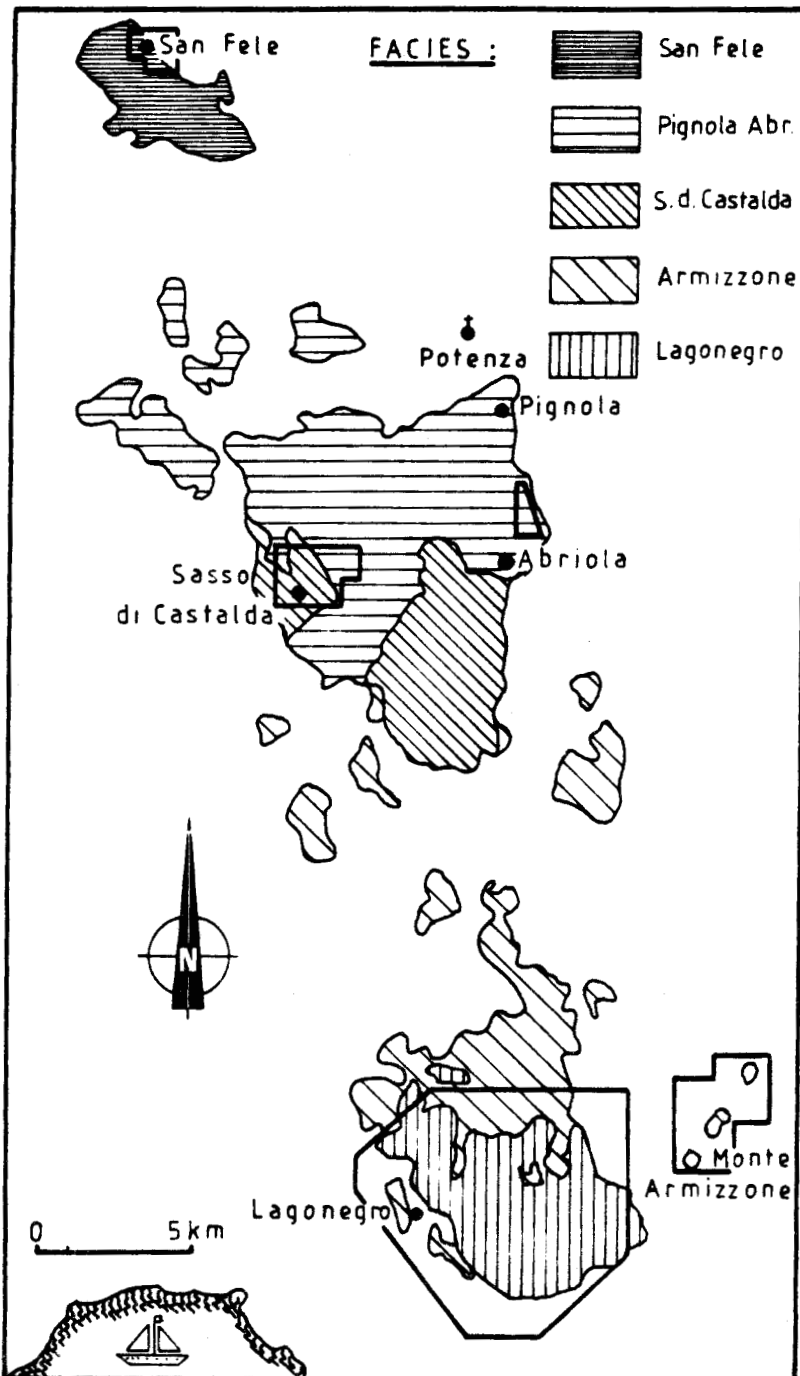


Fig. 9.- Le bassin du Lagonegro (d'après Scandone, 1972). Localisation des faciès et des secteurs étudiés.

2. Historique succinct

Les premiers travaux de reconnaissance stratigraphique des séries lucaniennes remontent à De Lorenzo (1894 a et b) qui découvre les premiers niveaux fossilifères (1896) et qui attribue, grâce à la présence d'Halobies, un "âge inférieur triasique" aux montagnes de Lagonegro (1898).

Beaucoup plus tard, suite à une étude sur les flyschs de l'Apennin méridional (Ippolito et Lucini, 1956), Lucini (1956) admet un rapport direct entre les "radiolarites" et le "flysch" sur le territoire de Lagonegro. N'ayant trouvé aucun niveau fossilifère dans les flyschs, les radiolarites de San Fele font l'objet d'une étude particulière et sont datées indirectement par Tacoli et Zoja (1957) du Lias au Malm. Ricchetti puis Scandone reprennent, en 1961, l'étude des Halobies contenues dans le calcaire à silex qu'ils estiment appartenir au Carnien inférieur-Norien moyen.

La faune mésozoïque de la province de Pignola est étudiée par Luperto en 1964 puis par Scandone en 1965 qui découvre des Brachiopodes du Ladinien dans la matrice de la formation du Monte Facito. Cette étude sera reprise par Taddei Ruggero en 1968 qui, par les Daonelles, range dans l'Anisien la base de la formation à blocs du Monte Facito. Un de ces blocs livrera plus tard un âge permien dans un élément bréchique (Donzelli et Crescenti, 1970).

Entre temps, Crescenti (1966) faisant une mise au point sur la stratigraphie de l'Apennin méridional, estime que l'âge du flysch Galestri, jusque là encore inconnu, s'étendrait du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur, tandis que les radiolarites sous-jacentes appartiendraient en totalité au Jurassique. Brönnimann *et al.* (1971) découvrent enfin un niveau à Calpionelles néocomiennes à la base du flysch Galestri, tandis que dans une publication datant de la même année, De Stasio écrit que le flysch Galestri ne dépasse pas le Crétacé inférieur.

Enfin, en 1972, Scandone dans une mise au point sur la stratigraphie des séries du Lagonegro accorde au Trias moyen la formation du Monte Facito, au Trias supérieur celle des calcaires à silex, et admet que les radiolarites sont jurassiques. Au Néocomien, apparaîtrait le flysch Galestri, ne dépassant pas le Crétacé inférieur.

3. Le cadre stratigraphique général

A la suite des études rapportées ci-dessous, les séries stratigraphiques

du Lagonegro ont été classées, du Nord au Sud, en faciès proximaux (San Fele), intermédiaires (Pignola-Abriola, Sasso di Castalda) et distaux (Armizzone, Lagonegro) (fig. 9). Dans chacun d'eux, on retrouve typiquement de la base vers le sommet :

- la "Formation du Monte Facito". Lorsqu'elle est présente, il s'agit d'un vaste olistostrome. Aucune formation plus basse n'a été découverte ;

- la "Formation des Calcaires à silex" est représentée sur 300 à 500 m par des bancs de calcaire micritique, à filaments, dans lesquels s'intercalent des passées turbiditiques à caractère de plus en plus proximal vers le Nord ;

- la "Formation des Radiolarites". Riche en bancs de jaspe à Radiolaires, son dépôt reste influencé par des apports détritiques ;

- la "Formation du Flysch Galestri" est formée d'alternances pélitico-calcaires. Au-dessus, on rencontre localement quelques niveaux microbréchiques à bréchiques (formation de Pecorone, formation de Bella...).

Le problème de l'âge de ces différentes formations sera analysé ci-dessous. Pour un résumé succinct de cette analyse, voir figure 78.



II. LE FACIES DU LAGONEGRO I

1. La formation des calcaires à silex

La formation des calcaires à silex correspond au terme le plus bas de la série du Lagonegro I (Unité de Lagonegro - Sasso di Castalda, d'après Scandone). Elle affleure à la faveur de vastes anticlinorium comme ceux du Monte del Papa ou Monte Sirino.

Etudiée depuis De Lorenzo, en 1896, qui y décrit les premières formes d'Halobie, puis plus récemment par Ricchetti (1961) et Scandone (1961), le membre basal et le substratum des calcaires n'avaient jamais été mis en évidence. Scandone (1972) attribue au Trias supérieur l'âge de cette formation.

a. Les coupes

a1. Le membre basal

Il n'a été rencontré qu'au pied du mont Niella. Bien qu'en partie couverte par une végétation plus que luxuriante, la coupe (700/455), levée entre le captage d'eau alimentant la ville de Lagonegro et le mont Niella en descendant le "Fiume Niella", a permis de reconnaître la série suivante, du plus ancien au plus récent (fig. 10 et 13) :

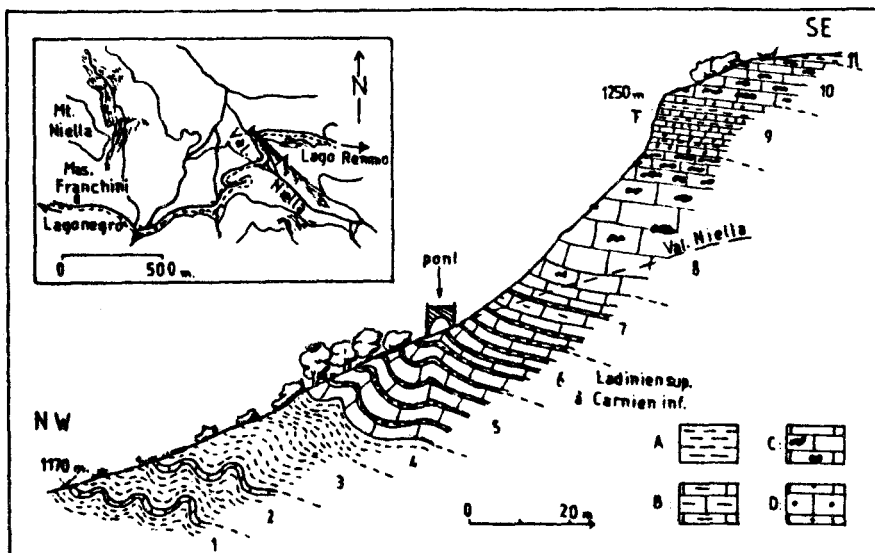


Fig. 10.- Section de la base des calcaires à silex, facies du Lagonegro I.

Légende dans le texte.

A. Pélites. - B. Calcaires pélitiques. - C. Calcaires à rognons de silex ou à chailles. - D. Calcaires siliceux.

Remarque : dans le cartouche de localisation le tracé de la route Lagonegro-Lago Remmo est approximatif.

- (1) au moins 5 m de marnes noires à débit parallélépipédique où s'intercalent quelques petits bancs de calcaire noir, légèrement poudreux. La surface inférieure de ces bancs calcaires laisse apparaître des contre-empreintes de bioturbation (piste de vers, cône de déjection...);
- (2) 5 m environ de marnes jaunâtres à petits bancs de calcaire noir;
- (3) 7m environ de marnes jaunâtres à débit schisteux et au toucher savonneux;

(4) 5 m environ de marnes noires du même type qu'en (3) ;

Des plis disharmoniques, souples, affectent faiblement ces quatre premiers termes ainsi que le suivant (fig. 11) :

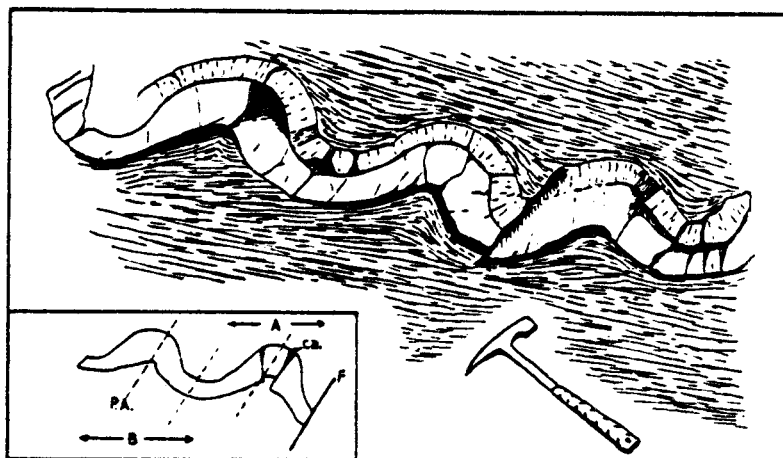


Fig. 11.- Plis disharmoniques dans la série pélitico-calcaire de la base des calcaires à silex de l'unité du Lagonegro I, d'après photographie.

Le style des plis est à la fois :

A. Isopaque : la déformation se concentre à la charnière du pli. - B. Anisopaque : la déformation se concentre sur les flancs du pli qui sont alors étirés. - PA. Plan axial. - F. Faille. - Ca. Joint de calcite.

(5) une alternance régulière (épaisseur 12 m) de bancs de calcaire micritique gris et de marnes jaunes en bancs d'une dizaine de centimètres. Le passage calcaire/argile est progressif, les bancs de calcaire passant, vers le haut, aux argilites par granoclassement. Sur la surface inférieure des bancs de calcaire, sont visibles des contre-empreintes de bioturbation (Serpulites, Fucofides ?). De remarquables figures de slump se rencontrent dans ces niveaux, indiquant une paléopente locale actuellement orientée vers le Nord (fig. 12) ;

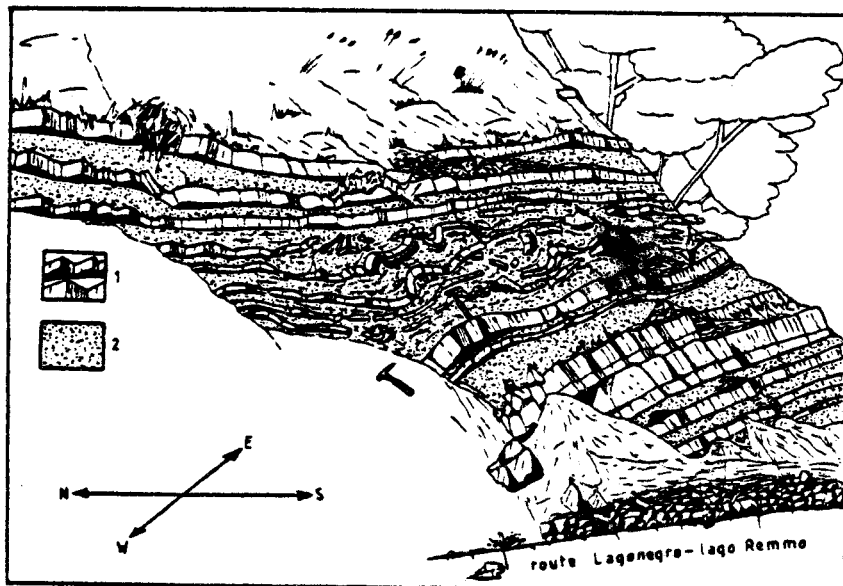


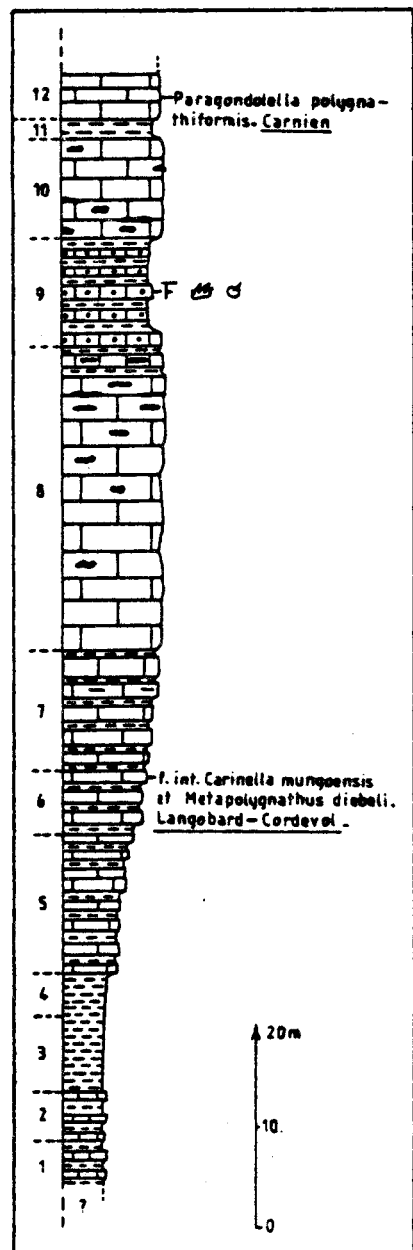
Fig. 12.- Figure de slump dans la base des calcaires à silex du Lagonegro I d'après photographie

1. Calcaire micritique à silex. - 2. Marnes et Argilites.

Route Lagonegro Lago Remmo entre Mt del Papa et Mt Niella.

(6) 7 m d'une alternance non régulière de calcaire micritique gris, de calcaire marneux et de marnes jaunâtres, en bancs de 10 à 50 cm. L'épaisseur des bancs de marnes jaunâtres diminue vers le sommet. La présence de Conodontes, notamment d'une forme intermédiaire entre *Carinella mangoensis* (Diebel) et *Metapolygnathus diebeli* (Kozur et Mostler), et de

Radiolaires m'ont fait attribuer ces niveaux au Langobard-Cordevol, c'est-à-dire à la limite Ladinien-Carnien (Miconnet, 1982) ;



- (7) 12 m de calcaire micritique gris, quelquefois légèrement marneux, en petits bancs à la base, et de marnes jaunâtres à grisâtres à débit schisteux fin. L'épaisseur des bancs de marnes diminue lorsque l'on monte dans la série, parallèlement celle des bancs de calcaire micritique augmente. Une section d'Ammonite sp. indéterminée a été découverte dans ce niveau ;
- (8) 30 m de calcaire micritique gris à silex, à altération blanche, plus ou moins bien lité en bancs de 30 cm. La quantité et le litage des silex augmentent en s'élevant dans ce niveau ;
- (9) 10 m d'une série siliceuse, formant un bon niveau repère. Elle est composée de petits bancs ocres, de 5 à 10 cm, voire 1 cm, fortement siliceux mais faisant encore effervescence à l'HCl, alternant avec de petits bancs de calcaire gris à lits de silex, de bancs centimétriques de pélites noires à débit schisteux, de lits de 5 cm de jaspes verts légèrement noduleux à Radiolaires. Les bancs de calcaire siliceux montrent des laminations obliques, et à la base de certains bancs jaspeux, des "flutecasts" ont été repérés. Les bancs siliceux ocres présentent des craquelures perpendiculaires à la stratification représentant certainement d'anciennes fentes de retrait. Quelques bancs ne sont que peu silicifiés, notamment au milieu de la série où un banc de calcaire a livré des Conodontes : *Neohindeodella triassica triassica* (Muller) et *Chirodella dinodoides* (Tatge). Sur quelques bancs silicifiés, j'ai reconnu des empreintes d'Halobies (*Halobia superba* Halobia cf. *H. cassiana* Halobia *styriaca* Scandone, 1972) ;
- (10) 10 m de calcaire gris, en banc de 50 cm à 1 m. Les lits de silex, nombreux à la base, disparaissent vers le sommet ;
- (11) 1 à 2 m de marnes grises à vertes, à débit écailleux termine la coupe.

Fig. 13.- Colonne stratigraphique de la formation des calcaires à silex de faciès Lagonegro I, membre inférieur.

Légende : voir texte.

★-Les structures microscopiques des calcaires les font rentrer dans la classe des mudstone, wackestone ou plus rarement, packstone. La fraction

biogène est représentée par des Radiolaires, généralement recristallisés en calcite, en pyrite et/ou en dolomite, par des filaments attribuables à des sections de bivalves principalement d'Halobies et de petits Crustacés comme des Ostracodes, et par quelques rares empreintes ou fragments d'Ammonites non déterminables.

Les tests d'organismes ayant formé en partie le calcaire à filaments ont une double origine (fig. 14A et B) :

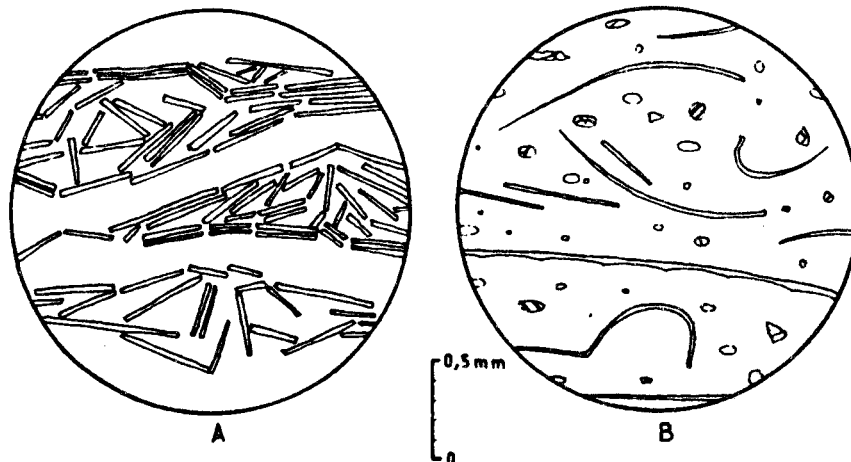


Fig. 14 A.- Calcaire turbiditique micritique à filaments.

Les zones à filaments sont concentrées dans des laminae, véritables microlentilles où sont visibles des convolutes.

Fig. 14 B.- Calcaire pélagique micritique à filaments.

A côté des filaments, et sans granoclasement, se trouvent des fantômes de Radiolaire.

- soit l'origine est typiquement pélagique et se présente, au microscope, comme le montre la figure 14 B, c'est-à-dire sous forme d'un fond calcitico-dolomitique où se surimposent des sections de tests ayant gardé leur forme originelle, déposés parallèlement à la stratification, et des sections de Radiolaires plus ou moins recristallisés ;

- soit l'origine est turbiditique, c'est-à-dire que la boue, encore meuble, a été remaniée et s'est redéposée sur le fond (sans implication sur la longueur du trajet). L'aspect des calcaires en lame mince est alors différent (fig. 14A). Les filaments ne sont plus répartis globalement dans la lame mais sont concentrés dans des zones lentiformes, bien délimitées à la périphérie par des filaments parallèles entre eux et parallèles au bord de la "lentille". Au centre de celle-ci, les filaments se désorientent et semblent marquer d'anciennes traces de convolute (?).

Ce second type de calcaire présente des filaments généralement courts, plats et anguleux et sont donc à rapprocher de ceux décrits par Peyre (1959) et Cuvillier (1969) qui interprètent le même type de filament dans des calcaires jurassiques comme des sections d'appendices de Crustacé.

Il est évident qu'ici, ce type de filaments est dû à la concentration de tests qui se sont cassés et détériorés lors d'une phase de transport, et qui se sont resédimentés en gardant une texture de "flux".

Les deux types de structure décrits précédemment se retrouvent en proportion plus ou moins grande dans tous les niveaux de la série. Toutefois, on remarque que le type A, c'est-à-dire turbiditique, semble prédominer vers le haut de la série alors que le type B, typiquement pélagique, est plus fréquent vers la base. Sporadiquement, sur le fond micritique, apparaissent comme surimposés de petits cristaux losangiques, souvent teintés d'ocre-brun, de dolomite ankéritique. Pour cette partie, leur origine est incontestablement secondaire.

a2. Le membre sommital

Mieux représenté à l'affleurement, il s'agit des calcaires à silex *sensu stricto*. Déjà étudié en détail lors de travaux précédents (Miconnet, 1982), nous n'en retiendrons que les traits essentiels.

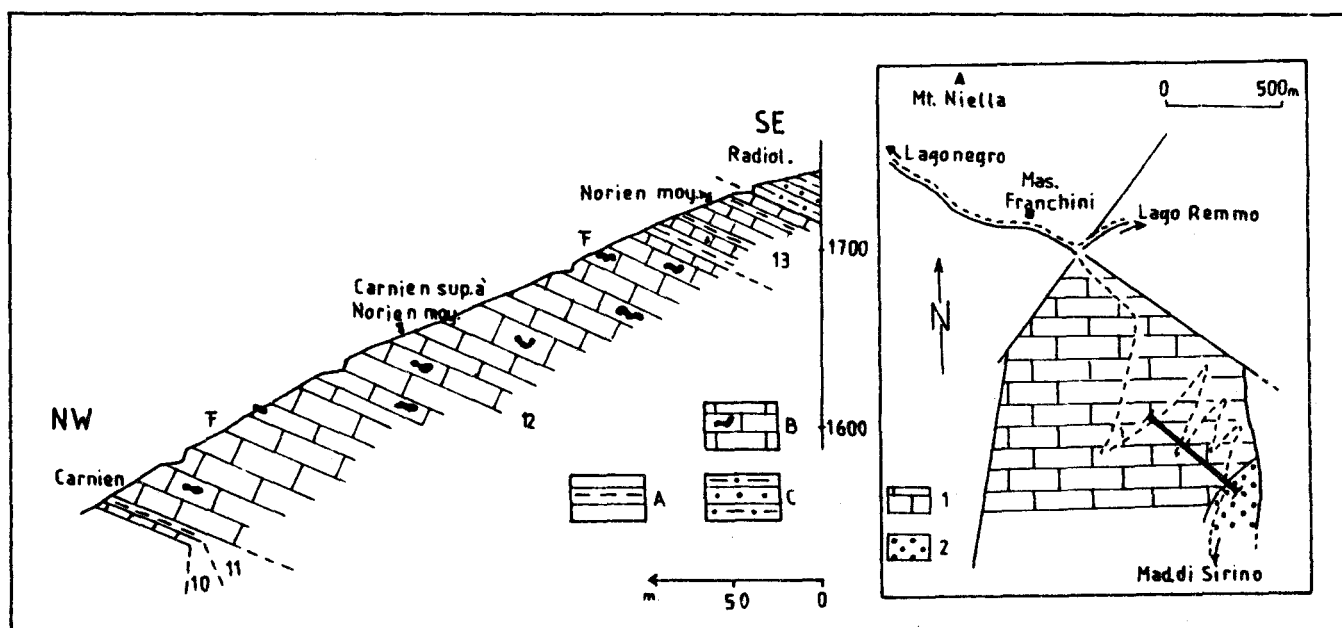


Fig. 15.- Coupe des calcaires à silex du Lagonegro I, flanc Nord-Ouest du Monte del Papa.

Légende dans le texte.

A. Pélites et marnes. - B. Calcaire à silex ou chailles. - C. Bancs de pélites siliceuses et de jaspes (dans radiolarites).

Dans le cartouche de localisation : 1. Série des calcaires à silex. - 2. Série radiolaritique.

Le tracé du chemin menant à la chapelle de Sirino est approximatif.

Deux ensembles inégaux en épaisseur et en intérêt sont identifiables le long du chemin qui serpente sur le flanc Nord Ouest du Monte del Papa (690-450) (fig. 15 et 16) :

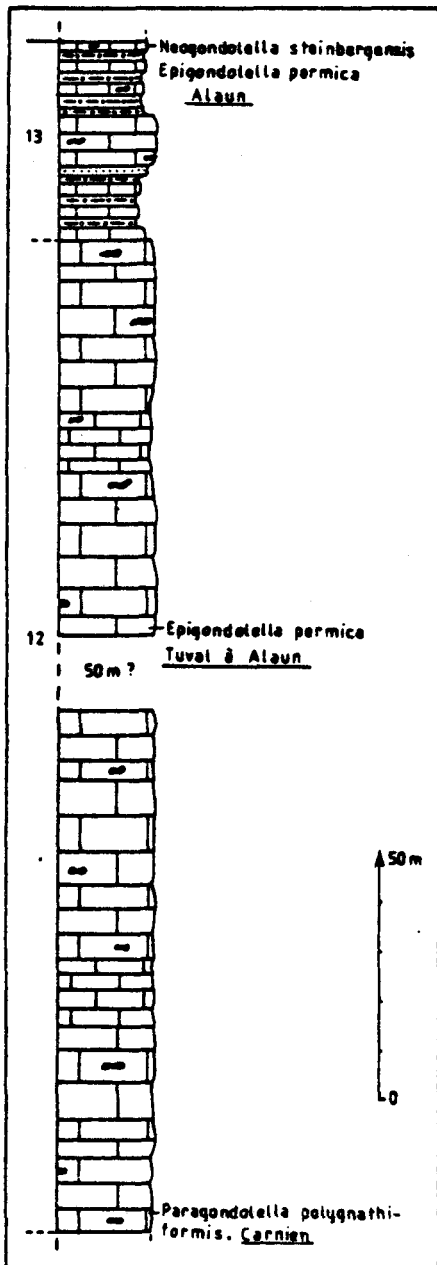


Fig. 16.- Colonne stratigraphique de la formation des calcaires à silex de faciès du Lagonegro I, membre supérieur.

Légende dans le texte.

L'ensemble supérieur, où est représenté l'ultime terme carbonaté, achève la formation des calcaires à silex de l'unité du Lagonegro I.

- (12) un ensemble, en contact stratigraphique avec la partie basale, formé par une série monotone de 200 à 300 m de calcaire micritique noir à rognons de silex et de chailles toujours riche en filaments au moins pour les plus foncés. Les empreintes d'Halobie, visibles dans quelques niveaux, furent étudiées depuis longue date (De Lorenzo, 1896 ; Ricchetti, 1961 ; Scandone, 1961 ; De Capoa Bonardi, 1970). Scandone (1972) décrit un niveau riche en *Halobia charlyana*, une soixantaine de mètres après le dernier niveau argileux de base (= niveau 11 de la coupe précédente ?) et un autre riche en *Halobia norica*, *Halobia sicula* et *Halobia lineata*, au sommet de cet ensemble.

La présence de quelques Conodontes et Radiolaires m'a permis de confirmer et de préciser l'âge donné par les Halobies. C'est ainsi que la partie moyenne de cet ensemble a été datée du Carnien supérieur à Norien moyen (Tuval à Alaun) par la présence d'*Epigondolella permica* (Hayashi) et, de par la présence de *Paragondolella polygnathiformis* (Budurov et Stefanov) dans un niveau de calcaire 4 m au-dessus du terme 11, la base a été datée du Carnien (Cordevol à Tuval) ;

- (13) un ensemble supérieur, qui constitue les couches entre les calcaires et les radiolaires. Il est constitué par une quarantaine de mètres de calcaire micritique, quelquefois légèrement gréseux ou marneux, de couleur ocre à noire, passant au rouge vers le sommet. Dans les derniers bancs de calcaire, notamment dans les calcaires gréseux, des stratifications entrecroisées sont observables. Ces calcaires alternent avec de petits bancs de pélites siliceuses rouges, au toucher rugueux, dont l'épaisseur augmente vers le sommet. L'association de Conodontes dans les derniers niveaux calcaires, dont notamment *Neogondolella steinbergensis* (Mosher) et *Epigondolella permica* (Hayashi) et de Radiolaires comme *Pseudoheliodiscus finchi* Pessagno, indique un âge Norien moyen (Alaun).

★-L'examen au microscope optique montre que les deux types (A et B) de filaments décrits précédemment sont représentés dans toute cette partie, ainsi que de nombreux Radiolaires épigénisés en calcite-dolomite ou en pyrite.

Une silicification secondaire s'est développée dans toute cette série. Elle se traduit par la présence de chailles (à l'intérieur desquelles la texture primaire du calcaire est encore visible), de silex et de cristaux microscopiques de quartz authigène.

De petits rhomboédres bruns de dolomite ankéritique se sont formés secondairement dans la roche par percolation, à travers des fissures, d'un fluide chargé en magnésium. Ce fluide a aussi "attaqué" certains filaments et certains Radiolaires, les transformant en carbonate de magnésium. La coloration sélective de la roche à l'Alizarine Red-S et au Magneson II (Soubias, 1973) a montré que la dolomitisation totale ne dépasse pas 5 % du volume de la roche.

b. Interprétation

La formation des calcaires à silex peut être divisée en deux membres : un membre basal, qui montre l'installation progressive d'un régime carbonaté, et un membre sommital beaucoup moins terrigène. La différence de compétence entre ces deux membres est telle qu'il se produit souvent des décollements et des disharmonies (fig. 17)

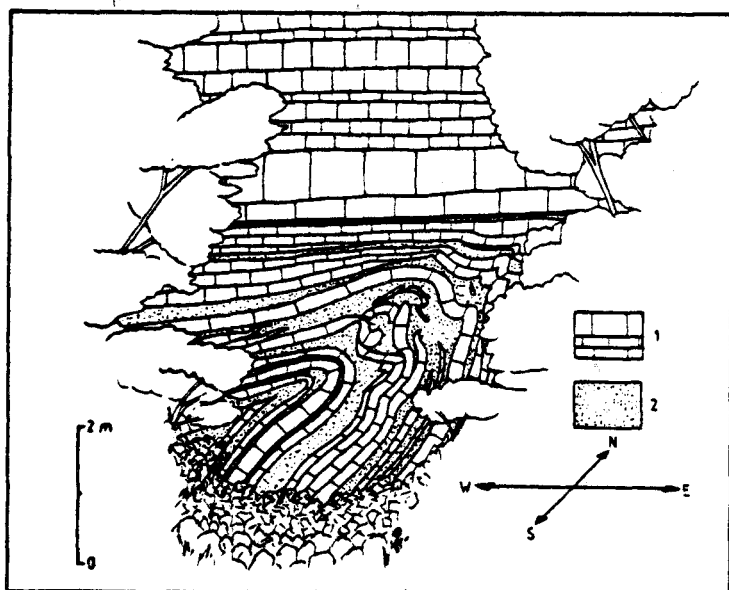


Fig. 17.- Plis d'entraînement, à la base du massif de Gianni Grieco, montrant le style disharmonique de la partie basale des calcaires à silex du Lagonegro I (d'après photographie).

1. Calcaire micritique à silex. -
 2. Marnes et argilites.
- (niveau de décollement souligné).

- Le membre basal montre des textures sédimentaires typiques de turbidites : granoclassements verticaux, de convolutes et de bioturbation affectant les calcaires qui entrent dans les intervalles C, D et E de la séquence type de Bouma.

La régularité impressionnante, dans certains niveaux de base, des cycles calcaire / argile, la persistance latérale des lits due au parallélisme relatif de la stratification, l'absence des intervalles A et B de la séquence de Bouma et la présence de calcaire ayant une origine à la fois pélagique et détritique (c'est-à-dire de calcaire hémipélagique) sont caractéristiques de séries turbiditiques dites "basin-plain" et déposées loin de la source d'alimentation (Mutti, 1977). La présence de slump, dans cette partie, n'est pas significative. On admet généralement qu'une pente de 1 à 5° est suffisante pour engendrer de tels glissements synsédimentaires. La direction de la "paléopente", orientée vers le Nord, n'a pas fourni de signification paléogéographique globale.

-Le membre sommital est, mises à part quelques rares passées pélitiques, composé d'une série pratiquement "holocalcaire". Le caractère hémipélagique des calcaires est toujours présent et la majeure partie des carbonates est constituée de séquences turbiditiques (séquences C, D et E de Bouma). Comme le membre basal, il a subi une silicification secondaire ayant conduit à la formation de cherts (chailles et silex). La silice, nécessaire à cette formation, pourrait provenir de la dissolution des Radiolaires et de petits grains de quartz amenés au lieu de sédimentation par les turbidites. Une faible dolomitisation affecte aussi la série. L'origine de la dolomie semble être double ; une légère dolomitisation secondaire a affecté la roche consolidée et s'est développée près des fissures et des stylolites. Un liquide riche en ions ferreux et magnésiens semble avoir percolé secondairement à travers la roche en empruntant des discontinuités, fissures, diaclases et stylolites. Primitivement, à côté de cette dolomitisation tardive, il semble que certains courants turbiditiques aient apporté directement des carbonates dolomitiques au lieu de resédimentation. En lame mince, les calcaires dolomitiques se présentent sous forme d'une alternance plus ou moins régulière de laminae dolomitiques et calcaires.

Les Radiolaires sont largement représentés dans cette partie. Il est important de signaler que ceux-ci ne sont jamais sous forme de laminae ou granoclassés dans la roche mais sont épars dans celle-ci. Ils n'ont donc pas subi de remaniement et constituent donc une faune pélagique autochtone. Leur étroite association avec des filaments, traces d'anciens tests calcitiques, laisse à penser que leur forte proportion dans la roche (jusqu'à 20 %) n'est pas due à un effet de dissolution des carbonates mais semble être la cause d'un "paléobiotope" favorable.

c. Conclusion

La sédimentation calcaro-pélimitique, pour partie du Ladinien supérieur à Carnien et celle "holocalcaire" du Carnien-Norien moyen, montrent des textures et structures typiques de turbidites distales. Des phénomènes de silicification secondaire ayant formé les silex puis les chailles, suivis d'une très légère dolomitisation tardive, mais pouvant primitivement provenir d'apports turbiditiques plus dolomitiques, affectent toute la formation. Au sommet de celle-ci, datée de l'Alaun, de nouveaux apports pélimitiques annoncent l'arrivée prochaine d'une sédimentation siliceuse à Radiolaires.

2. La formation des radiolarites

Le terme "radiolarite" est vague et d'emploi imprécis ; on l'attribue à des roches sédimentaires siliceuses à Radiolaires, colorées généralement en rouge. Ici, et pour le reste de l'exposé, j'emploierai ce terme pour désigner une série sédimentaire, généralement rouge-violacée, à tendance siliceuse et possédant des bancs de jaspe à Radiolaires, mais pouvant aussi contenir des passées pélimitico-siliceuses voire des petits bancs de calcaire turbiditique (Unité du Lagonegro II : faciès San Fele par exemple).

La formation des radiolarites de l'Unité du Lagonegro I repose en concordance sur celle des calcaires à silex, les niveaux de base montrant un bel exemple de passage vertical de faciès. Encore une fois, ce fut par les travaux de De Lorenzo, en 1894, que fut connue la formation. L'âge de celle-ci fut souvent sujet à controverse. Ainsi, Crescenti, en 1966, Tacoli et Zoja, en 1957, et Luperto, en 1964, par "calage" et comparaison lui accordent un âge du Lias au Malm ; en revanche, Scandone (1971) la fait s'étendre du Trias supérieur au Jurassique supérieur. L'utilisation de la biostratigraphie des Radiolaires m'a permis d'en préciser l'âge (Norien à Tithono-Berriasien).

a. La coupe

La formation affleurant en de nombreux endroits, de nombreuses coupes permettent de l'illustrer. Celle de la vallée de la Nevara (687/419), première vallée au Nord de la Madonna del Brusco, sur le flanc occidental du "Monte Sirino" a l'avantage d'être facile d'accès.

Les strates de cette coupe sont pratiquement verticales et il faut remonter une centaine de mètres en amont de la vallée pour apercevoir les premiers bancs calcaires formant le substratum des radiolarites (fig. 18).

De la base vers le sommet, on distingue (fig. 19) :

- (1) 4 m de pélites siliceuses vert-bouteille ou rouge lie-de-vin, à débit écaillé et toucher rugueux, alternant avec de petits bancs décimétriques de jaspes pélitiques verts ;

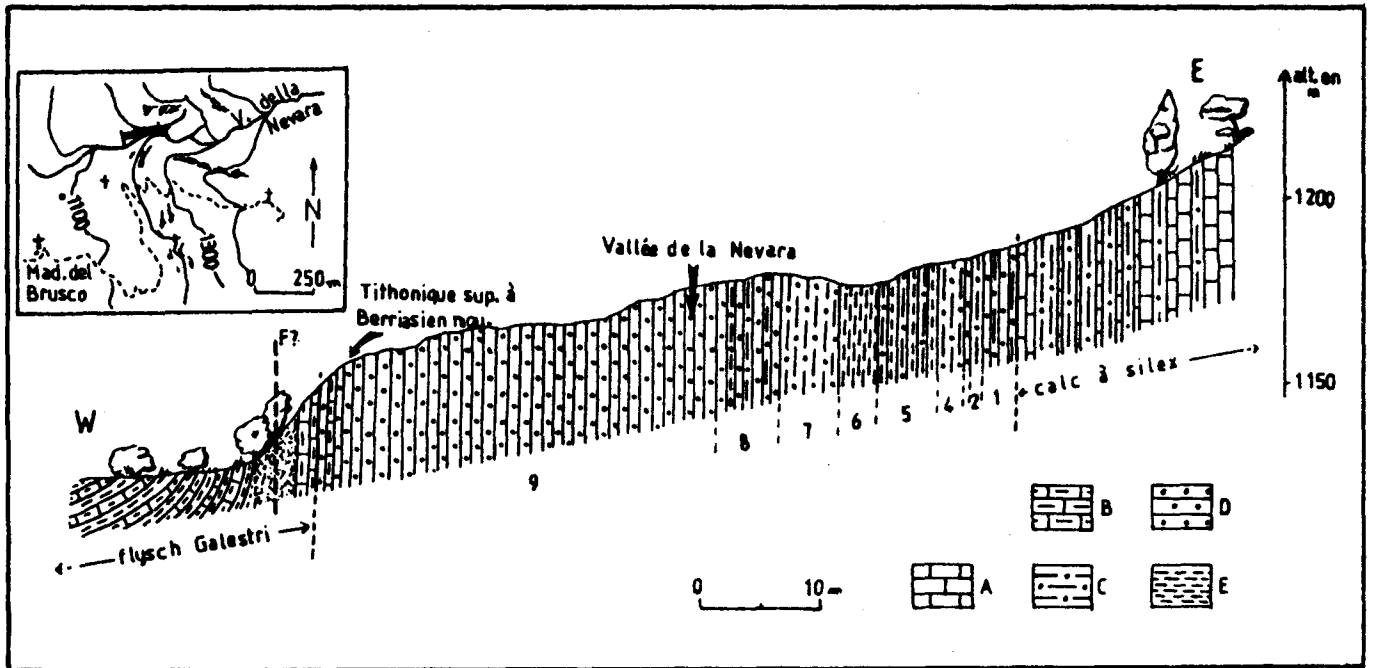


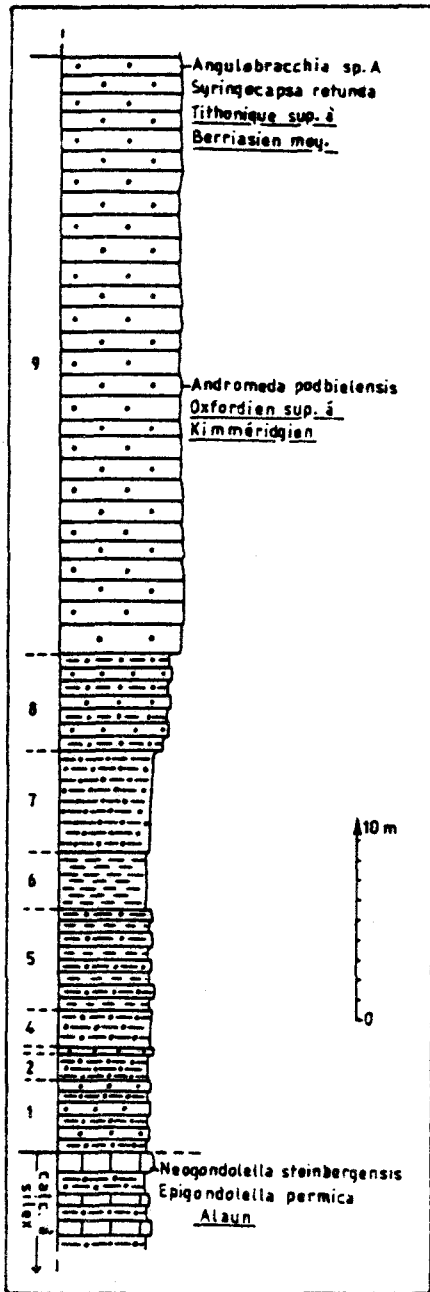
Fig. 18.- Coupe des radiolarites du Lagonegro I dans la "valle della Nevara."

Légende dans le texte.

A. Calcaire. - B. Calcaire silico-marneux. - C. Pélites siliceuses. - D. Jaspes. - E. Pélites.

- (2) un banc d'1 m de pélites siliceuses rouges, à débit écaillé ;
- (3) un niveau de 50 cm de jasper vert en bancs décimétriques. Au microscope, les Radiolaires contenus dans certains lits apparaissent usés, de forme sphérique, et granoclassés : les plus gros spécimens laissant place, vers le haut, aux plus petits puis aux pélites ;
- (4) 2 m de pélites siliceuses rouges à débit écaillé ;
- (5) 5 m de pélites siliceuses vertes, à interlits pélitiques noirs. Vers le milieu de ce niveau, est présent un banc décimétrique de jasper microbréchié noir. Cette microbrèche est composée de grains de quartz, de morceaux de grès, de débris clastiques de jaspes, de quelques cristaux de calcite d'origine secondaire au moins pour partie, de micas blancs et de nombreux oxydes opaques. Tous ces clastes sont granoclassés et appartiennent aux intervalles B à D de la séquence de Bouma. Les opaques, qui donnent la couleur noire à la roche, sont souvent entourés par une "gangue" de chlorite fibreuse à proximité du nucléus, en amas sur le pourtour. La matrice cimentant les clastes est formée d'oxyde et de pélites ;

(6) 3 m de pélites rouges au sommet, vertes à la base, à débit écailléux ;



(7) 5 m de pélites siliceuses vertes à débit grossier ;

(8) 5 m de pélites fortement siliceuses, à bancs de 5 à 10 cm de jaspe verdâtre. Au microscope, ceux-ci présentent des laminations parallèles. Les laminae sont composées de Radiolaires et de débris clastiques relativement grossiers (0,5 mm), principalement des morceaux de quartz, de jaspes et des cristaux d'hématite alternant avec des laminae argilo-siliceuses (fig. 20). Les cristaux d'hématite, comme pour le niveau 5, sont entourés d'un cortex chloritique ;

(9) 30 m de jaspe bleuâtre, quelquefois légèrement verdâtre à altération jaunâtre, en lits décimétriques relativement riches en Radiolaires et à interlits centimétriques pélitiques gris. Certains lits présentent encore des laminations et des granoclassements de Radiolaires. L'association de certains Radiolaires a permis de préciser l'âge de la série (Miconnet, 1982). La présence, vers le milieu de ce niveau, d'*Andromeda podbielensis* (Ozvoldova), de *Triactoma blacket* (Pessagno), de *Triactoma cornuta* Baumgartner, d'*Higu-mastra imbricata* Ozvoldova et d'*Angulobracchia digitata* Baumgartner a donné un âge oxfordo-kimméridgien. Le sommet de ce niveau passe transitionnellement au flysch Galestri par un niveau de 2 m qui voit progressivement la série s'enrichir en lits pélitiques et en bancs de calcaire siliceux dolomitique au détriment des bancs jaspeux. L'extrême sommet de ce niveau a fourni un âge tithonique supérieur à berriasien inférieur et moyen par l'association d'*Angulobracchia* sp. A Baumgartner et de *Syringocapsa rotunda* (Hinde). C'est avec ces niveaux que s'achève la formation.

Fig. 19.- Colonne stratigraphique de la formation des radiolarites de faciès Lagonegro I.

Légende dans le texte.

★- L'examen en microscopie optique a permis de mettre en évidence différents types d'organisation de la silice. Pour ce qui est du terme supérieur de la série (niveau 9), le seul qui soit à dominance jaspeuse, mais aussi pour d'autres niveaux siliceux de base, les bancs de jaspe apparaissent recristallisés

en quartz microcristallins, de taille généralement inférieure à 20 μ m. Cette recristallisation tardive a effacé toute trace de structure préexistante et s'est répartie de façon homogène. La silice des pélites siliceuses ou des bancs de jaspe pélitique ne s'est, en principe, pas recristallisée comme pour le cas précédent et laisse donc apercevoir la texture primitive de la roche : laminae de Radiolaires ou d'argilites, granoclassement de Radiolaires. Les Radiolaires sont eux aussi recristallisés soit en quartz, soit en calcédoine et apparaissent alors formés de fines fibres rayonnantes. On remarque aussi, dans certains niveaux, des Radiolaires épigénisés en chlorite ou simplement à coeur chloritique. La chlorite semble étroitement liée à la roche. Elle lui donne sa couleur verte tandis que l'hématite, la teinte en rouge (Folk et Mc Bride, 1978).

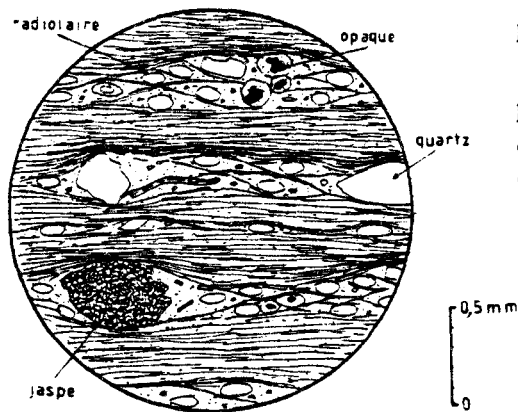


Fig. 2Q- Lamination dans les radiolarites du Lagonegro I, niveau 8.

Dans les laminae, on reconnaît des morceaux de jaspe et de quartz, des Radiolaires et des opaques entourés d'une "gangue" chloritique.

Le rapport entre niveau riche en chlorite et niveau riche en hématite est complexe. Au premier abord, il semble qu'il existe des lits chloritiques, donc à fer sous forme réduite, et des lits hématitiques à fer sous forme oxydée. L'examen de détail montre que sur certains échantillons, la surface séparant les niveaux rouges des niveaux verts recoupe la stratification et même, l'interface rouge/vert peut se présenter d'une façon nuageuse, diffuse dans la roche. L'alternance de niveaux oxydés et réduits n'est donc pas un phénomène uniquement sédimentaire mais semble due, en partie, à des phénomènes diagénétiques.

b. Interprétation

L'interprétation du faciès radiolaritique en tant que marqueur de paléoprosfondeur est discutable.

Il est maintenant acquis que, sous la C. C. D. et en l'absence de dépôt détritique important, peuvent se déposer les tests siliceux des Radiolaires. Ces dépôts formeront les radiolarites de type Ligure, à substratum ophiolitique.

Ce mode de formation n'est cependant pas unique. La distribution actuelle des boues siliceuses est largement coïncidente avec les zones de haute productivité (Hsü, 1976 ; De Wever, 1982) ; par ailleurs, ces organismes pélagiques peuvent être abondants dans des bassins relativement peu profonds et peu éloignés des côtes mais où, cependant, les apports détritiques restent faibles. Citons, par exemple, les bassins de Santa Barbara au large de la Californie où des sédiments riches en Radiolaires se déposent actuellement à une profondeur de 500 m, ou de la mer du Japon où, ni la proximité des côtes, ni la relative faible profondeur, n'empêchent la formation de dépôts semblables à Diatomées.

Par ailleurs, Fleury (1980) et Thiébaud (1982) attribuent globalement l'apparition du faciès radiolaritique dans les séries pindiques de Grèce à un approfondissement du bassin de sédimentation accompagné d'une remontée généralisée de la C. C. D. au cours de l'Aalénien-Bajocien inférieur (Berger et Winterer, 1974 ; Winterer et Bosellini, 1981).

Que peut-on conclure quant aux formations qui nous intéressent ? Tout d'abord, après un bref calcul, on remarquera la variation extrêmement brutale du taux de sédimentation qui passe d'environ $34 \text{ m}/\overline{\text{MA}}$ pour la formation des calcaires à silex, à $0,73 \text{ m}/\overline{\text{MA}}$ pour celle des radiolarites. Cette variation notable, qui a eu lieu au Norien supérieur-Rhétien inférieur, ne peut pas être attribuée à une différence marquée de compaction entre les deux formations. La déformation subie par les fossiles, en particulier par les Radiolaires, lors de la compaction des séries, reste la même dans les formations des radiolarites et des calcaires à silex. Le taux de compaction semble s'être réparti de façon homogène dans l'ensemble des formations.

D'autre part, on se souvient que la proportion en Radiolaires contenus dans les calcaires, proportion assez élevée, avoisine les 1 à 5 % du volume global de la roche. Le taux de sédimentation, dans les calcaires à silex, des Radiolaires et des pélites (dont la proportion reste constante dans la série) est donc de $1 \% \times 34 \text{ m}/\overline{\text{MA}} = 0,34 \text{ m}/\overline{\text{MA}}$ à $5 \% \times 34 \text{ m}/\overline{\text{MA}} = 1,7 \text{ m}/\overline{\text{MA}}$, c'est-à-dire d'un ordre de grandeur comparable à celui de la formation des radiolarites.

La formation des radiolarites ne semble donc pas résulter ici d'une crise radiolaritique jurassique, comme cela semblait être le cas dans la Téthys (Steinberg *et al.*, 1977 ; Marcoux et Ricou, 1979 ; Mc Bride et Folk, 1979), mais plutôt d'un arrêt de la sédimentation carbonatée qui peut être dû :

- soit à l'arrêt des apports turbiditiques calcaires ;
- soit à celui du dépôt de carbonates, sans obligatoirement l'arrêt des apports.

Si la première hypothèse était vérifiée, l'arrêt des apports calcaroturbiditiques (par stabilisation des plates-formes carbonatées ou pénéplation par exemple) n'entraînerait pas l'arrêt de dépôt du carbonate biogénique autochtone que l'on retrouverait dans la formation des radiolarites. D'autre part et nous le verrons par la suite, (cf. unité du Lagonegro II, faciès San-Fele), les apports turbiditiques carbonatés n'ont pas cessé et s'intercalent encore dans la série radiolaritique proximale. On est donc contraint d'admettre que l'arrêt de sédimentation des carbonates turbiditiques distaux et pélagiques est dû à une dissolution lors du dépôt, donc que celui-ci s'est fait sous la surface de compensation des carbonates en se gardant bien, par ailleurs, de préciser sa bathymétrie. On sait en effet que celle-ci a varié au cours des temps et varie selon le lieu, en particulier la C. C. D. se relève près des continents (Berger, 1979 ; Berger et Winterer, 1974).

c. Conclusion

Sur une soixantaine de mètres d'épaisseur, la formation des radiolarites qui s'étage du Norien moyen à supérieur au Tithonique supérieur-Berriasien moyen, est composée de bancs pélitico-siliceux, surtout concentrés à la base, et de bancs sommitaux de jaspe à Radiolaires. De nombreux indices montrent que bien que la faune se soit déposée in situ, des apports turbiditiques ont troublé la sédimentation biogénique. En considérant les différents taux de sédimentation, on est conduit à admettre que l'apparition d'un tel faciès est due à une variation relative du niveau de compensation des carbonates se plaçant, dès le Norien supérieur, au-dessus du fond du bassin.

3. Le flysch Galestri

Bien qu'affleurant sur la totalité de la zone lucanienne et donc du secteur étudié, le flysch Galestri, ou Galestrino suivant les auteurs, est resté longtemps fort mal connu. Ce fait s'explique, en partie, par la monotonie de son faciès et par son mode d'affleurement, au creux des vallées (qui sont généralement fortement couvertes). Sa continuité stratigraphique avec les radiolarites et donc son rattachement aux unités du Lagonegro ne fut reconnu que progressivement depuis les premières études entreprises par De Lorenzo (1894 a et b, 1896, 1898, 1910) jusqu'à celle, plus récente, de Lucini (1956). En 1971, Brönnimann, Durand-Delga et Grandjacquet attribuèrent au Néocomien la base du flysch, par la présence dans des niveaux remaniés, de quelques Calpionelles. La même année, De Stasio écrit que l'âge du flysch

Galestri s'étend du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur. Enfin, Scandone en 1972, décrit, près de Pécorone, des formations rouges du Sénonien supérieur qui pourraient bien former "un continuum possible de la série" vers le haut.

a. Les coupes

a1. La formation du flysch Galestri

Deux formations de répartition géographique inégale composent la série, ou groupe du flysch Galestrino. La formation du flysch Galestri, qui correspond à la partie basale, est très bien représentée à l'affleurement : c'est la partie flyschofide typique.

Elle débute par un niveau de transition entre les radiolarites et le flysch s.s. La coupe qui l'illustre a été faite le long de la route Lagonegro-Moliteno, au lieu dit "Punto della Pietra", près de la vallée de la Pietra (660/475) (fig. 21).

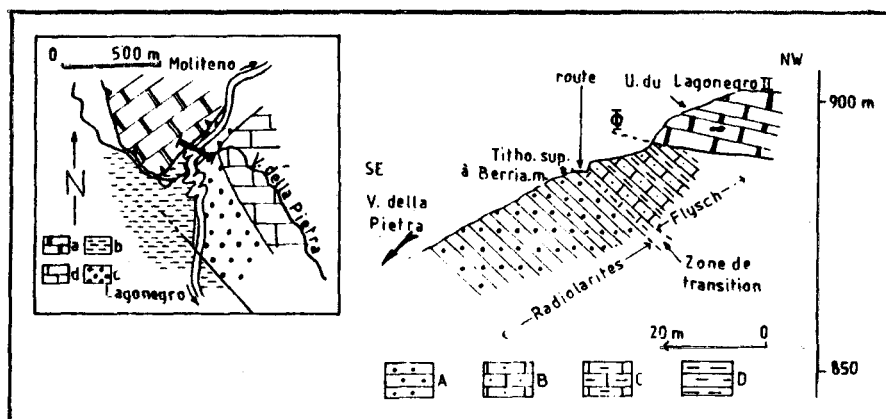


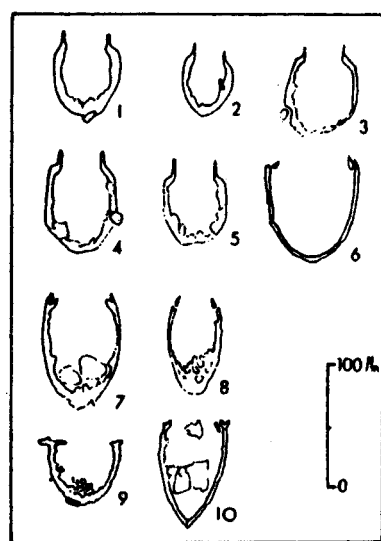
Fig. 21.- Le passage radiolarites/flysch Galestri dans le Lagonegro I.
A. Jaspes. - B. Calcaire siliceux. - C. Calcaire marneux. - D. Pélites.
Dans le cartouche de localisation : a. Unité du Lagonegro II, faciès Armizzone.
Pour l'unité du Lagonegro I : b. Flysch Galestri. - c. Radiolarites. - c. Calcaire à silex.

Remarque : le tracé de la route Lagonegro-Moliteno est approximatif.

D'une puissance de deux mètres, le faciès de transition est représenté par des bancs de jaspe qui s'enrichissent progressivement vers le haut en composés carbonato-pélitiques en prenant parallèlement des teintes gris-plomb. Encore riches en Radiolaires malheureusement indégageables, ces bancs de jaspes carbonatés s'intercalent dans des pélites noires à débit schisteux, en bancs de plus en plus importants vers le haut (10 à 20 cm).

Vient ensuite la série typique composée d'une alternance de bancs de calcaire pélitique micritique, de 10 à 20 cm d'épaisseur, quelquefois sous forme de lentilles, ocre à marron, siliceux et souvent dolomitisé, riche en Radiolaires calcitisés ou dolomitisés d'une part et de pélites marrons à noires à débit écaillé à schisteux d'autre part. La forte teneur en fer et en manganèse de cet ensemble est traduite par la couleur ocre-rouille de la majorité des bancs de calcaire à l'affleurement et par l'épigénie des Radiolaires en pyrite. La limite des bancs calcaire et pélitique est toujours franche : on n'observe que rarement un granoclassement de l'un à l'autre.

Certains échantillons récoltés sur le talus de la rivière Cogliandrino, non loin vers l'Ouest de la route Lauria/Moliterno-Castelsaraceno (790-405) (fig. 22), ont livré quelques Calpionelles. La série radiolaritique n'affleurant pas, les échantillons récoltés ne peuvent donc être positionnés exactement sur la colonne stratigraphique. Les bancs de calcaire dolomitique basal, ou supposés tels, ont montré au microscope une faune composée en majorité de Radiolaires épigénisés en calcite ou en dolomite. On peut aussi y apercevoir



(Planche 2, photos 7 à 9).

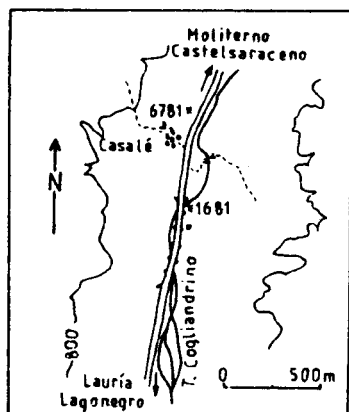


Fig. 22.- Calpionelles de la base du flysch Galestri.

Dessin d'après photographie.

1. *Calpionella alpina* Lorenz (éch. 1 681). - 2. *Calpionella alpina* Lorenz (éch. 1 681). - 3. *Calpionella elliptica* Cadisch (éch. 6 781). - 4. *Calpionella elliptica* Cadisch (éch. 6 781). - 5. *Calpionella elliptica* Cadisch (éch. 6 781). - 6. *Calpionellites darderi* Colom (éch. 1 681). - 7. *Calpionellites darderi* (Colom) (éch. 1 681). - 8. cf. *Calpionellopsis simplex* Colom (éch. 1 681). - 9. cf. *Remaniella cadischiana* Colom (éch. 1 681). - 10. cf. *Remaniella dadayi* (Knauer) (éch. 1 681).

quelques rares sections de *Nannoconus* et de *Calpionelles*. Parmi ces dernières, quelques sections appartiennent indiscutablement au genre *Calpionella alpina* Lorenz (1 et 2), *Calpionella elliptica* Cadisch (3, 4 et 5) et *Calpionellites darderi* (Colom) (6 et 7). D'autres sections, moins bien conservées, sont attribuées à *Calpionellopsis simplex* Colom (8), *Remaniella cadischiana* Colom (9) et *Remaniella dadayi* (Knauer) (10). J. Remane (1967) rapporte au sommet de la zone D (limite Berriasien-Valanginien) le genre *Calpionellites darderi* alors que le genre *Calpionella elliptica* est rapporté du sommet

de la zone B à la base de la zone D. Il y aurait donc une légère incompatibilité à moins que l'on admette une extension plus grande du genre *Calpionellites darderi* ou que, comme l'ont démontré Brönnimman *et al* (1971), le sédiment ait subi un léger remaniement. On peut toutefois attribuer l'âge de ces niveaux à la limite Berriasien-Valanginien (fig. 23).

	TITHO- NIQUE	BERRIASIEN			VALANGINIEN
	A	B	C	D	
<i>C. alpina</i>	—	—	—	—	—
<i>C. elliptica</i>	—	—	—	—	—
<i>Cts. darderi</i>	—	—	—	—	—
<i>Cp. simplex</i>	—	—	—	—	—
<i>R. cadischiana</i>	—	—	—	—	—
<i>R. dadayi</i>	—	—	—	—	—

Fig. 23.- Répartition stratigraphique des Calpionelles rencontrées, d'après Remane (1967).

Ce premier ensemble est uniforme dans son faciès ; son épaisseur, difficile à évaluer, ne doit pourtant pas excéder 500 m. Cependant, il est plissé assez fortement et donc a pu subir des redoublements tectoniques. Vers le haut de cette première partie, le faciès commence à changer. Des échantillons récoltés sur le chemin reliant Vignale à la route Lagonegro-Lauria, au pied de la colline nommée "Tempone della Raccazza" (677/391), ont montré que les calcaires micritiques devenaient de plus en plus microbréchiques voire quartzitiques. Les microbrèches à granoclassement normal contiennent de nombreux morceaux de roches carbonatées micritiques pour la plupart, quelquefois oolithiques, des articles de crinoïdes ou de débris d'oursins, des morceaux de *Globotruncana*. Le flysch devient ensuite plus quartzitique et plus gréseux. Les grains de quartz, souvent à extinction roulante, ont un diamètre en général de 1 mm. L'épaisseur des bancs de microbrèche ou de quartzite est de 15 à 20 cm ; ces bancs alternant avec des pélites qui deviennent ici plus argileuses et prennent des teintes légèrement rougeâtre à marron. L'épaisseur de ce niveau semble être de l'ordre de 25 m (?). Au-dessus, vient une récurrence de la série de type flysch basal.

a2. La formation des argiles rouges de Pecorone

Elle est constituée par une formation beaucoup moins étendue sur le terrain que la précédente et correspond, en partie, à ce que Scandone (1972) a appelé "Scisti rossi di Pecorone", c'est-à-dire aux argiles rouges de Pecorone. Ces argiles extrêmement glissantes constituent des niveaux de décollement

morcelant cet ensemble en plusieurs lambeaux. Ceux-ci n'affleurent qu'au Sud du secteur étudié, en particulier près du village de Pecorone. La coupe effectuée se situe entre le kilomètre 128 et 129 de la route Lagonegro-Lauria (s.s. n° 19), à l'endroit dénommé Calanchi (725-370). Après une série épaisse de type flysch Galestri basal mais dont le rattachement avec les niveaux précédents microbréchiqes, du Crétacé supérieur (?), n'a pas été mis en évidence, vient en contact stratigraphique, peut-être en légère discordance, la formation typique des argiles rouges de Pecorone. Elle est composée, dans sa partie ici affleurante, de la base vers le sommet (fig. 24) :

- (1) 16 m d'une alternance régulière de bancs de 1 à 10 cm d'argilites jaunes à débit schisteux et de bancs (2 cm environ) de jaspé argileux à pâtre marron ; un niveau calcaire microbréchiq (éch. 1 782 A et B) a fourni des sections de *Globotruncana*. Certaines sont indiscutablement attribuables au groupe *stuarti*, d'autres, plus discutables, au groupe *elevata* s.l. Leur coexistence au sein d'un même niveau, si on admet un faible remaniement, nous donne un âge campanien inférieur à maestrichtien inférieur, ou plus rigoureusement, campano-maestrichtien ;

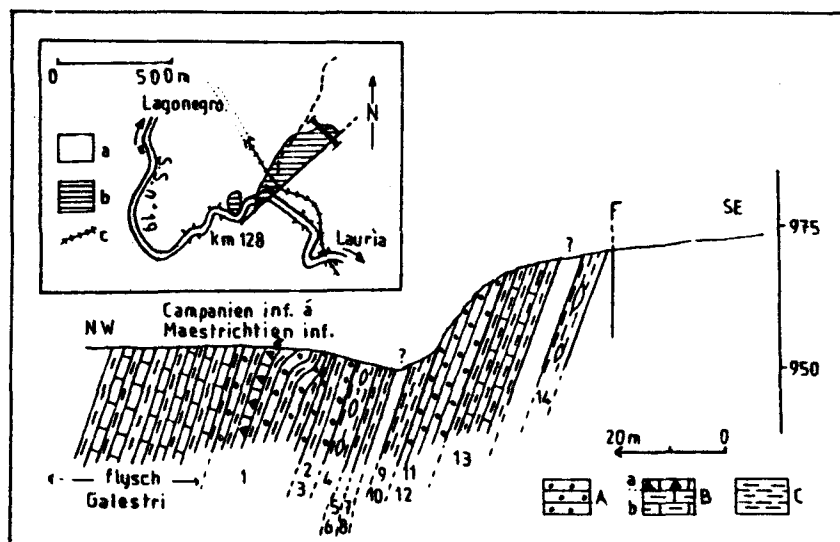


Fig. 24.- Le sommet de la série du flysch Galestri : les argiles rouges de Pecorone.

Légende dans le texte.

La coupe : A. Jaspes fortement argileux. - B. Calcaire argileux. - C. Argilites.

Le cartouche : a. Flysch Galestri. - b. Argiles rouges de Pecorone. - c. Ancienne voie ferrée.

- (2) 2 m d'argilites vert-jaune, à altération jaunâtre, à débit schisteux ;
- (3) 2 m de jaspé bleu, à pâtre marron, fortement argileux, à interlits marneux en bancs décimétriques. Au milieu de ce niveau, un banc est teinté de rouge ;
- (4) 4 m d'argilites vert-jaune, à débit écaillé grossier, à petits bancs de 2 cm environ d'épaisseur et à petites lentilles de type "miche" de calcaire siliceux gris à altération marron ;
- (5) 1 banc de 1 m d'argilite rouge à débit schisteux ;
- (6) 1 banc de 1 m d'argilite vert-jaune à débit schisteux et de jaspé argileux marron ;

- (7) 1 banc de jaspe bleu fortement argileux ;
- (8) 1 banc d'au moins 1 m d'argilite vert-jaune à débit écailléux ;
 - 1 lacune de 2 m ;
- (9) 1 banc d'au moins 2 m d'argilite verte à débit écailléux ;
- (10) 1 banc de 2 m d'argilite rouge à débit écailléux ;
- (11) 3 m de jaspe bleu-vert en bancs de 10 cm environ ;
- (12) 3 m de jaspe noir, en bancs décimétriques, alternant avec des argilites vertes ;
- (13) 8 m d'une alternance de calcaire micritique siliceux gris, en bancs centimétriques à pluri-décimétriques, de jaspes argileux décimétriques verdâtres, et d'argilites rouges et vertes centimétriques ;
 - 1 lacune de 3 m ;
- (14) 4 m d'argilite verte à rouge, de jaspes lenticulaires et de calcaire micritique siliceux gris, en bancs de 10 cm ;
 - 1 faille verticale met fin à la coupe.

C'est à ma connaissance, le seul endroit convenable mettant en évidence une continuité stratigraphique entre argile de Pecorone et flysch Galestri.

★-D'autres niveaux de même faciès affleurent aux alentours de Pecorone (fig. 25) ; ils sont ordinairement décollés, se présentant sous forme de lambeaux dispersés reposant tectoniquement sur la formation du flysch Galestri.

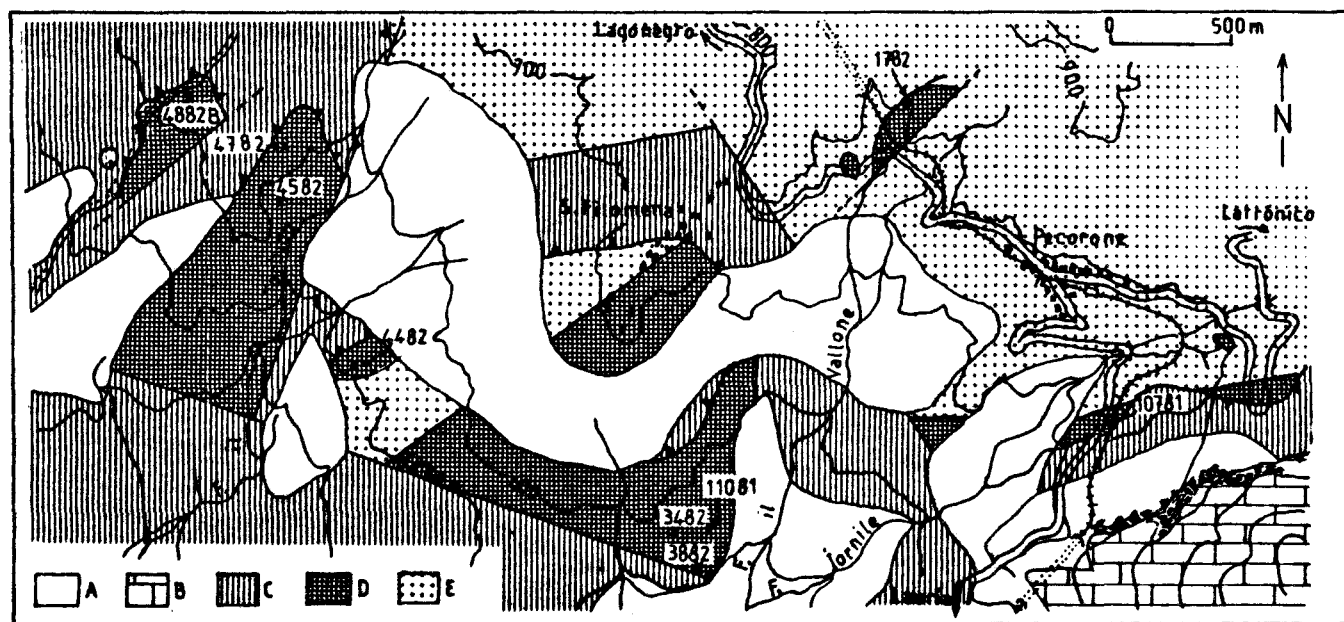


Fig. 25.- Position des différents échantillons des "argiles rouges de Pecorone" ayant fourni une datation.

A. Formation quaternaire. - B. Unité du Monte Pollino, calcaires créta-cés. - C. Unité du flysch éocène-oligocène. - D. Unité du Lagonegro I, argiles rouges de Pecorone. - E. Unité du Lagonegro I, flysch Galestri.

Ces lambeaux, attribuables aux argiles rouges de Pecorone, sont constitués de bancs calcaires généralement décimétriques, de couleur grisâtre, argilo-micritiques ou plus souvent microbréchiques, de bancs d'argilites silteuses polychromes mais généralement rouge vif et de bancs de jaspes argileux rouges et verts. Il semble que la série débute par la partie argilo-calcaire et se poursuive vers le haut par les jaspes.

N° Echantillon ↓ Foraminifère	SANTONIEN	CAMPANIEN	MÆSTRICHTIEN	PALEOCENE	EOCENE	OLIGOCENE
3882 Hedbergella		peut être remanié →				
1782 A Globotruncana elevata (s.l.) ? (Brotzen)		—				
1782 B Globotruncana gr. stuarti (De Lapparent)		—				
4482 Siderolites calcitrapoides			---			
11081 A et B Hellenocyclina sp. Orbitoides sp. Cuneolina sp.			---			
Globotruncana gr. stuarti (De Lapparent) Moncharmontia apenninica (?) (De Castro)		—	remanié →			
3482 Globotruncana sp.						
10781 Globigerina sp. Globorotalia épineuse Miscellanea sp.				---	—	
4582 Alveolina Globorotalia épineuse				---	—	
4782 Globigerina sp. Globorotalia épineuse Discocyclina				---	—	
4882 B Alveolina Discocyclina Globigerina sp.				---	—	

Fig. 26- Répartition des Foraminifères d'intérêt stratigraphique (d'après Fleury, 1980) et numéro de l'échantillon où ils ont été trouvés.

★-Au microscope, la microbrèche calcaire apparaît polygénique, formée d'extra et d'intra (?) clastes. On y reconnaît des organismes de plate-forme néritique : Rudistes (milieu récifal franc), Orbitoïdés, Rotalidés, Alvéolinidés, *Discocyclina*, *Cuneolina*, *Hellenocyclina* sp. *Siderolites calcitrapoïdes*,

Discorbis sp. (milieu de plate-forme interne, souvent associé à des micrites ou à des structures fenestrées), *Moncharmontia apenninica* (?), *Miscellanea* sp. (milieu de plate-forme externe), ces organismes étant associés à des éléments oosparitiques, biosparitiques ou biolithitiques. On y reconnaît aussi des organismes planctoniques : de nombreux *Globotruncana* sp., *Globotruncana* gr. *stuarti*, *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., *Hedbergella*, associés à des intraclastes (?) de micrite ou de pelmicrite.

L'association de certains de ces organismes, en tenant compte qu'il s'agit de niveaux bréchiques remaniés donc susceptibles de s'être redéposés bien après le premier dépôt, a fourni un âge inférieur du Campanien à Maestrichtien, voire Maestrichtien, notamment pour l'échantillon 4 482 qui se trouve relativement près du flysch Galestri et qui pourrait bien appartenir à la base de la formation, et un âge supérieur de l'Eocène (fig. 26).

La série a subi une silicification secondaire qui se traduit par l'apparition de cristaux de quartz se développant d'abord à la périphérie des éléments et évoluant de façon centripète.

Après cette partie calcaro-pélimitique, d'une épaisseur pluridécamétrique, il semble que la série se poursuive par des niveaux siliceux constitués de bancs de jaspe décimétriques, de couleur rouge ou verte. Malheureusement, l'état de conservation des Radiolaires et la recristallisation de la silice biogénique en quartz, ont rendu toute extraction, donc toute détermination, impossible.

b. Interprétation

L'apparition d'un faciès de type flyschofide à la fin du Jurassique est bien connue en Méditerranée (Durand-Delga, 1980 ; Biju-Duval *et al.*, 1977). Les flyschs "éocrétacés" se relaient en effet sur plus de 7 000 km, le long d'un vaste ruban qui serpente depuis les cordillères bétiques jusqu'aux confins des Balkans (fig. 27).

Cette accumulation de produit détritique est le fait d'une instabilité tectonique généralisée en Méditerranée et probablement due à un changement géodynamique important : la fermeture, au Nord, de la Téthys avec collision continentale et mise en place d'ophiolites dans les Hellénides et les Dinarides (Dercourt, 1970, 1972 ; Terry, 1974 ; Charvet, 1978). En Apennin méridional, ce bouleversement tectonique n'est que faiblement ressenti ; quelques discordances locales sont cependant observables à la limite Jurassique-Crétacé, notamment dans l'unité de Foraporta (D'Argenio *et al.*, 1975).

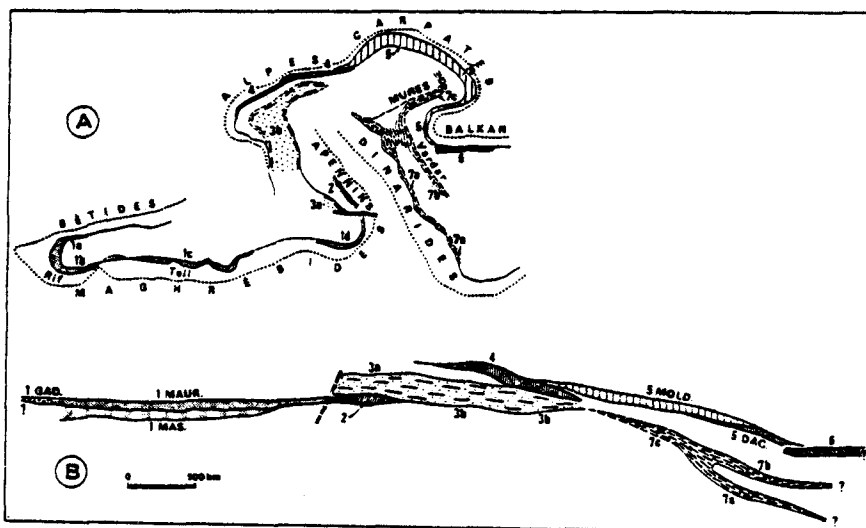


Fig. 27.- Disposition des sillons des flyschs éocétacés en Europe (in Durand Delga, 1980).

A. Situation actuelle :
2. "Flysch Galestri".
B. Allure possible avant tectonisation : 2. "Flysch Galestri" ; sa situation est hypothétique.

Dans le sillon lucanien, la présence de formations de type flyschofide peut être attribuée aux mêmes causes. Il est intéressant de remarquer que, contrairement aux flyschs typiques, le "flysch" Galestri ne montre que très rarement des figures de granoclassement ou des changements transitionnels entre les bancs carbonatés et les bancs pélitiques. Par contre, il recèle une faune typiquement pélagique avec ses Calpionelles néocomiennes (berriasovalanginiennes) de base et sa faune radiolaritique largement représentée dans le reste de la série. Ces caractéristiques s'appliquent plus à des formations deltaïques distales, de type "basin plain" (Mutti, 1977) qu'à un flysch s.s. dont le terme est peut-être, ici, d'utilisation un peu abusive. La répartition d'une faune à test carbonaté (celle des Calpionelles) peut être considérée, à l'inverse de ce qui s'est produit au Norien supérieur, par une remontée du bassin au-dessus de la C. C. D. (?) ou, ce qui semble plus logique, par un enfoncement de la C. C. D. sous le bassin au cours du Berriasien supérieur, chute du niveau de compensation des carbonates d'ailleurs généralisées dans la Téthys à cette époque (Bosellini et Winterer, 1975 ; Thiébault, 1982). La sédimentation typiquement autochtone ne change pas et reste riche en Radiolaires (3 % environ) malgré leur nouvelle "dilution" dans la masse carbonatée.

La formation de Galestri demeure monotone jusqu'au Crétacé supérieur où commencent à s'intercaler quelques passées sporadiques microbréchiques voire quartzitiques.

Au Sénonien, probablement au Santonien-Campanien, la formation des argiles rouges de Pecorone montre un changement important de faciès avec

l'apparition de niveaux microbréchiqes calcaires. Cet état de chose s'amplifie au Maestrichtien. Les niveaux microbréchiqes deviennent alors plus abondants. Les éléments carbonatés formant ceux-ci, calcaires oolithiques pour la plupart, proviennent de plates-formes voisines soumises, pour certaines, à l'érosion [émersion puis transgression au Crétacé terminal avec dépôt de brèches sur la plate-forme interne (Grandjacquet et Mascle, 1978) et notamment discordance de la formation maestrichtienne de "colle Trodo" au mont San Angelo sur le substratum mésozoïque de l'unité de Verbicaro^(*) (Bousquet, 1971, 1972)]. La phase tectonique, dont on ne ressent ici qu'un faible écho, est d'âge crétacé supérieur. Mises à part les Hellénides (Celet, Clément, Ferrière et Thiébault, 1980), elle est à peu près générale dans le domaine mésogéen, depuis les cordillères bétiques (Paquet, 1969 ; Diaz de Federico *et al.*, 1980) jusqu'aux chaînes plus orientales (Ricou, 1971 ; Lapierre, 1975 ; Desmons, 1980 a et c ; Bordet, 1980).

Aucun niveau d'âge supérieur à l'Eocène n'a été rencontré ; soit que la sédimentation, par suite d'émersions locales, se soit arrêtée aux premières phases tectoniques majeures ; soit que l'érosion ou la tectonique aient découpé le reste de la série, hypothèse que semble confirmer la localisation assez restreinte de la formation des argiles rouges de Pecorone.

c. Conclusion

La formation du "flysch" Galestri débute à la limite Berriasien-Valanginien, peut-être légèrement avant. Elle est typiquement composée d'une alternance de calcaires silico-dolomitiques, contenant de nombreux Radiolaires et, vers la base, quelques rares Calpionelles. Vers le haut, l'apparition de niveaux microbréchiqes annonce l'arrivée, au Sénonien, de la formation des argiles rouges de Pecorone qui lui succède. Celle-ci s'étend au moins jusqu'à l'Eocène moyen. Elle est principalement composée d'une alternance d'argilites rouges et de bancs de calcaires allodapiques. L'ensemble de ces deux formations est corrélable à des évènements tectoniques globaux : l'apparition du "flysch" Galestri à la base du Crétacé correspondrait à la phase Nevadienne ou néo-cimmérienne ; la présence d'importants niveaux microbréchiqes à partir du Crétacé terminal serait corrélable avec la phase laramienne.

(*) Domaine à silex de Bousquet.

4. Faciès du Lagonegro I, Récapitulatif (fig. 28)

Individualisé probablement au Trias moyen, avant le Ladinien supérieur, le bassin où se sont déposées les séries du Lagonegro I reçoit, jusqu'au moins l'Eocène moyen, des apports turbiditiques de type deltaïque distaux de façon quasi permanente.

Reconnue avant le Ladinien supérieur, la sédimentation, d'abord marneuse puis marno-calcaire, s'étage jusqu'au Carnien, sur au moins une centaine de mètre ; viennent ensuite, sur 200 à 300 m et ne dépassant pas le Norien moyen, les calcaires micritiques typiques à silex et à filaments.

Les pélites siliceuses de base et les jaspes à Radiolaires sommitaux de la série radiolaritique, traduisent sur 60 m environ un changement important de faciès. Celui-ci est dû, selon toute apparence, à une variation relative de la C. C. D. par rapport au bassin (remontée de la C. C. D. ou enfoncement du bassin).

Au Berriasien supérieur, l'arrivée de la formation du flysch Galestri-no pourrait être l'écho d'une phase tectonique connue en Mésogée septentrionale ; elle marque une nouvelle variation de la C. C. D. par rapport au bassin, certainement un enfoncement de la C. C. D. sous le niveau de sédimentation. Au Sénonien, de nouvelles pulsions tectoniques, ressenties plus nettement en Apennin méridional, destabilisent les plates-formes limitrophes, les soumettant ainsi à l'érosion. Les produits détritiques formés s'accumulent dans le bassin constituant les argiles rouges de Pecorone. L'absence de niveaux post-Eocène moyen serait imputable à l'érosion.

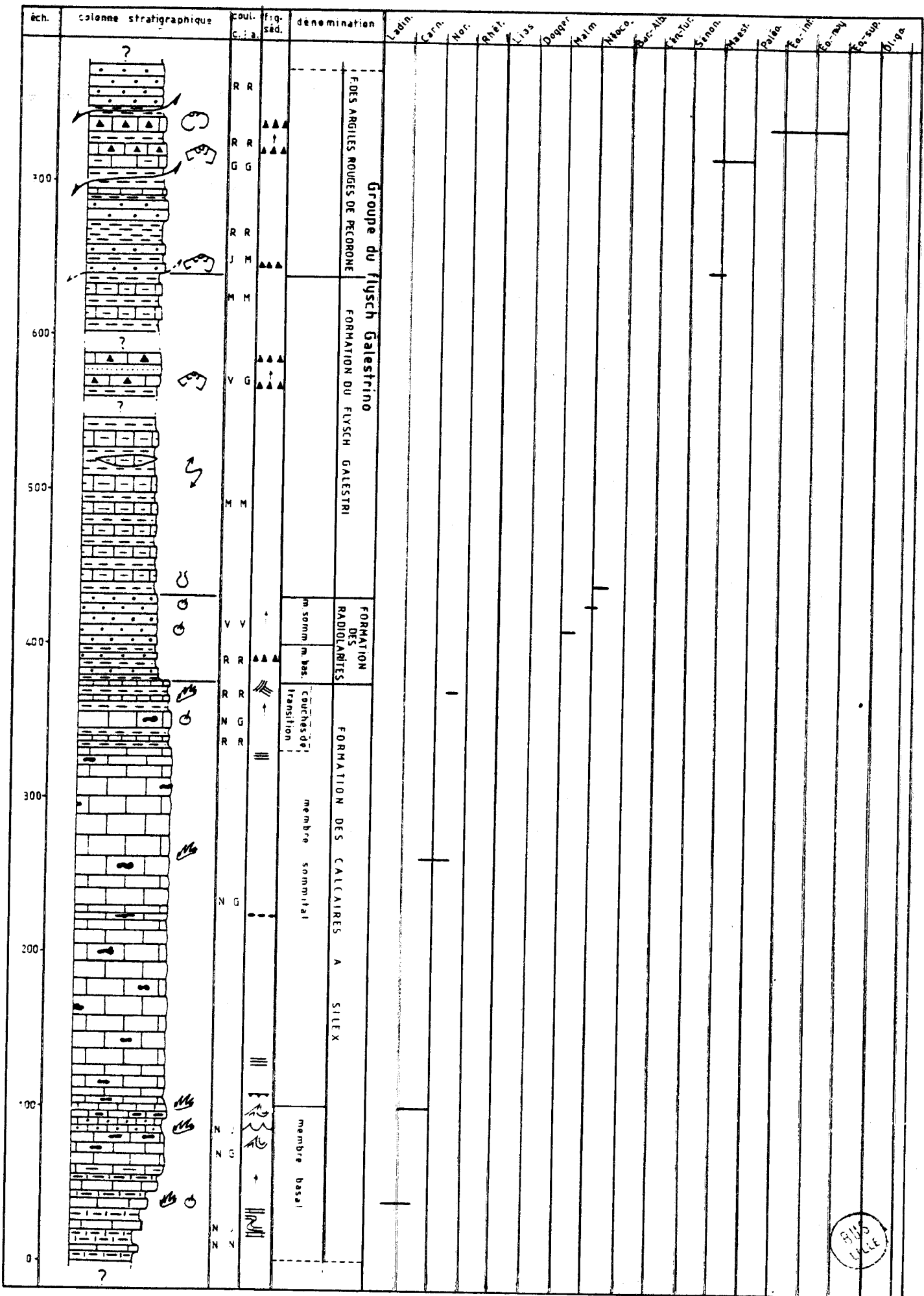
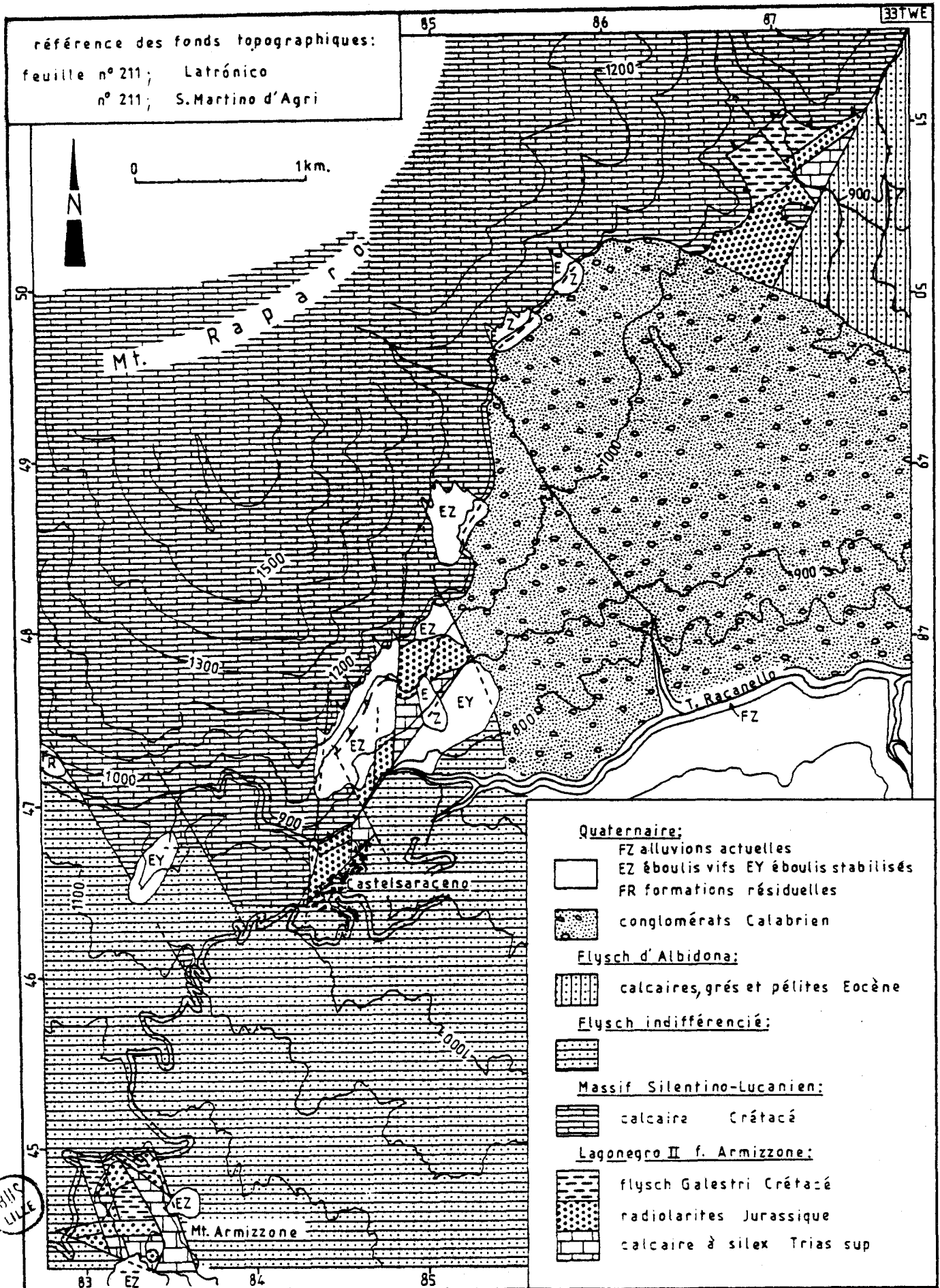


Fig. 28.- Litholog récapitulatif du faciès de Lagonegro I.
Légende (cf. introduction).





III. LE FACIES ARMIZZONE

1. La formation du Monte Facito

Cette formation est représentée dans les faciès Armizzone et Pignola-Abriolade l'unité du Lagonegro II. Elle renferme les niveaux les plus bas reconnus. Taddei Ruggiero (1968) y a observé une faune autochtone anisienne : Scandone (1965, 1972) date des niveaux médians du Ladinien inférieur.

La formation du Monte Facito affleure largement mais son substratum demeure inconnu. La nature d'olistostrome rend l'étude de cette série difficile et quasiment impossible l'élaboration d'une stratigraphie précise.

a. Observations

Sur le terrain d'une façon générale, la formation a un aspect chaotique où sont épars, sans ordre, dans une matrice donnant des reliefs vallonnés, des blocs de toutes tailles formant de petits "chicots" dans la topographie.

a1. La matrice et la sédimentation autochtone

La matrice est composée, pour sa majeure partie, d'argile et de silt plus ou moins bien consolidés, de couleur et de consistance variables. En effet, on rencontrera communément des pélites de couleur rouge à rouge-violacé, à débit schisteux fin, de couleur gris-noir à débit en petites écailles voire d'aspect poudreux, ou encore de couleur jaune-verdâtre à débit grossièrement écaillé et contenant, outre de petits micas blancs qui leur donnent un aspect moiré, des miches de même composition ou de carbonate silteux ; enfin on pourra distinguer aussi des pélites silteuses jaune sale à débit schisteux fin.

Dans certains de ces niveaux pélitiques, on peut observer, sans que cela soit systématique, des figures de courants de type ripple-marks et surtout sole-marks (flute-marks, crescent-marks). Les mesures effectuées dans ces niveaux remaniés et charriés n'ont donné aucune direction de paléocourant cohérente.

C'est dans de tels niveaux, supposés appartenir à la base de la formation, que Taddei Ruggiero (1968) a trouvé *Anisactinella maurensis*, *Pentactinella scandonei*, *Spiriferina fragilis*, *Retzia* cf. *schwageri* et *Pecten discretus* donnant un âge anisien.

En faible proportion par rapport à ces pélites, et interstratifiés à l'intérieur, se rencontrent des bancs centimétriques à décimétriques de grès ou de calcaire "autochtones". Les bancs de grès, jaunâtres ou rougeâtres, montrent souvent des stratifications obliques. Ils contiennent généralement une forte proportion de micas blancs, quelques morceaux de plagioclases, des zircons et des morceaux de tourmaline ferri-fère. L'assemblage peut correspondre à celui que donnerait un socle granitique soumis à l'érosion. Les grès rouges contiennent aussi, en forte quantité, de l'hématite. Le ciment des grès est carbonaté. Il s'agit généralement d'un calcaire sparitique mais où se surimposent des cristaux rhomboédriques de dolomite visiblement secondaire. On rencontre aussi quelques niveaux quartzitiques verdâtres à jaunâtres, des bancs d'argilite polychrome présentant quelquefois, sur la surface inférieure de stratification, des figures de courants de même type que celles décrites précédemment (ripple cast, flute cast...). Sont aussi visibles, dans ces bancs autochtones, de petits niveaux de calcaire noir azoïque.

La série est affectée d'une silicification secondaire qui se manifeste surtout au niveau des argilites en leur donnant un aspect de jaspe. Néanmoins, aucun Radiolaire n'a été trouvé dans ceux-ci.

a2. Les blocs

★-Au sein de cette matrice pélitique et jusqu'aux termes de passage avec les calcaires à silex sommitaux, apparaissent, apparemment sans logique, des blocs de roches sédimentaires de toutes natures et de toutes grandeurs.

Leur taille s'échelonne de la dizaine de centimètres (et parfois moins) à plusieurs centaines de mètres voire un kilomètre. Il existe néanmoins un rapport entre la taille des blocs et leur nature pétrographique. Les petits blocs sont constitués de grès ou de pélites siliceuses alors que les blocs calcaires peuvent former de véritables massifs comme celui de la "Tempa di Roccarossa" (fig. 30). Il est probable que les blocs de petite taille, constitués de grès ou de quartzite de faciès similaire à celui des bancs "autochtones", ne soient en fait que des morceaux disloqués et redéposés de ces bancs.

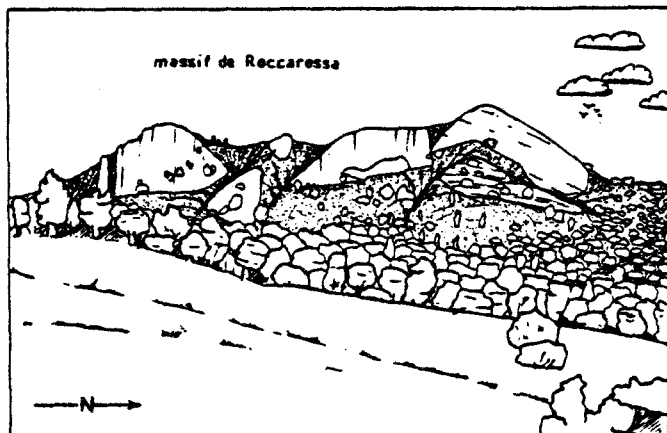


Fig. 30.- Panorama du massif de Roccarossa ; allure de la mise en place et du mode d'affleurement des blocs de la formation du Monte Facito. Au premier plan, affleure la formation du flysch Galestri de l'Unité du Lagonegro I. Le contact avec la formation à blocs se fait par l'intermédiaire d'un \bar{Q} passant au niveau des arbres.

La nature des blocs est diverse ; on rencontre, par ordre de fréquence décroissante :

- des blocs de calcaire. Ce sont, de loin, les plus nombreux. Il s'agit communément de blocs de calcaire blanc à gris, micritique, semblables macroscopiquement aux calcaires à silex mais dépourvus de silex. Ils sont habituellement recristallisés en microsparite, ce qui aurait fait disparaître d'éventuelles structures préexistantes et, notamment, les organismes fossilisés. On rencontre pourtant des blocs de calcaire à algues, parmi lesquelles ont été reconnues des Dasycladacées triasiques, *Diplopora* probablement *Macroporella* et *Teutloporella* dans des calcaires dolomitiques microcristallins. D'autres blocs sont formés de calcaire bioclastique où sont reconnaissables des traces de Bivalves, de Gastéropodes, de Foraminifères, d'oolites et de petits lithoclastes, fortement recristallisés en calcite microsparitique, rarement en dolomite. Certains de ces blocs montrent des structures diagénétiques remarquables : dans des espaces intergranulaires laissés primitivement vides, cristallise une première couche de sparite en fibre sur le pourtour de l'espace laissé vide, suivie vers le centre par la cristallisation d'une sparite imbriquée (fig. 31).

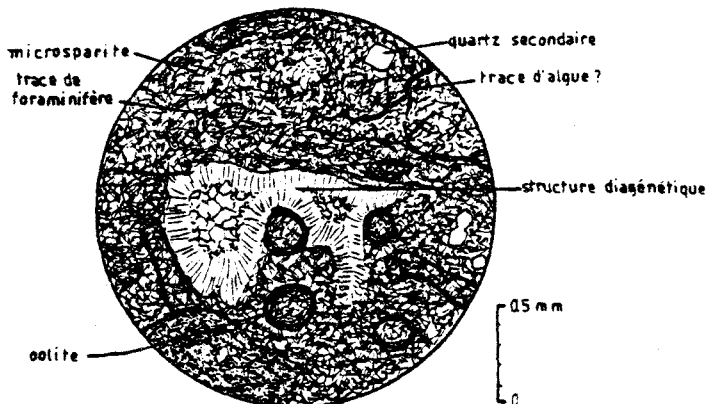


Fig. 31.- type de structure diagénétique rencontrée dans certains blocs, à rapprocher des structures fenestrées, de type "beach rocks" traduisant des milieux médiolittoraux.

Ce mode particulier de formation n'est connu que pour des sédiments méditerranéens (Blanc, 1982).

Sur d'autres blocs, un dépôt ferrugineux s'est déposé secondairement sur la surface supérieure, suggérant un ancien hard-ground formé après la mise en place du bloc (fig. 32), impliquant donc un dépôt en milieu marin et une durée suffisante entre le dépôt du bloc et son ennoyage par la matrice ;

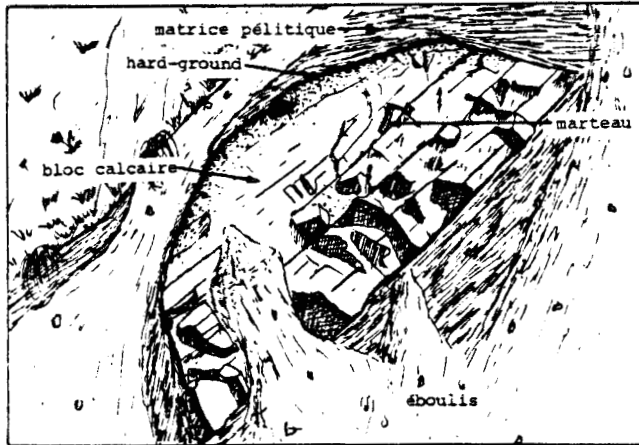


Fig. 32.- Allure de certains blocs surmontés par un encroûtement ferrugineux secondaire de type hard-ground (d'après photo).

- des blocs bréchiqes. Ils sont beaucoup moins nombreux et plus petits que les blocs calcaires. Les éléments de la brèche se présentent sous forme aplatie et sub-parallèle entr'eux. Aucun granoclassement n'est visible et des éléments anguleux côtoient des éléments arrondis noyés au sein d'une matrice calcaro-gréso-pélitique (fig. 33). Il pourrait très bien s'agir d'anciennes formations de cônes deltaïques proximaux de type chenaux, remobilisées et redéposées secondairement. Les éléments sont composés de calcaire (micritique, à filaments, oolitique, biogénique), de grès (grès micacé, grès à ciment calcaire) ou de brèches (brèches calcaires).



Fig. 33.- Aspect des blocs bréchiqes rencontrés dans la Formation du Monte Facito.

Notez l'absence de granoclassement, l'aplatissement des éléments et le degré d'usure différent, ainsi que l'aspect de la matrice supportant les éléments traduisant une coulée boueuse originelle (d'après photo).

A l'intérieur des éléments grés-micacés ont été reconnues de nombreuses sections de *Meandrospira pusilla* (Ho) ; dans les éléments carbonatés, des sections de *Duostominides* sp., d'*Ophthalmidiidae* et de *Trocholina* sp. ;

- des blocs de grès. Il s'agit du même type de grès psammitique à ciment calcaire et à stratification oblique que ceux observés pour la sédimentation autochtone et provenant vraisemblablement de la dislocation synsédimentaire de ceux-ci lors de la mise en place des gros blocs.

★-Il est très difficile, du fait de la recristallisation en microsparrite et de la rareté en fossile, de donner un âge précis aux blocs. Cependant, comme je l'ai signalé, dans certains de ceux-ci ont été rencontrés des assemblages faunistiques triasiques voire triasiques inférieurs. Il s'agit des blocs de grès micacés où les sections de *Meandrospira pusilla* donnent un âge scythien moyen à anisien, de calcaires bioclastiques où l'on rencontre des formes à rapprocher d'*Ophthalmidium* (?) *chialingchian-gense* (Ho) connu du Scythien au Carnien, ou bien de calcaires oolitiques où des tests de *Meandrospira pusilla* forment quelquefois le nucléus de l'oolite. Donzelli et Crescenti (1970) signalent avoir observé une microfaune, probablement permienne, remaniée, dans un des blocs de la formation. Les blocs, notamment ceux contenant une faune du Scythien, proviennent d'une roche formée au moins après la base du Scythien, et se sont redéposés au moins à partir de l'Anisien qui correspond à l'âge le plus bas trouvé pour la formation du Monte Facito (Taddei Ruggiero, 1968). On peut donc supposer qu'ils ont pu se mettre en place dès le Scythien supérieur. Cette hypothèse est confirmée par l'absence totale dans ces blocs de *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantic, une forme qui est pourtant caractéristique de la plate-forme carbonatée téthysienne à Dasycladacées anisienne (Zaninetti, 1976).

Les blocs rencontrés seraient donc les témoins, au moins pour partie, de la sédimentation préanisienne.

★-L'origine des blocs reste hypothétique. En effet, alors que des terrains du Trias moyen et supérieur affleurent largement en Italie méridionale, aucune série d'âge inférieur à l'Anisien n'est connue (D'Argenio *et al.*, 1975 ; Bousquet *et al.*, 1978 ; Grandjacquet et Mascle, 1978). Le faciès dolomitique du Trias moyen et supérieur est, mises à part les unités du Lagonegro, commun aux différentes autres unités calabro-lucaniennes. Il s'agit ordinairement de dolomies néritiques, massives, entrecoupées de schistes et de calcaires cristallins. Les niveaux les plus bas

se rencontrent dans l'unité du Trias métamorphique où quelques échantillons ont fourni des Dasycladacées de l'Anisien et du Ladinien (Bousquet *et al.*, 1978).

Aucune reconstitution paléogéographique avant l'Anisien n'avait été envisagée.

Je pense que la province d'origine des blocs du Monte Facito devait être obligatoirement proximale pour expliquer leur taille, quelquefois gigantesque, et leur fréquence même si, comme le souligne Broquet (1973), de grands blocs peuvent glisser sur de longues distances le long de pentes relativement faibles.

D'après les caractères observés et décrits dans les paragraphes précédents (structures sédimentaires, faune...), les blocs semblent tous provenir de milieux relativement peu profonds et de domaines différents de la plate-forme :

- domaine de la plate-forme agitée pour expliquer la présence d'oolites ;

- domaine de la plate-forme interne de type subtidal où se rencontrent les Dasycladacées, ou de type intertidal où se forment les structures fenestrées de type "beach-rocks" et où l'on rencontre les grands Gastéropodes et les *Meandrospira pusilla* qui sont, comme l'écrit Zaninetti (1976), "typiques de faciès détritiques côtiers" ou de milieux méso à infralittoraux de la plate-forme carbonatée scythienne à anisienne.

a3. Le rapport bloc/matrice

Des glissements synformationnels bloc-pélite ont oblitéré les contacts originels. Néanmoins, dans certains cas favorables, on peut constater que les pélites, en épousant généralement le contour des blocs, s'insinuent dans les fissures de sa surface supérieure jusqu'à les remplir (fig. 34). La mise en place du bloc a donc été suivie par une sédimentation pélitique qui s'est déposée en même temps sur le bloc et son substratum. Par la suite, ces contacts ont été oblitérés ou altérés par des glissements synformation bloc-pélite.

D'autre part, on peut remarquer qu'à proximité de certains gros blocs, on retrouve des morceaux lithiques de même nature, de la taille de galet ou de miche, provenant vraisemblablement du bloc. Il semble

donc que certains blocs, après dépôt, aient alimenté latéralement, ou quelquefois vers le haut, un conglomérat. Le mode d'affleurement très ponctuel, à la faveur de talus ou d'escarpements, ne m'a pas permis de voir d'éventuels granoclassesments dans ce conglomérat "syndérial".



Fig. 34.- Nature du contact supérieur entre un bloc (à gauche) et la matrice péritique (à droite).

Noter que celle-ci épouse le contour du bloc en s'insérant même dans de petites fissures. Noter également la présence en haut d'un bloc plus petit.

(Dessin réalisé d'après photographie).

Enfin, je dois ajouter qu'aucun bloc plissé indépendamment de la matrice n'a été rencontré bien que l'inverse, c'est-à-dire des pérites dessinant des plis sans que les blocs n'en soient affectés, soit fréquent.

b. Interprétation

★-Je n'ai pas employé, jusqu'à maintenant, d'autres termes que "blocs" ou "formation à blocs" pour décrire la formation du Monte Facito. En effet, la distinction au niveau du terrain et même de la définition des deux principaux types de formation à blocs, c'est-à-dire olistostrome et klippe sédimentaire, est très ténue. Si on se rapporte aux définitions établies par Flores (Flores, 1955 *in* Beneo, 1955) et Lamare (Lamare, 1946 *in* Broquet, 1973) :

- l'olistostrome est composé d'accumulations sédimentaires chaotiques au sein de dépôts normaux. Il est composé de matériaux pétrographiquement hétérogènes s'accumulant comme un corps semi-liquide. Il ne présente pas de réelles stratifications à l'exception d'éventuelles grandes inclusions de matériaux précédemment stratifiées. La taille de ces inclusions, appelées olistolites, dispersées dans la matrice péritique, s'échelonne de celle du galet à plusieurs kilomètres cubes. Le mode de formation et de genèse d'un olistostrome est uniquement sédimentaire, par phénomène gravitaire, à l'exclusion de tout autre phénomène tectonique ;

- les klippes sédimentaires désignent des lambeaux de terrain, sédimentaires ou non, cartographiables, glissés par gravité et emballés dans des dépôts plus récents. Par opposition aux olistostromes qui sont chaotiques, les klippes sédimentaires sont des complexes lithologiques constitués en général de sédiments stratifiés dont la mise en place peut être attribuée à d'autres causes qu'au phénomène sédimentaire. La mise en place de klippes sédimentaires d'origine nettement tectonique coïnciderait donc obligatoirement avec des pics orogéniques de valeur régionale.

On peut résumer en disant que l'olistostrome se distingue de la klippe sédimentaire par l'absence ou la présence de phénomène tectonique ; définition très ambiguë car on conçoit que pour former un olistolite de plusieurs kilomètres cubes, il faut au moins créer de grandes différences de relief, donc une intervention tectonique tout au moins à l'origine.

★-Dans le cas qui nous intéresse, on s'attachera aux faits suivants : les blocs sont répartis au hasard, d'une façon chaotique, sans apparition de pseudo-niveaux ; ils ne sont jamais plissés indépendamment de leur matrice mais présentent quelquefois des veines de calcite, des diaclases ou des limites tranchées (dues à des failles). Certains blocs montrent sur leur surface supérieure, un encroûtement ferrugineux secondaire, d'autres passent latéralement à un conglomérat ; enfin, sur la partie sommitale de certains d'entre eux, des pélites peuvent s'insinuer dans des fissures préexistantes.

Cette suite de fait, résumée sur la figure 35, tend à prouver :

1. que la mise en place des blocs s'est faite dans un milieu marin à sédimentation essentiellement pélitique (encroûtement ferrugineux, pélites remplissant les fissures...) ;
2. que s'il y a eu une tectonique avant la mise en place des blocs (veines de calcite, diaclases et limites de faille), celle-ci ne fut pas de type compressif (absence de plissement anté mise en place, aspect chaotique...).

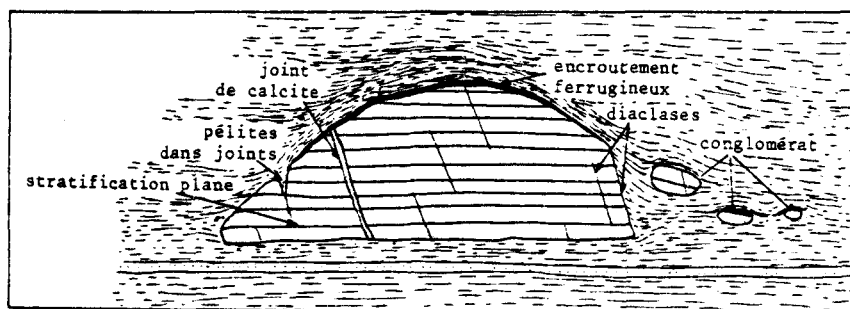


Fig. 35.- Schéma d'un bloc-type de la formation du Monte Facito.

Dès lors, la formation du Monte Facito serait à rapprocher d'un olis-
tostrome si ce n'était la taille gigantesque de beaucoup de blocs. Celle-ci
suggère un phénomène tectonique de grande ampleur n'ayant rien à voir avec
d'éventuels éboulements sous-marins, mais lié à une véritable tectonique
distensive valable à l'échelle de la région et susceptible d'entraîner la
dislocation des plates-formes bordières. On est aussi obligé d'admettre
que le transport de tels morceaux n'a pas été très important d'où la néces-
sité d'invoquer un bassin de resédimentation initialement étroit et qui
s'est agrandi progressivement tout en continuant d'être alimenté par les
plates-formes (fig. 36). Cet évènement distensif, probablement à l'origine
du bassin du Lagonegro, s'est produit vraisemblablement au Scythien supé-
rieur et s'est poursuivi jusqu'au Ladinien supérieur, époque de l'arrêt de
la resédimentation en masse (voir chapitre suivant : niveau de base des
calcaires à silex datés du Carnien inférieur).

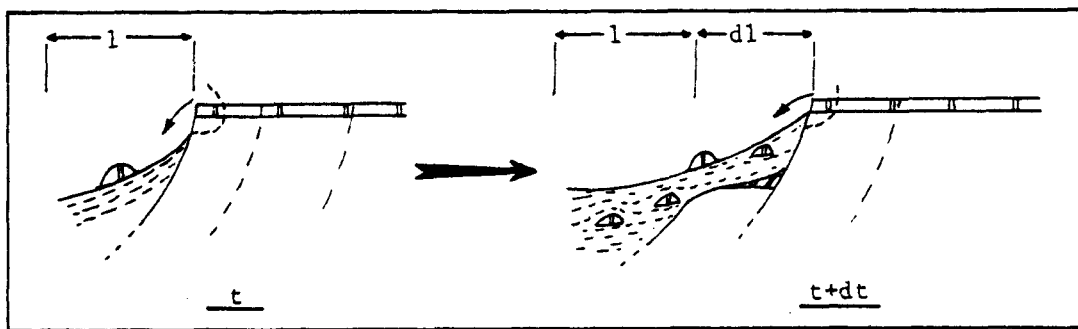


Fig. 36.- Modèle possible de genèse de la formation du Monte Facito.
A l'échelle géologique, le temps de formation est très court
(dt est négligeable).

★-Si l'on considère, comme l'a fait Scandone (1975) une largeur du
bassin antérieure à la tectonique compressive, de 120 km, cela nous permet
de calculer une approximation de la vitesse d'élargissement qui est de
120 km entre le Scythien supérieur et le Ladinien supérieur, soit environ
1,2 cm/an, ordre de grandeur tout à fait comparable aux valeurs d'expansion
océanique actuelle.

Conséquemment à l'élargissement, le bassin s'est progressivement
approfondi au cours de cette période. Ces deux phénomènes : élargissement
et approfondissement, permettent d'expliquer la genèse de la formation à
blocs. Alors que, parallèlement à l'élargissement, la plate-forme était
débitée en vastes panneaux, l'approfondissement se marquait par une

dénivellation importante entre la plate-forme et le bassin, favorisant la mise en place de ces "olistolites". Le mécanisme de sédimentation dynamique s'est produit jusqu'à l'acquisition d'une morphologie en équilibre, c'est-à-dire jusqu'à l'arrêt des distensions, probablement au Ladinien supérieur.

c. Conclusion

La formation du "Monte Facito", dont la base est inconnue, s'étend jusqu'au Ladinien supérieur. Son analyse stratigraphique a permis de montrer que les blocs, témoins d'une plate-forme anté-Scythien supérieur, s'étaient mis en place au moins à partir de l'Anisien, probablement dès le Scythien supérieur, dans un bassin en voie d'ouverture, à sédimentation essentiellement péritique.

On peut interpréter la formation comme étant le résultat d'une tectonique distensive ayant affecté la région du Scythien supérieur au Ladinien supérieur. C'est ce phénomène distensif qui est à l'origine du bassin du Lagonegro.

2. La formation des calcaires à silex

La formation des calcaires à silex repose, par l'intermédiaire d'un niveau de transition, sur celle du Monte Facito. Là encore, il s'agit d'une série monotone, souvent bien plissée et très fracturée, dont il est difficile, voire impossible, d'évaluer précisément l'épaisseur.

Si le haut de la série, qui montre le passage aux radiolarites, affleure fréquemment, le membre basal n'est visible qu'en de rares endroits. Ceci est dû à la grande différence de compétence entre cette formation et celle à blocs resédimentés qui se traduit, sur le terrain, par des décollements du calcaire à silex sur son substratum.

Se basant sur de rares niveaux où sont visibles des empreintes d'Halobies, et par corrélation avec les séries similaires du même bassin, De Lorenzo (1896), Ricchetti (1961), Scandone (1961) et De Capoa Bonardi (1970) datèrent "... la moitié inférieure de la formation..." du Carnien. Par analogie avec l'Unité du Lagonegro I, Scandone (1972) attribue au "... Norien et probablement Rhétien (...) la moitié supérieure..."

a. Les coupes

a1. Le membre basal

Deux coupes illustreront le passage de la sédimentation terrigène

du Monte Facito à celle des calcaires.

La première coupe a été effectuée au lieu-dit "Pétina Chiana" (707/465). On y accède par la route Lagonegro-Fontana d'Eboli en prenant à pied le petit chemin contournant, vers l'Ouest, le massif de Roccarossa. La coupe, bordée au Nord par une faille verticale, peut se faire dans la première petite vallée.

De la base vers le sommet, on y rencontre successivement (fig. 37 et 39) :

- (1) au moins 3 m de pélites jaunâtres à verdâtres, à débit schisteux grossier, au toucher gras et savonneux, constitué essentiellement d'argilite et d'argilite micacée ;

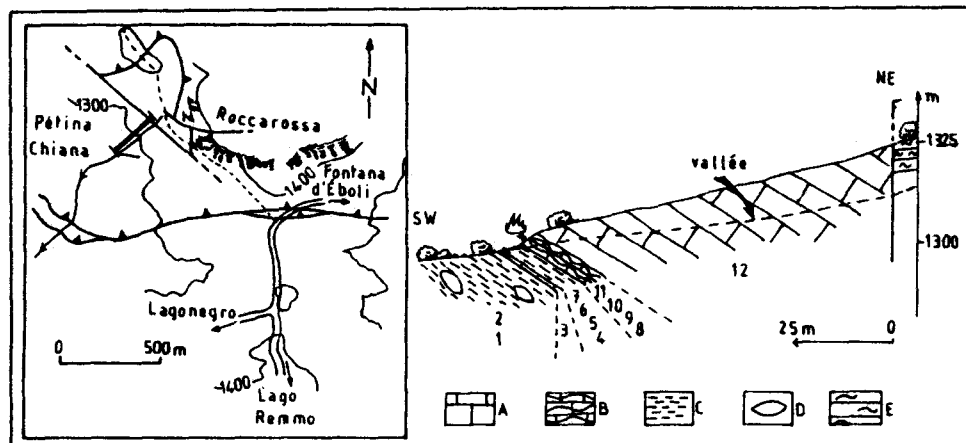


Fig. 37.- Base des calcaires à silex, de faciès Armizzone.

Légende : voir texte.

A. Calcaire à silex (ou chailles). - B. Calcaire noduleux. - C. Pélites. - D. Bloc resédimenté. - E. Flysch Galestri de l'Unité du Lagonegro I.

- (2) environ 2 m d'argilite de même type qu'en (1) mais montrant des traces d'oxydation rouge ;
- (3) 30 cm de calcaire noduleux, en "plaquette" de 1 cm d'épaisseur, possédant de nombreux filaments ;
- (4) 1 m de pélites jaunes, à débit schisto-ardoisier fin ;
- (5) 1 m de pélites rouges, à débit schisto-ardoisier fin ;
- (6) 1 m de pélites jaunes, à débit schisto-ardoisier fin ;
- (7) 1 m de pélites rouges, à débit schisto-ardoisier fin ;
- (8) 1,20 m de calcaire à filaments noduleux, en "plaquette" de 1 cm, à interlits pélitiques rouges. L'épaisseur des bancs de calcaire à filaments augmente vers le sommet ;
- (9) 30 cm de pélites rouges à débit schisto-écailleux ;
- (10) 1 m de calcaire noduleux à filaments, de couleur grise ou rouge, en banc de 10 à 20 cm, à rognons de silex rouge ; quelques Conodontes, non déterminables, ont été extraits de ce niveau ;

- (11) 3 m de calcaire pélitique rouge, quelquefois vert, en bancs de 5 à 15 cm. Quelques bancs de calcaire noduleux sont encore visibles à la base ;
- (12) au moins 75 m de calcaire en banc de 10 à 20 cm, à altération blanche, à cassure grise ou noire, parfois à filaments. Les silex et les chailles, grossièrement lités ou noduleux, sont colorés de jaune à l'altération. A la base, quelques passées pélitiques peu épaisses (1 cm ou moins) s'intercalent entre les bancs calcaires.

Une faille verticale met fin à la série.

Remarque : de nombreux blocs resédimentés apparaissent depuis les niveaux (1) jusqu'au niveau (10). La stratification en épouse généralement les formes, même pour les calcaires noduleux du niveau (10) qui peuvent se déposer sur des blocs plurimétriques. Les blocs ne présentent pas de tectonisation marquée (plis, faille) anté redéposition. De la taille de simple galet ou de celle de véritable olistolite, ils sont composés de calcaire souvent micritique, quelquefois oolitique, ou de grès psammitique généralement à stratification oblique.

L'autre coupe a été faite sur le flanc Est du mont Armizzone (834-447). On y accède par la route menant à Castelsaraceno ; après le col, on prend la première route à droite qui conduit au refuge du mont Alpi. Le profil se situe environ 300 m après le croisement, au niveau d'une carrière (fig. 38 et 39).

La série est assez comparable à celle décrite précédemment. On y rencontre, de la base vers le sommet :

- (1) au moins 1 m de pélites siliceuses rouges à débit-schisto-ardoisier fin ;

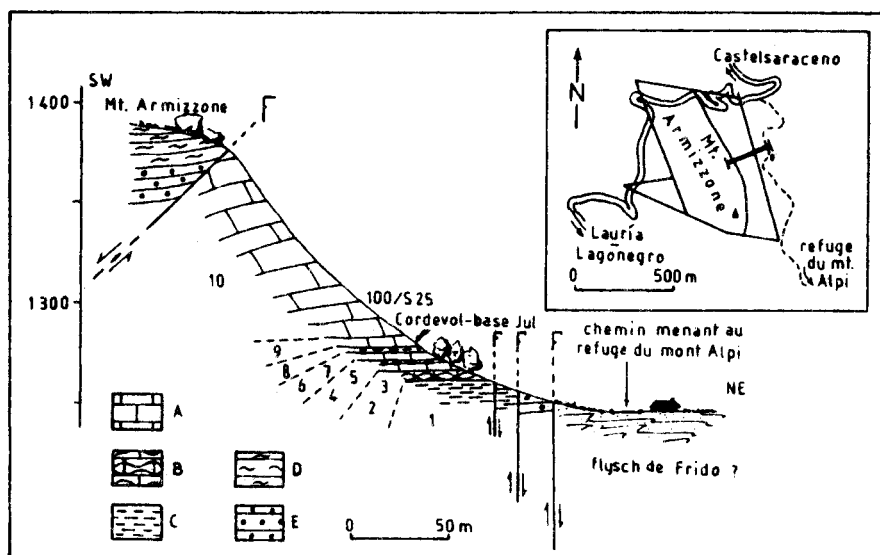


Fig. 38.- Base des calcaires à silex de faciès Armizzone. Coupe du Monte Armizzone.

Légende : voir texte.

- A. Calcaire à silex. -
- B. Calcaire noduleux. -
- C. Pélites. -
- D. Flysch Galestri. -
- E. Radiolarites.

- (2) 2 à 3 m de calcaire noduleux gris, en petits bancs de 1 cm environ, à rognons de silex et à chailles rouges.

Puis vient un niveau chaotique de 1 m masquant une faille verticale à faible rejeu qui décale la série ; on retrouve après celle-ci :

- (1) au moins 2 m de pélites siliceuses rouges, à débit schisto-ardoisier fin ; à l'extrême base, la teinte des pélites vire à l'ocre-jaune ;
- (2) 6 m d'une intercalation de pélites siliceuses rouges, en bancs centimétriques, de jaspe noduleux rouge et vert et de calcaire en petits bancs noduleux. Le nombre de bancs de calcaire augmente à mesure que l'on s'élève dans la série ;

- (3) 1 à 1,50 m de calcaire gris, à rognons de silex et de chailles en petits bancs de 10 cm environ, alternant avec des pélites vertes ;
- (4) 5 m de calcaire généralement en gros bancs (50 cm au minimum), riche en cherts lités. Des passées pélitiques vertes s'intercalent entre ces bancs. Quelques Conodontes, malheureusement en trop mauvais état pour être reconnus, ont été observés à la base de ce niveau ;
- (5) 1 m d'une alternance de calcaire en banc de 10 cm environ, à rognons de silex rouge, de calcaire rouge légèrement noduleux et de petits lits d'argilite rouge ;
- (6) 3 m de calcaire à silex et à chailles d'épaisseur variant de 10 à 50 cm ;
- (7) 60 cm de calcaire en petits bancs riches en cherts lités rouge-sang, alternant avec des pélites rouges ;
- (8) 30 cm de marne argileuse jaunâtre à silex ;
- (9) 4,50 m d'une succession de bancs de calcaire argilo-gréseux, ocre-jaune, de calcaire micritique gris-noir à rognons de silex, de petits lits noduleux de chailles et de jaspe jaunâtre. L'extrême base de ce niveau a fourni plusieurs débris de Conodontes appartenant à l'espèce *Gondolella polygnathiformis* Budurov et Stefanov que l'on rencontre du Cordevol à la base du Jul ;

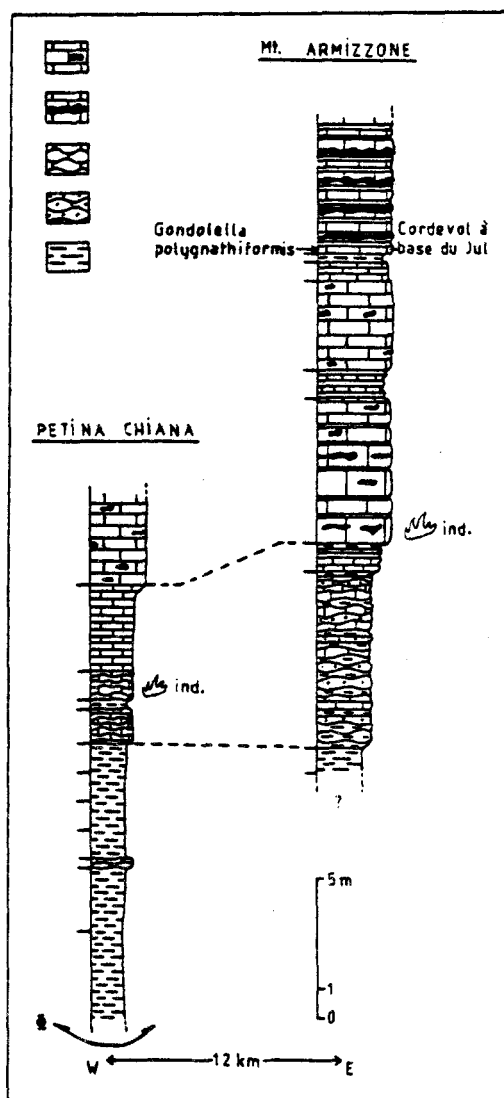


Fig. 39.- Comparaison entre les colonnes stratigraphiques du Mt Armizzone et de Pétina Chiana. Membre basal des calcaires à silex de faciès Armizzone.

- (10) au moins 100 m de calcaire gris à silex, en bancs de 10 cm à 1 m, légèrement marneux à la base. A la loupe, sur des cassures fraîches, quelques filaments sont repérables.

Une faille normale, mettant en contact le niveau (10) avec le flysch Galestri, termine la coupe.

a2. Le membre sommital

De même que pour le faciès du Lagonegro I, le membre sommital est composé d'une série de calcaire monotone. Celle-ci est souvent plissée et fracturée, ce qui explique l'imprécision quant à son épaisseur totale.

La coupe a été effectuée le long de la vallée Vardaneta (685-480). Comme c'est souvent le cas, le contact entre la formation des calcaires à silex et celle du Monte Facito est tectonique. Le membre basal n'étant pas préservé, la base du membre sommital se trouve peut-être en-dessous des premiers niveaux observés.

On trouve, de la base vers le sommet (fig. 40 et 41) :

- (1) une série monotone, d'au moins 200 m, de calcaire à silex en bancs de 10 à 50 cm, de couleur grise à blanchâtre à l'altération, noire à grisâtre à la cassure, possédant des chailles et des silex en nodules ou en pseudo-lits. A la loupe, dans bon nombre de bancs, des filaments et des Radiolaires sont discernables. Au microscope, le calcaire de type biomicrite à biomicrosparite montre les mêmes phénomènes que ceux décrits pour son homologue de l'unité I, à savoir l'aspect turbiditique de certains bancs, la silicification et la dolomitisation secondaire. Pourtant, après comparaison, il semble que la dolomitisation ait été un peu plus poussée ici que pour l'unité I, sans toutefois dépasser le stade de calcaire faiblement magnésien (de 5 à 10 % de dolomite en moyenne dans la roche, avec cependant quelques passées turbiditiques (?) plus fortement dolomitiques).

Scandone (1972) décrit à la base de ce niveau et au sommet du membre basal, des empreintes d'Halobies éparses dans la roche ; il s'agit d'*Halobia styriaca*, *Halobia cassiana*, *Halobia austriaca* et *Halobia superba*. Pour ma part, je ne les ai pas observés. Par contre, un échantillon récolté 50 m environ avant le niveau (2) m'a permis d'observer (détermination B. Vrielynck) l'association d'*Enantiognathus ziegleri* (Diebel), *Metapolygnathus nodosus* (Hayashi), *Neohindeodella triassica triassica* (Müller) et *Prioniodina pronoides* Budurov et Stefanov, Conodontes parmi lesquels *Metapolygnathus nodosus* est typique de la limite Carnien-Norien ;

- (2) 17 m d'une intercalation de calcaire à silex, en bancs d'épaisseur irrégulière (de 10 cm à 1,50 m) et de pélites indurées rouges à vert-jaune, en petits bancs ;

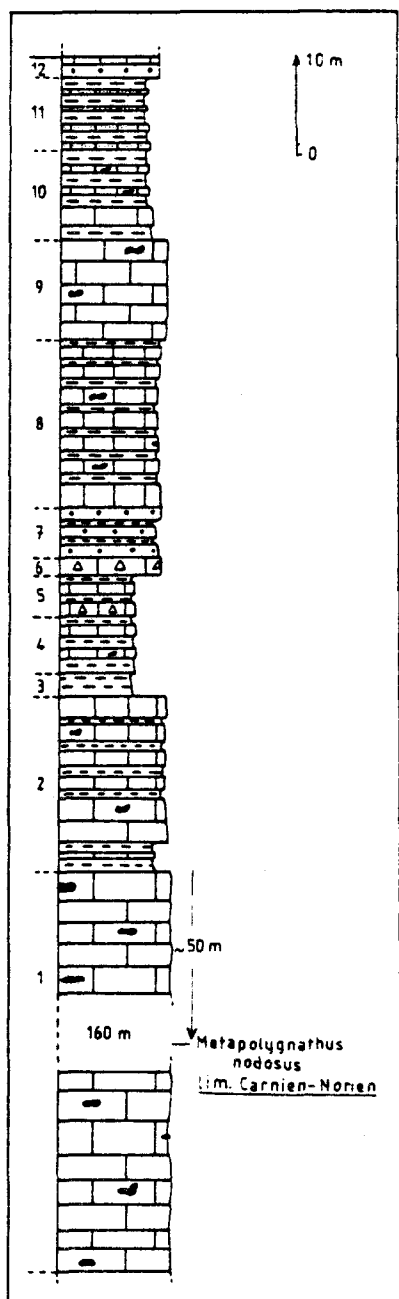


Fig. 40.- Colonne stratigraphique du membre sommital de la formation des calcaires à silex, faciès Armizzone.

Légende dans le texte.

b. Interprétation

Le passage de la formation à blocs du Monte Facito aux calcaires à silex se fait ici progressivement et par l'intermédiaire d'un niveau

- (3) 3 m de pélites rouges à la base, jaunes au sommet, à débit fin ;
- (4) 6 m de calcaire à silex en bancs de 10 à 30 cm alternant avec des marnes jaunâtres à débit écaillé, en lits de 5 cm ;
- (5) 5 m de calcaire à silex en petits bancs, à intercalation de niveaux pélitiques ou jaspeux rouges et jaunes. Quelques bancs microbréchiques à bréchiques s'y intercalent ;
- (6) un niveau de 1,50 m constitué d'une brèche à éléments de calcaire à silex dans une matrice marneuse jaunâtre. Les éléments de la brèche ont une taille centimétrique ;
- (7) 5 m d'une alternance de jaspe jaune fortement pélitique et de pélites marneuses jaunes en lit de 5 cm ;
- (8) 17 m de calcaire à silex en bancs généralement de 10 à 50 cm, de 5 cm à la base et de couleur noire, rarement supérieurs à 1 m au sommet et alternant alors avec des lits de 5 cm de pélites écaillées grisâtres à jaunâtres ;
- (9) 10 m de calcaire à silex, en bancs irréguliers ;
- (10) 9 m de calcaire à silex, en bancs de 50 cm en moyenne, de calcaire siliceux, de pélites siliceuses et de jaspe jaunepaille en bancs de 5 cm ;
- (11) 7 m de calcaire gréseux marron, sans silex et de pélites plus ou moins siliceuses rouges à jaunâtres ;
- (12) 2 m de jaspes jaunes à interlits pélitiques noirs où s'intercalent encore quelques ultimes bancs de calcaire à silex. C'est sur ce niveau que se termine la coupe type de la formation.

calcaro-noduleux rouge. Même si celui-ci ne possède pas d'Ammonites, on peut le comparer à un ammonitico-rosso. Les principales caractéristiques de ce niveau noduleux correspondent précisément à celles décrites par Aubouin (1964). Selon cet auteur, deux types différents sont regroupés sous le nom d'ammonitico-rosso :

- un type qualifié de calcaire, caractérisé par une couleur rouge ou verte, par un aspect noduleux (nodules en forme d'amande ou calcaire pélagique en plaque irrégulière), par une cohérence très grande (ce qui lui vaut d'être exploité comme marbre). Il est aussi lié à des surfaces durcies ou hard-ground ;

- un autre type, plus banal, qualifié de marneux et caractérisé par une sédimentation marno-siliceuse où s'intercalent des bancs de calcaire noduleux.

Si ces deux types représentent des niveaux condensés, l'ammonitico-rosso calcaire l'est beaucoup plus que l'ammonitico-rosso marneux qui peut, par ailleurs, passer à des faciès marno-calcaires banaux.

Dans notre cas, l'absence de formes préservées d'Ammonites dans les niveaux noduleux peut s'expliquer de trois manières :

1. soit que l'environnement assez particulier du bassin à l'époque était défavorable au mode de vie et donc au développement des Ammonites ;

2. soit que leur test, lors du dépôt, ait subi une dissolution totale (dissolution qui n'est que partielle lors du dépôt d'ammonitico-rosso typique) ;

3. soit enfin que la sédimentation insuffisamment condensée, ait "noyé" dans sa matrice trop abondante les tests d'Ammonites.

En admettant donc qu'il s'agisse bien de l'équivalent d'un ammonitico-rosso, celui-ci pourrait être rapproché du type marneux. Sur l'interprétation de tels faciès, des désaccords subsistent. Hsü (1976) admet qu'on ne peut accorder aux ammonitico-rosso s.l. une bathymétrie précise ; il rejoint néanmoins les propos d'Aubouin (1964) qui les compare à des niveaux de transition entre série profonde et série peu profonde (Garrison et Fischer, 1969 ; Schlager, 1974 *in* Hsü, 1976).

Ces niveaux de calcaire noduleux rouge, à lits de pérites et de jaspe noduleux rouge, peuvent donc représenter un ammonitico-rosso marneux avorté ; la série s'est déposée entre la formation peu profonde et

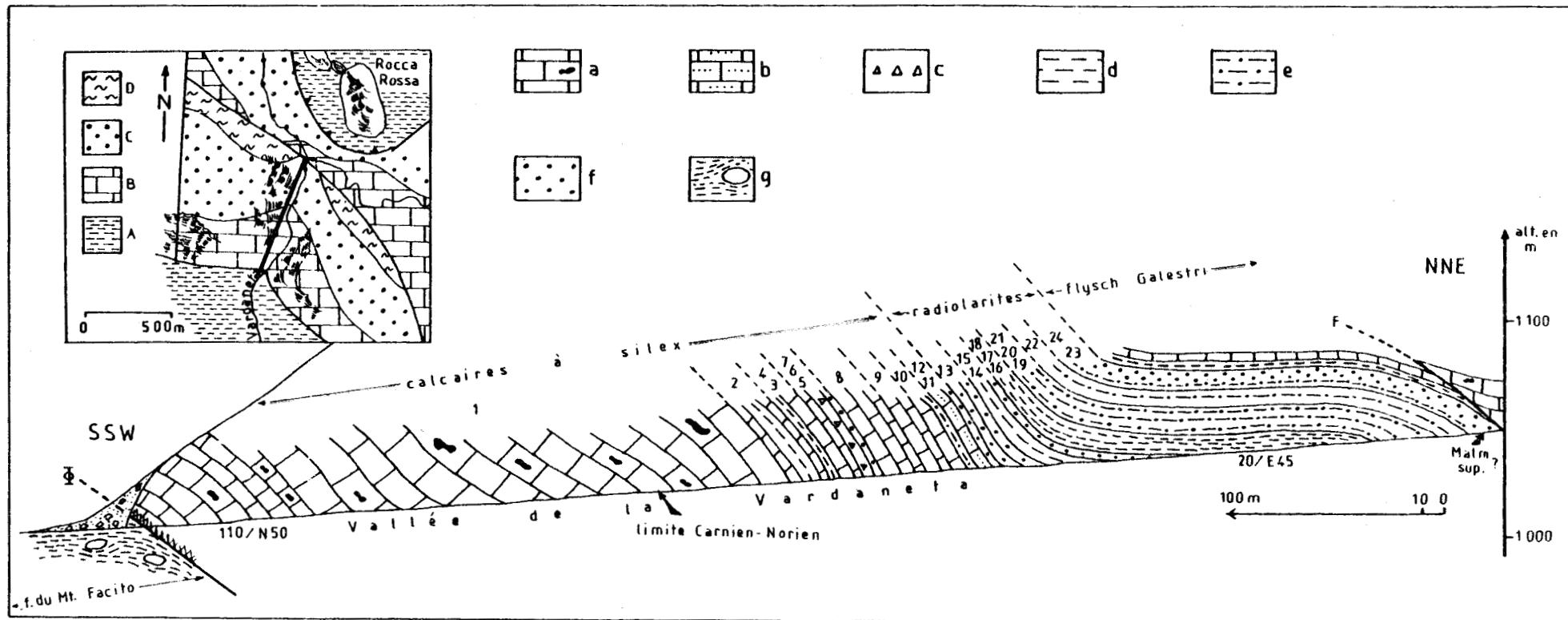


Fig. 41.- Le faciès Armizzone ; coupe dans la vallée de la Vardaneta.

Coupe : légende dans le texte - a. Calcaire à silex. - b. Calcaire gréseux. - c. Brèche. - d. Pélites. - e. pélites siliceuses. - f. Jaspe à Radiolaires. - g. Bloc dans matrice pélitique (Formation du Monte Facito).

Cartouche : A. Formation du Monte Facito. - B. Formation des calcaires à silex. - C. Formation des radiolarites. - D. Formation du flysch Galestri.

terrigène du Monte Facito et celle, plus profonde, des calcaires à silex. Le faciès noduleux marque probablement le début de l'individualisation du bassin et passe vers son centre aux alternances marno-calcaires banales de l'unité du Lagonegro I. La texture sédimentaire des calcaires à silex s.s. est, là aussi, à la fois attribuable à des turbidites distales et à une sédimentation pélagique autochtone ; il s'agit, en fait, de séries hémipélagiques ayant subi, à l'instar du Lagonegro I, une silicification secondaire, puis une légère dolomitisation.

L'apparition vers le haut de la série de niveaux plus pélitiques et plus gréseux, voire aussi de brèches, pourrait traduire un changement géodynamique qui se repercuterait sur la sédimentation à venir.

c. Conclusion

Comme celle de faciès Lagonegro I à laquelle elle ressemble fortement, la formation des calcaires à silex de faciès Armizzone (unité du Lagonegro II) a été scindée en deux membres inégalement répartis sur le terrain. Le membre basal, peu répandu, montre l'installation progressive à la base du Carnien d'une sédimentation carbonatée faisant suite à un régime terrigène. La présence de niveaux noduleux rouges au sein de celui-ci semble marquer le début de l'individualisation d'un bassin stable "de type" profond après l'arrêt de l'ouverture. Le membre sommital, souvent décollé de son substratum, est constitué d'une série pratiquement holocalcaire sur 200 m. Le haut de la formation passe progressivement par l'intermédiaire de quelques niveaux gréseux et microbréchiques aux radiolarites.

3. La formation des radiolarites

Stratigraphiquement au-dessus de celle des calcaires à silex, la formation radiolaritique est aisément repérable, dans le paysage, par sa couleur généralement rouge. Elle passe vers le haut à la formation du flysch Galestri. A ma connaissance, aucune datation de ces niveaux n'a été établie à ce jour.

a. Coupe

Elle fait suite à celle qui a servi à décrire le membre sommital des calcaires à silex (fig. 41) dans la vallée de la Vardaneta (685-480).

On distingue, de bas en haut (fig. 42) :

- (13) 9 m de jaspe jaune à interlits pélitiques noirs à débit écailléux ;
- (14) 6 m de pélites rouges, légèrement siliceuses, à mauvais débit ;

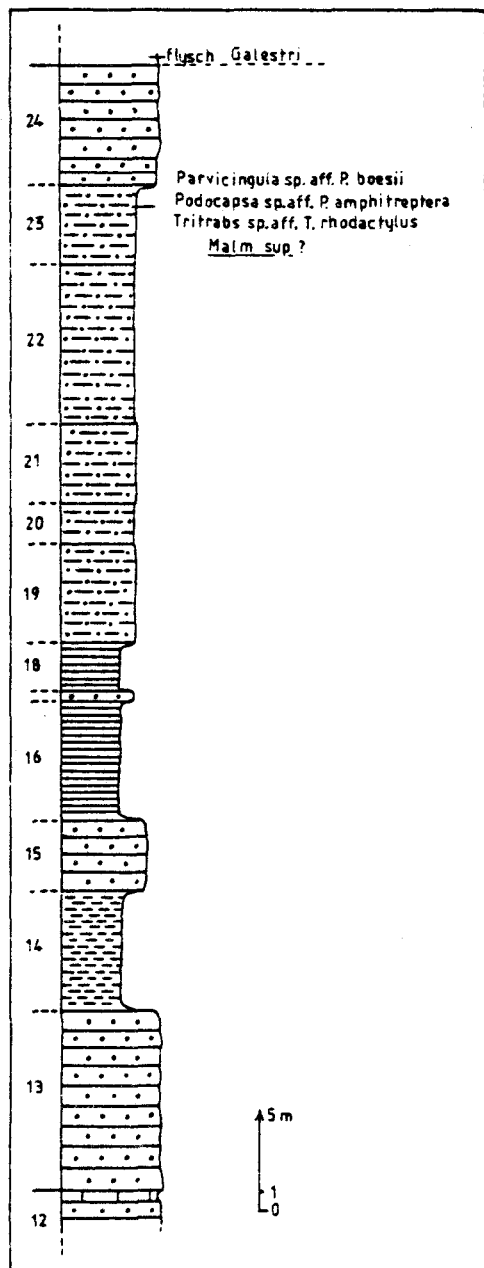


Fig. 42.- Colonne stratigraphique de la formation des radiolarites, faciès Armizzone.

Légende dans le texte.

- (15) 3,5 m de jaspe gris, en bancs réguliers décimétriques de plus en plus fissiles vers le haut ;
- (16) 6 m de pélites très fissiles à débit ardoisier, de couleur jaune au sommet et à la base, rouge au milieu, formant un bon niveau repère ;
- (17) un banc de jaspe pélitique jaune ;
- (18) 2,50 m de pélites très fissiles, à débit ardoisier, de couleur rouge avec un banc jaune au milieu (bon niveau repère) ;
- (19) 5 m de pélites siliceuses rouges, bien stratifiées, à bancs de 5 cm ;
- (20) 2 m de pélites siliceuses jaunes à bancs assez épais, où s'intercalent quelques bancs de jaspe ;
- (21) 4 m de pélites siliceuses rouges et de bancs de jaspe noir décimétriques ;
- (22) 8 m de pélites siliceuses versicolores (rouges, grises, jaunes ou vertes), d'aspect "terreux" ;
- (23) 4 m de pélites siliceuses rouges, à mauvais débit.
L'attaque à l'acide fluorhydrique dilué d'un des échantillons de ce niveau a permis de dégager une faune composée de Radiolaires appartenant à de nouvelles espèces non encore décrites actuellement ; De Wever y a reconnu : *Alievum* sp., *Angulobracchia* sp., *Archaeospongoprimum* sp., *Hsuum* sp., *Parvicingula* sp. aff. *P. boesii* (à épines périphériques), *Podocapsa* sp. aff. *P. amphitreptera*, *Syringocapsa* cf. *S. rotunda*, *Tritrabs* sp. aff. *T. Rhodactylus*, dont l'association pourrait bien correspondre au Malm supérieur ;
- (24) 6,50 m de jaspe verdâtre à jaunâtre, en gros bancs d'une vingtaine de centimètres, et de pélites fissiles en bancs de 10 cm en moyenne. Les bancs de pélites s'épaississent en montant dans la série. On passe alors, sur 2 m environ, à la formation du flysch Galestri.

★-L'examen en microscopie optique de ces échantillons a permis de reconnaître les faits déjà observés dans les radiolarites du Lagonegro I, c'est-à-dire la recristallisation de l'opale CT en quartz microcristallin, recristallisation plus accentuée ici, ce qui explique peut-être que, malgré le nombre de Radiolaires présents dans la roche, très peu ont pu être dégagés et beaucoup n'ont pu être déterminés. Les quelques échantillons ayant livré une faune ont montré l'association d'individus ressemblant, certes, à des espèces classiques mais possédant de légères différences. Ce sont les répartitions des espèces classiques qui ont été utilisées afin de donner une appréciation sur l'âge de la série, âge qui est donc susceptible de changer. Toutefois, il semble bien que l'apparition de la sédimentation flyschofide susjacente coïncide avec la base du Crétacé. Quelques échantillons montrent, là aussi, des structures turbiditiques : les jaspes apparaissent formés d'une succession de Laminae où l'on observe des cycles tels que :

gros Radiolaires sphériques (probablement usés) + débris lithiques (quartz) + opaques → petits Radiolaires + pélites → pélites. } Gros Radiolaires usés + débris quartz + opaque → etc...

Mais il reste évident que, même si des courants turbiditiques ont perturbé la sédimentation radiolaritique, celle-ci n'en demeure pas moins autochtone et essentiellement pélagique.

b. Interprétation

L'imprécision de l'âge de la série empêche de calculer le taux de sédimentation, donc de préciser et d'interpréter la série en tant que marqueur de la C. C. D. On peut toutefois supposer que l'apparition de la sédimentation siliceuse est, là encore, due à l'enfoncement du sillon sous la C. C. D.

c. Conclusion

D'une épaisseur de soixante mètres environ, la série radiolaritique s'élève probablement jusqu'au Malm supérieur. Elle repose en concordance et par l'intermédiaire de quelques niveaux gréseux à microbréchiques, sur les calcaires à silex et passe vers le haut au flysch Galestri, vraisemblablement au Crétacé basal.

4. La formation du flysch Galestri

D'une grande similitude de faciès avec celle de faciès Lagonegro I, la formation du flysch Galestri de faciès Armizzone (unité du Lagonegro II)

n'est pas toujours distinguable de son homologue sur le terrain. Il s'agit, là encore, d'une série monotone de calcaire siliceux ocre et de pélites brunes en bancs pluri-décimétriques. L'absence de séries surincombantes de type "argiles rouges de Pecorone" rend impossible toute évaluation d'épaisseur. Celle-ci ne doit cependant pas être très différente de celle de l'unité I, et donc avoir une puissance maximale de 500 m pour ses parties les mieux préservées.

Si ce n'est la présence sporadique de quelques minces niveaux microbréchiques (microbrèches à éléments de calcaire micritique voire de plate-forme) et l'absence de niveaux sommitaux, toutes les remarques faites à propos du flysch Galestri de l'unité I restent valables ici, en particulier celles de l'opportunité du terme "flysch". En effet, si l'on se réfère aux définitions données par Boirie et Souquet (1979) :

"le terme de flysch s'applique à des formations détritiques (...) ; le flysch résulte toujours de l'alternance, le plus souvent régulier et très monotone, de bancs ou de lits de grès, plus accessoirement de conglomérats et de brèches, avec des schistes argileux ou argilo-calcaires (...). Son épaisseur est presque toujours de l'ordre de plusieurs centaines de mètres et parfois de plusieurs milliers de mètres (...). Son origine est exclusivement marine". Il ajoute qu'à la base des bancs gréseux, s'observent fréquemment des figures appelées "hieroglyphes", d'origine organique ou non, et que l'on passe transitionnellement de bas en haut des grès aux pélites en accord avec la séquence de Bouma.

on constate que ces remarques ne s'appliquent pas tout à fait à notre formation : pas de bancs gréseux, pas de figures de base de banc, pas de granoclassement grès-pélites. D'après Mutti (1977), ces caractères sédimentologiques correspondraient à ceux de deltas sous-marins ou de cônes de déjections distaux ; la présence des niveaux microbréchiques résulterait de l'instabilité des flancs des plates-formes limitrophes.

La sédimentation autochtone serait alors représentée par la portion carbonato-siliceuse, riche en faune pélagique (Radiolaires) alors que les bancs de pélites seraient apportés au lieu de sédimentation par des courants turbiditiques distaux (fig. 43).

De ce fait, et comme pour l'unité I, nous sommes conduits à envisager après la remontée au Jurassique supérieur de la C. C. D.,

un nouvel enfoncement de celle-ci au Berriasien supérieur, permettant à nouveau une sédimentation autochtone carbonatée ne traduisant pas obligatoirement une phase tectonique.

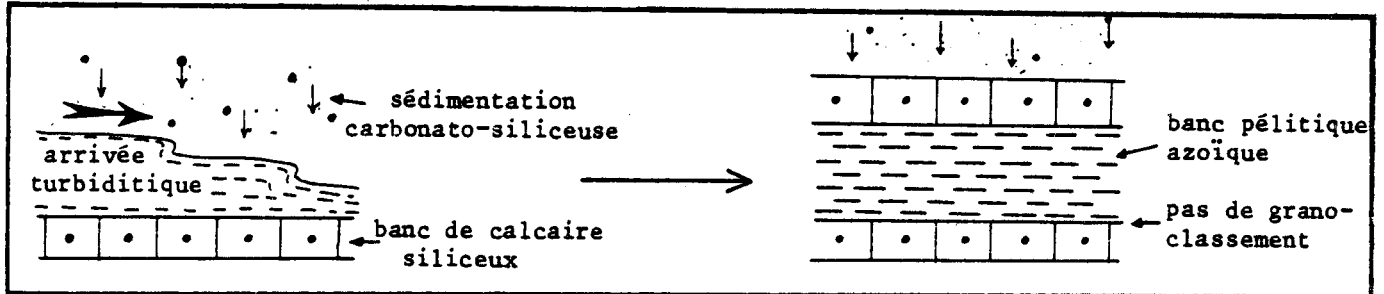


Fig. 43.- Mode possible de formation du "flysch" Galestri.

5. Le faciès Armizzone, Récapitulatif (fig. 44)

La série débute par la formation du Monte Facito constituée, sur plus de 200 m, de blocs volumineux resédimentés dans une matrice essentiellement pélitique. Ces "olistolites" proviendraient d'une plate-forme scythienne soumise à une tectonique distensive aniso-ladinienne à l'origine de la formation du bassin.

Au Carnien inférieur, après l'arrêt des phénomènes distensifs, la sédimentation change et on passe alors, par l'intermédiaire de niveaux noduleux rouges, aux quelques 300 m de la formation des calcaires à silex encore sous l'influence d'apports turbiditiques distaux. Plus tard, on assiste à un nouveau changement de sédimentation avec l'arrivée de dépôts pélitiques, voire de quelques niveaux microbréchiques, annonçant la sédimentation siliceuse. Celle-ci constitue sur 60 m la formation des radiolarites qui atteint probablement le Malm supérieur, époque à laquelle, comme pour la série du Lagonegro I, on assiste au dépôt du "flysch" Galestri uniforme dans son faciès qui correspond vraisemblablement à un enfoncement de la C. C. D. permettant de nouveau des alternances marno-calcaires.

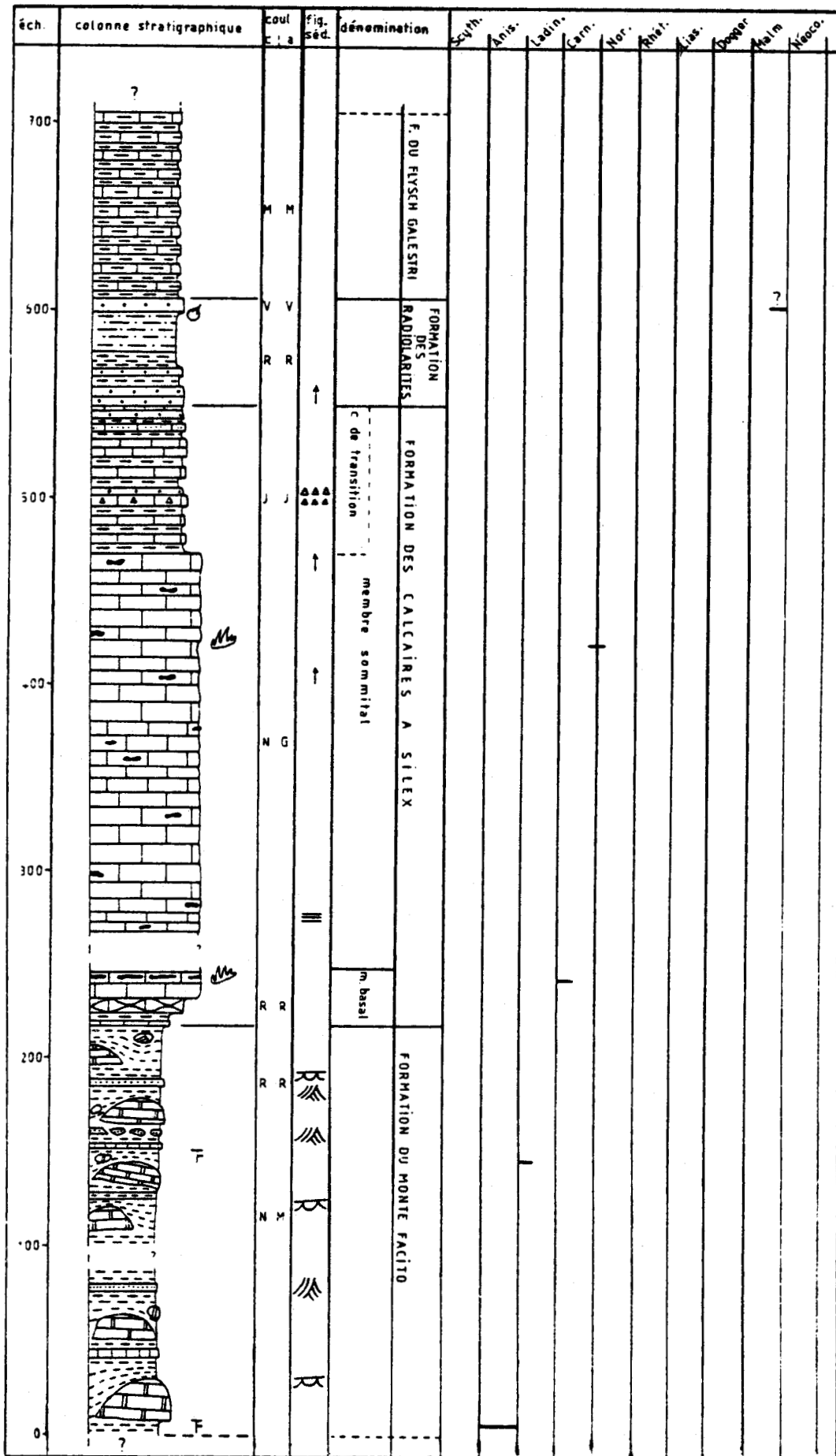
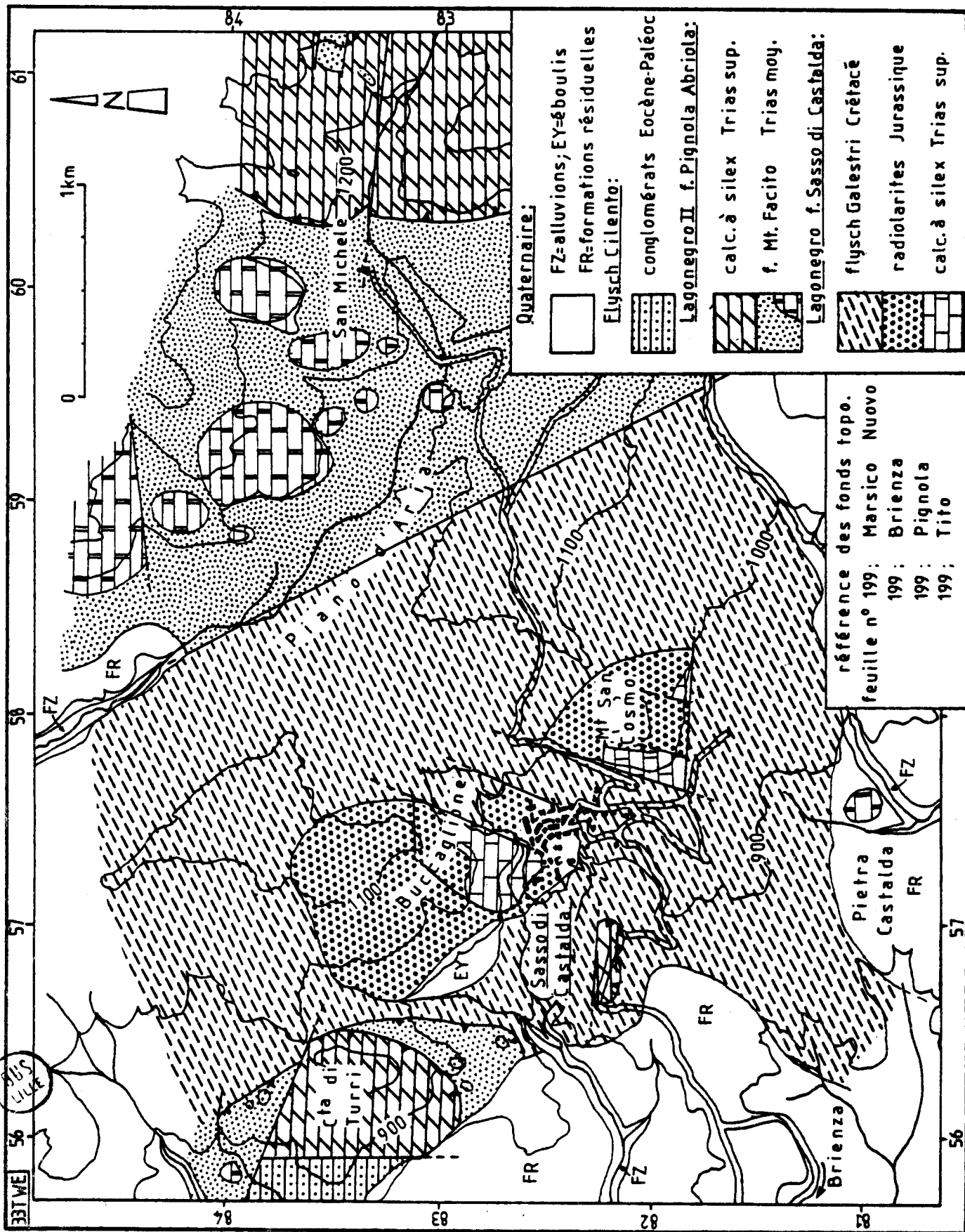


Fig. 44.- Litholog récapitulatif du faciès d'Armizzone

Légende : cf. Introduction.



Fig. 45.- Carte géologique de la région de Sasso di Castalda.



IV. LE FACIÈS SASSO DI CASTALDA

Remarque : localisé et bien développé aux environs du village de Sasso di Castalda, près de Brienza, le faciès Sasso di Castalda fut initialement reconnu par Scandone (1961) qui l'attribue et le confond avec celui de l'unité du Lagonegro I. Il n'en fait donc qu'une seule unité regroupée sous le nom de Lagonegro-Sasso di Castalda.

Si les séries de faciès Pignola Abriola le chevauchent bien, ce qui lui confère un titre d'unité inférieure, les caractéristiques sédimentologiques des séries de Sasso di Castalda sont totalement différentes de celles des séries du Lagonegro I.

1. La formation des calcaires à silex

La base de la formation n'a jamais été rencontrée ou reconnue comme telle. On ne sait donc pas si le substratum de la série est plutôt de type Lagonegro I avec alternances marno-calcaires ou, comme pour le Lagonegro II, de type "formation à blocs". Le sommet de la série passe petit à petit aux faciès pélitiques puis siliceux de la formation radiolaritique.

a. La coupe

La coupe décrite ici (fig. 46) est la plus complète rencontrée sur le terrain. Elle se situe sur le flanc Est du mont Buccaglione, au Nord du petit village de Sasso di Castalda (574/828). La stratification étant quasiment horizontale, la partie la plus ancienne se situe dans le lit de la rivière ; en escaladant le mont, on rencontre successivement (fig. 47) :

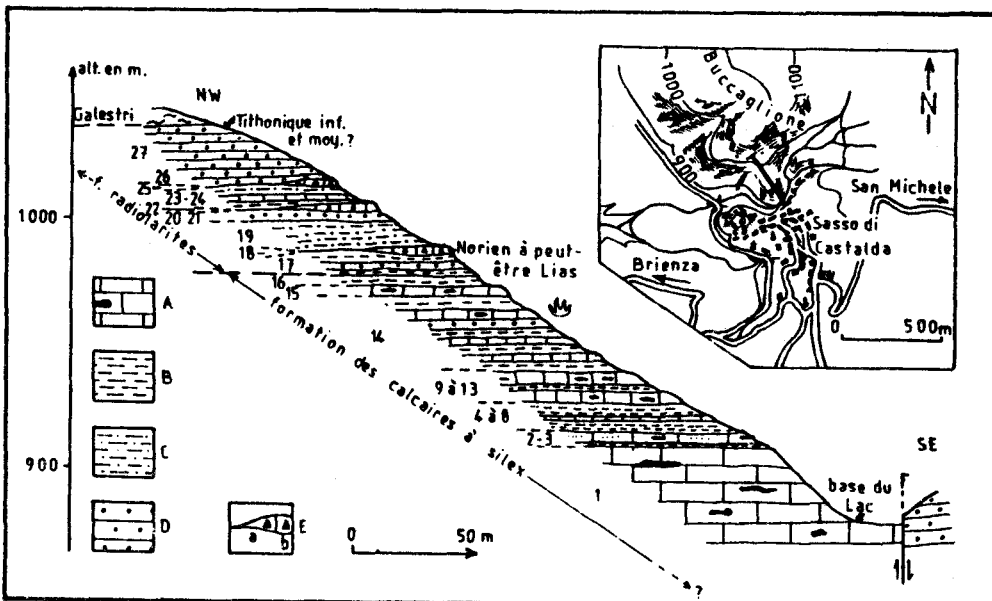
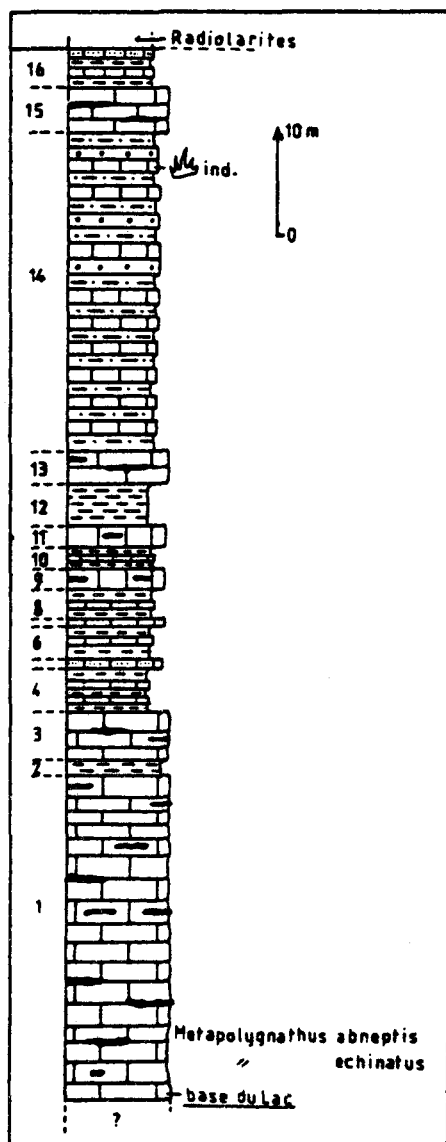


Fig. 46.- Coupe des calcaires à silex et des radiolarites, faciès Sasso di Castalda.

Légende : voir texte.

A. Calcaire à silex. - B. Pélitites. - C. Pélitites siliceuses. - D. Jaspe. - E. Lentille calcaire : a. Bréchiq. ; b. Microbréchiq.

- (1) au moins 30 m de calcaire micritique à silex pseudo-lités, gris à l'altération, noir à gris à la cassure, montrant, dans quelques lits, des filaments. Les bancs sont généralement petits, de 5 à 10 cm mais pouvant atteindre 20 à 30 cm. Ces calcaires sont tout à fait semblables à ceux du faciès de Lagonegro I décrits précédemment. Dans un des premiers bancs rencontrés, j'ai pu extraire, en attaquant la roche à l'acide acétique dilué (cf. Vrielynck, 1976, 1982), des Conodontes ; il s'agissait, outre de fragments non identifiables, de : *Chirodella dinodoides* (Tatge), *Hibbardella magnidentata* (Tatge), *Metapolygnathus abneptis* (Huckriede), *Metapolygnathus echinatus* (Hayashi), *Metaprioniodus suevicus* (Tatge), *Neohindeodella dropla* (Spasov et Ganey), *Neohindeodella summesbergeri praecursor* Kozur et Mostler, *Neohindeodella summesbergeri summesbergeri* Kozur et Mostler, *Neohindeodella triassica* (Müller), dont l'association, notamment de *Metapolygnathus abneptis* et de *Metapolygnathus echinatus*, témoigne d'un âge norien tout à fait basal, c'est-à-dire de la base du Lac ;



- (2) 1,50 m de calcaire micritique gris, à silex, légèrement gréseux, quelquefois microbréchique à éléments de calcaire micritique, souvent à laminations et/ou stratifications obliques, en bancs de 10 à 20 cm, alternant avec des pélites marneuses jaune-citron, à débit poudreux, en bancs de 5 cm dans lesquels s'intercalent déjà quelques passées jaspeuses sinon fortement siliceuses ;
- (3) 4,50 m de calcaire micritique banal en bancs de 1,50 m ;
- (4) 4 m d'une succession de calcaire en petits bancs de 1 à 10 cm, de lits de silex centimétriques et de marnes jaunâtres en passées de quelques centimètres ;
- (5) un banc de 60 cm de calcaire micritique silteux ;
- (6) 3 m d'une alternance de calcaire à silex en bancs de 1 à 10 cm, de lits de silex centimétriques et de pélites rouges ou jaunes, légèrement siliceuses, à débit schisteux en bancs de 1 à 10 cm ;
- (7) 60 cm de calcaire micritique en bancs de 10 à 50 cm ;
- (8) 3 m d'une succession de calcaire à silex en bancs de 10 à 30 cm et de pélites siliceuses jaunes en bancs centimétriques ;
- (9) 2 m de calcaire micritique à silex en bancs de 10 à 20 cm ;

Fig. 47.- Colonne stratigraphique de la formation des calcaires à silex, faciès Sasso di Castalda.

Légende : voir texte.

- (10) 2 m d'une suite de calcaire à silex gris, en bancs de de 20 cm et de marnes siliceuses jaunes en petites passées ;
- (11) 2 m de calcaire de 30 à 60 cm d'épaisseur ;
- (12) 4 m de pélites rouges légèrement siliceuses, à débit schisteux où sont visibles quelques passées calcaires de 2 cm ;
- (13) 3 m de calcaire en bancs centimétriques à la base, de 50 à 80 cm au sommet ;
- (14) 30 m de calcaire en bancs de 10 cm en moyenne alternant avec de petits lits de pélites rouges à jaunes. A partir du milieu et en montant, quelques petits niveaux jaspeux jaunâtres ou verdâtres, voire rougeâtres, s'intercalent dans cette série. Quelques Conodontes indéterminables ont été observés dans les derniers bancs de ce niveau ;
- (15) 4 m de calcaire gris micritique, siliceux, en bancs de 10 à 50 cm ;
- (16) 4 m d'une intercalation plus ou moins régulière de bancs de 10 à 30 cm de calcaire micritique ou silteux, de pélites rouges à débit schisteux en bancs de 10 à 30 cm et de pélites siliceuses rouges à passées jaspeuses rouges.

C'est avec ce niveau que je limiterai, vers le haut, la formation des calcaires à silex. Certes, comme on le verra, le niveau (16) ne renferme pas les ultimes bancs carbonatés ; des lentilles de calcaire apparaissent, en effet, à la base de la formation des radiolarites. Ces lentilles sont constituées d'éléments totalement remaniés, ne traduisant donc en rien les tendances de la sédimentation locale.

★—L'observation du microfaciès en lames minces montre la persistance tout au long de la série de nombreux tests de Radiolaires qui ne présentent, paradoxalement ici, que peu ou pas de caractères de remaniements. Par contre, il est à noter que les niveaux légèrement plus gréseux ou plus silteux, d'aspect "sale" sur le terrain, montrent des laminations ou des convolutes voire des stratifications obliques, suggérant un mode de formation dû, au moins en partie, à des apports extérieurs. Le grain de ces passées turbiditiques reste toutefois fin, compris entre les intervalles C, D et E de Bouma.

La dolomitisation n'a que très peu affecté la série. Dans les quelques rares niveaux où elle a été décelée, la fraction dolomitique ne représentait qu'un très faible pourcentage par rapport à la fraction carbonatée calcitique ; de plus, la dolomie était toujours associée aux apports turbiditiques. Aucun apport tardif de fluide magnésien par fissure ou percolation, ayant pu favoriser l'apparition de dolomie secondaire, n'a été mis en évidence.

La silicification secondaire se traduit par la présence de lits de silex et de chailles qui ont, ici, tendance à se confondre avec de véritables jaspes.

b. Interprétation

Si une bonne partie de la formation est représentative d'une sédimentation totalement autochtone, composée de Radiolaires, ce tests de Bivalves et de micrites témoignant d'un régime de dépôt calme, certains niveaux, surtout au sommet de la série, montrent des structures turbiditiques. Les courants turbides apportèrent au lieu de sédimentation des sables, sablons et argiles voire aussi du carbonate dolomitique "polluant" ainsi la sédimentation autochtone. La taille granulométrique des éléments transportés, bien que n'induisant pas une alimentation proximale, ne reflète plus tout à fait une sédimentation turbiditique de type plaine abyssale.

c. Conclusion

Le niveau le plus bas -rencontré- de la formation des calcaires à silex de faciès Sasso di Castalda a révélé un âge norien basal. La série, en grande partie formée par du carbonate autochtone, est troublée, surtout vers le sommet, par des venues turbiditiques entraînant des lutites, sablons et sables. Ceux-ci semblent annoncer la venue des radiolarites.

2. La formation des radiolarites

Composée de deux membres, la formation repose en contact stratigraphique sur les calcaires à silex (fig. 46). Le membre basal commence juste après la disparition des bancs de calcaire à silex typique et s'arrête après le dernier banc pélitique. La sédimentation holosiliceuse prend alors le relais pour se terminer avec les premiers niveaux du flysch.

a. Les coupes

a1. Le membre basal

Trois coupes, peu espacées sur le terrain, fourniront une illustration de la stratigraphie caractérisée ici par une grande variation latérale de faciès (fig. 48).

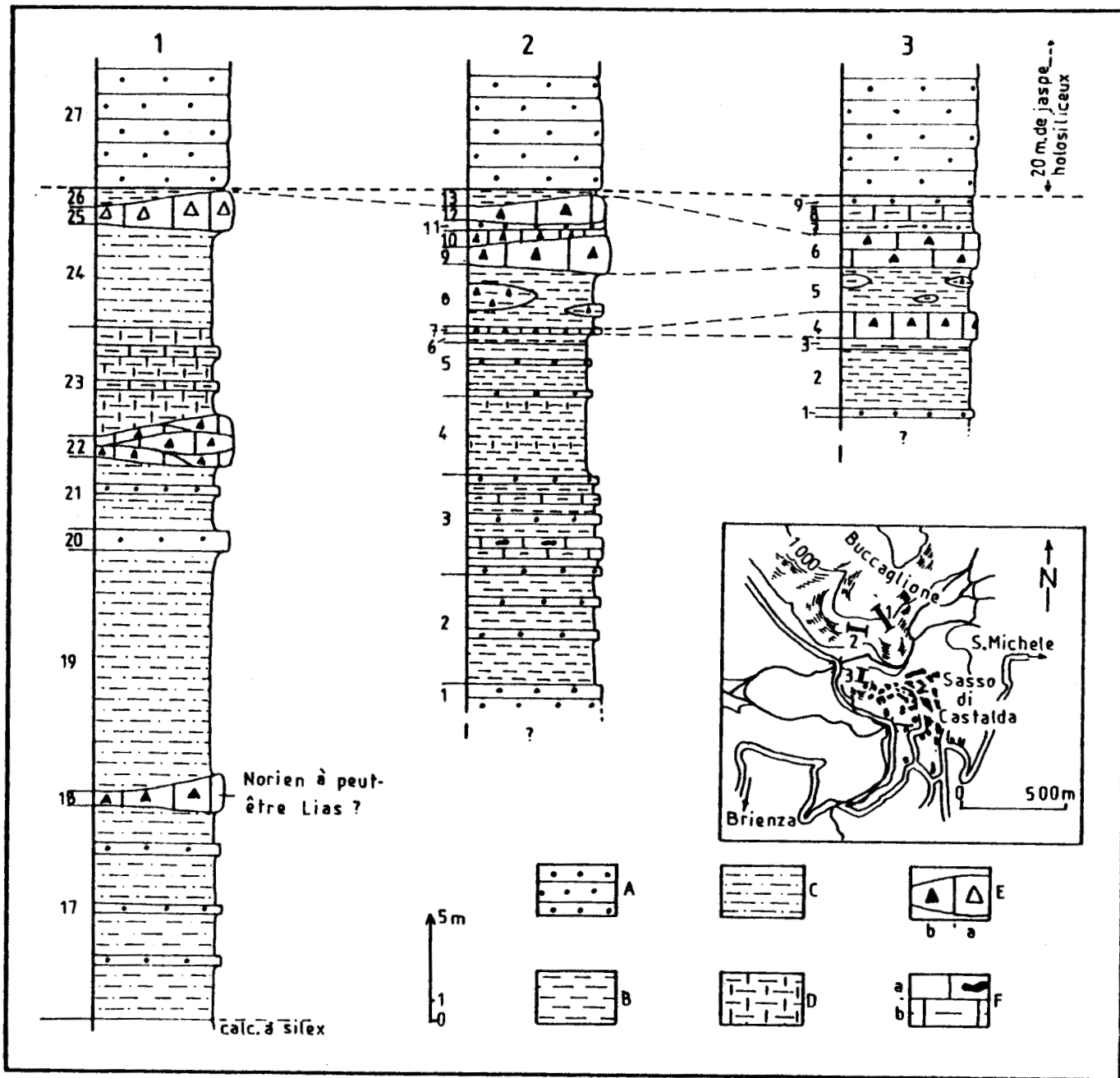


Fig. 48.- Stratigraphie du membre basal des radiolarites faciès Sasso di Castalda, d'après trois coupes. Exemple de variation latérale de faciès.

Légende : voir texte.

- A. Jaspe . - B. Pélites. -
- C. Pélites siliceuses. -
- D. Marnes. - E. Lentille calcaire : a. Bréchique ; b. Microbréchique. - F. Calcaire : a. A silice ; b. Marneux.

La première coupe (log 1 de la figure 48) fait suite à la coupe décrite précédemment (fig. 46) sur le flanc oriental du mont Buccaglione. De bas en haut on y rencontre :

- (17) 8 à 10 m de pélites siliceuses rouges où s'intercalent, outre des bancs d'argilites rouges ou jaunes de 5 à 10 cm d'épaisseur, quelques bancs centimétriques à décimétriques de jaspe. Quelques niveaux marno-calcaires y sont encore discernables ;
- (18) une première lentille de calcaire marneux gris légèrement gréseux, microconglomératique à éléments carbonatés millimétriques. La variation latérale d'épaisseur est de 0 à 3 m pour 10 m de longueur à l'endroit mesuré. Quelques sections de Foraminifères ont pu être étudiées avec la collaboration du Département de Paléontologie de Genève. Mme Zaninetti a notamment reconnu : *Costifera battagliensis* Senowbari-Daryan, *Costifera cylindrica* Senowbari-Daryan, *Galeanella ? minuta* Zaninetti et al., *Galeanella* sp., *Galeanella lucana* Miconnet, Ciarapica et Zaninetti, *Lenticulina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Pseudocucurbita brevicollum* Senowbari-Daryan et *Pseudocucurbita ? longicollum* Senowbari-Daryan (planche 1, photos 1 à 4 et 6 à 10). Cette faune, caractéristique d'une province sud-téthysienne, aurait un âge au plus norien s'étendant peut-être dans le Lias (Zaninetti, comm. orale).
- (19) 8 à 12 m de pélites rouges, fortement siliceuses, à débit schisteux grossier ;
- (20) 1 m de jaspe jaunâtre à rougeâtre en bancs décimétriques ;
- (21) 3 m de pélites siliceuses jaunes ou rouges contenant des petits bancs de jaspe rouge ;
- (22) 50 cm à 3 m de calcaire grés-marneux à silex (identiques à ceux de la formation des calcaires à silex), en bancs lenticulaires microbréchiques, d'une soixantaine de centimètres d'épaisseur ;
- (23) 4 à 5 m de marnes jaune-grise, à débit schisteux fin, en petites écailles de 1 cm², contenant quelques bancs de calcaire marno-silteux rouge à marron, de 10 à 20 cm d'épaisseur, à stratification oblique ou entrecroisée ;
- (24) 5 m de pélites siliceuses rouges à débit schisteux grossier ;
- (25) une lentille de 0 à 2 m d'épaisseur sur 10 m de longueur, bréchique à éléments de calcaire centimétrique, légèrement siliceux, à silex ;
- (26) un banc repère de pélites siliceuses violettes de 20 à 30 cm, à débit en frite.

C'est avec ce dernier niveau pélitique que se termine le membre basal.

L'autre coupe (log 2 de la figure 48) a été levée sur le flanc Sud des Buccaglione, à 200 m environ au Sud Ouest de la coupe 1 (fig. 48). Un léger décollement met en contact anormal la formation des calcaires à silex avec le premier niveau rencontré. On peut néanmoins y observer de la base vers le sommet :

- (1) au moins 1 m de jaspe pélitique vert-jaune, en bancs de 1 à 5 cm ;
- (2) 5 m de pélites rouges à débit schisteux grossier contenant de petits bancs de 5 cm de marnes jaunes à silex, des bancs d'argilites, jaunes ou rouges de 5 cm et de jaspe rouge décimétriques ;
- (3) 4,50 m d'une alternance de jaspe noir en bancs de 5 cm en moyenne, d'argilite marron en bancs de 5 à 10 cm, de marnes indurées jaunâtres en bancs décimétriques, de pélites noires en bancs centimétriques, de calcaire micritique noir à altération jaune, de pélites jaunâtres à grisâtres, à débit schisteux, en bancs de 1 cm à 40 cm ;
- (4) 3 à 4 m de pélites rouges au sommet, vertes à jaunes à la base, à débit en "petites frites", contenant quelques bancs marneux indurés jaune-gris de 5 cm ;
- (5) 3 m de pélites rouges à débit fin en "microfrite" où s'intercalent quelques bancs jaspeux ;
- (6) 25 cm de pélites marneuses vertes à débit en frites ;
- (7) 20 cm de calcaire gris plus ou moins marneux, microbréchiq ue à éléments millimétriques de calcaire ;
- (8) 3 m environ de pélites rouge-lie-de-vin, à débit schisteux voire en frites, à bancs lenticulaires de 0 à 2 m de pélites indurées rouges à éléments plurimillimétriques arrondis de calcaire ;
- (9) une lentille de 0,90 à 1,80 m pour 5 m de longueur de calcaire gris microbréchiq ue, légèrement siliceux, à éléments millimétriques de calcaire ;
- (10) 40 cm de calcaire microbréchiq ue gris, siliceux, en deux bancs de 20 cm, reposant sur 5 cm de pélites vertes ;
- (11) 20 cm de jaspe blanc à vert encadré par deux passées centimétriques de pélites vertes ;
- (12) une lentille de 1 à 1,20 m de calcaire gris légèrement gréseux, à lits de silex blanc, microbréchiq ue à éléments de calcaire ;
- (13) 10 à 60 cm de pélites rouge-violacé à débit en frites.

Ce niveau (13) termine, comme pour la première coupe, le membre basal de la formation.

La troisième coupe (log 3 de la figure 48) a été levée sur le versant Nord de la butte du château (qui a donné son nom au village) en face de la

coupe 2 (fig. 48). On y observe, de bas en haut :

- (1) un banc de jaspe gris de 15 cm environ ;
- (2) 3 m de pélites marneuses rouges à débit schisteux possédant quelques petits niveaux centimétriques plus siliceux ;
- (3) 25 cm de pélites marneuses vertes contenant des petits bancs de 1 cm de jaspe vert ;
- (4) un banc lenticulaire (?) de 1,20 m de calcaire compact gris, légèrement siliceux, microbréchiqque à éléments de calcaire. A la base de ce banc, quelques silex blancs apparaissent ;
- (5) 1,80 m de pélites rouge-lie-de-vin, quelquefois légèrement marneuses à débit schisteux fin. On y rencontre des miches d'argilites verdâtres ou rougeâtres à éléments de calcaire remanié quelquefois oolitique ou pisolitique et des petits bancs de jaspe holosiliceux ;
- (6) 1,60 m de calcaire gris légèrement siliceux, microbréchiqque à éléments de calcaire, formé de deux bancs (?) de 80 cm d'épaisseur ;
- (7) un banc lenticulaire de jaspe noir encadré par deux niveaux pélitiques, l'ensemble ayant une épaisseur de 50 cm ;
- (8) 60 cm de bancs calcaires noirs fortement siliceux et de bancs de pélites noires ;
- (9) 80 cm de jaspe jaunâtre à verdâtre, en deux bancs de 40 cm ; à la base est présent un banc centimétrique de pélite jaune à grise.

Après ce niveau viennent les 20 mètres de jaspe du membre sommital.

★-L'examen au microscope montre que les niveaux microbréchiqques sont formés d'éléments calcaires millimétriques à plurimillimétriques sans granoclasement visible. La matrice pélitico-carbonatée est fortement recristallisée en calcite et/ou en dolomite alors que les éléments clastiques formés de calcaire micritique, oolitique ou biogénique, ne le sont pas ou peu, mis à part certains qui semblent être formés de dolomie primaire. La dolomie représente 1 à 10 % du volume global ; elle se surimpose par endroit à des cristaux automorphes de quartz visiblement secondaires. La roche a donc subi une légère silicification secondaire (1 à 10 % du volume de la roche) suivie de la dolomitisation. N'ayant remarqué aucune fissure remplie de dolomite d'une part et du fait que les cristaux de dolomite, comme ceux de la calcite, sont xénomorphes d'autre part, il semble qu'il y ait eu "redolomitisation" aux dépens de cristaux dolomitiques déposés primitivement en même temps que les lithoclastes.

a2. Le membre sommital

La coupe typique fait suite à la coupe 3 du membre basal, levée en

haut de la butte du château (cf. fig. 48). On y observe une vingtaine de mètres de jaspe holosiliceux en bancs de 5 à 10 cm, de couleur jaunâtre à verdâtre quelquefois rougeâtre, à petits niveaux interbanco-pélitiques gris, millimétriques. Dans un des derniers bancs de ce niveau, environ 25 cm avant le premier niveau pélitique susjacent, l'échantillon 10782, riche en microfaune, a permis de recueillir une association de Radiolaires dont certains présentaient des caractères morphologiques bien marqués mais légèrement différents de ceux reconnus et décrits dans la littérature (De Wever, comm. orale) (planche 3, photos 1 et 2). J'ai cependant jugé utile de garder les répartitions stratigraphiques des espèces connues auxquelles ces Radiolaires sont rattachés, l'extension de chaque "espèce à affinités" pouvant différer légèrement (fig. 49). Après ces 20 mètres de jaspe vient le terme de passage au flysch Galestri ; on observe, de la base vers le sommet :

- 30 cm de pélites siliceuses marron à débit écaillé ;
- 50 cm de jaspe marron en bancs décimétriques ;
- 0 à 30 cm de pélites marron à débit écaillé ;
- environ 1,20 m de jaspe en gros bancs de 20 cm ;
- 80 cm de pélites écaillées marron-noir.

N° Echantillon		Oxfordien	Kimméridgien	Tithonique	Berriasien
Radiolaires					
10782					
Angulobracchia sp.					
Emiluvia sp. aff. <i>E. orea</i> (à noeuds disposés en réseau à mailles carrées)			<i>E. orea</i>		
Emiluvia sp. aff. <i>E. pessagno</i> (à épines plus courtes)				<i>E. pessagno</i>	
Mirifusus mediodilatatus (Rüst)					
Mirifusus sp.					
Obesocapsula sp. aff. <i>O. morroensis</i>				<i>O. morroensis</i>	
Parvincingula boesii gp. (Parona)					
Podocapsa sp. cf. <i>P. amphitrepera</i> (longs bras dirigés vers le bas, céphalis moins visible)				<i>P. amphitrepera</i>	
Praeconocaryamma sp.					
Spongocapsula palmerae Pessagno					
Triactoma sp. aff. <i>T. echiodes</i> (à très petits pores)				<i>T. echiodes</i>	
Tripocyclia sp.					

Fig. 49.- Répartition stratigraphique des Radiolaires déterminables rencontrés dans un niveau sommital.

Remarque : lorsque la barre de répartition stratigraphique est surmontée d'un nom d'espèce, il s'agit de la répartition de cette espèce, celle rencontrée dans l'échantillon, et qui lui ressemble, étant encore inconnue.

Après ce dernier niveau viennent les alternances pélitico-carbonatées de la formation du flysch Galestri.

b. Interprétation

Ici encore, nous constatons que l'installation du régime holosiliceux à Radiolaires se fait progressivement par l'intermédiaire de niveaux pélitiques. Toutefois, un fait nouveau est apparu : la présence, au sein de ces niveaux, de vastes lentilles de microbrèches calcaires. Celles-ci proviendraient d'une plate-forme ou d'un haut-fond voisin soumis à une érosion vive au Norien voire Lias inférieur, érosion qui pourrait être attribuée à un réajustement tectonique ou un enfoncement léger du bassin avant la sédimentation franche des radiolarites.

Galeanella lucana, nouvelle espèce, avait déjà été rencontrée dans le Taurus et en Oman sans être reconnue ; les autres Foraminifères présents dans le niveau (18) ont aussi été rencontrés dans ces régions et en Sicile, par contre ils sont inconnus sur le craton Européen. Leur excellent état de conservation ainsi que leur présence dans la matrice me conduit à penser que le transport subi par ces Foraminifères de plate-forme n'a pas dû être important et que la période écoulée entre leur premier dépôt et leur resédimentation a dû être brève, ce qui me fait attribuer ce niveau au Norien, jusqu'à peut-être Lias.

Il semble donc qu'une plate-forme récifale proximale alimentait ces niveaux microbréchiques. Leur allure en bancs lenticulaires moyennement épais, à éléments pluri-millimétriques, sans granoclassement, alternant avec des pélites, peut correspondre à une sédimentation de delta sous-marin, peut-être de type suprafan, les pseudo-lentilles correspondant alors (?) à des sections de chenaux (Boirie et Souquet, 1979 ; Mutti, 1977).

En admettant :

1. que le sommet de la série soit bien daté du Tithonique (ce qui est fortement probable) ;

2. qu'il ne se soit écoulé qu'un temps relativement court entre le premier dépôt des Foraminifères et leur redépôt en milieu profond ;

le taux de sédimentation peut alors être calculé. Il est ici de l'ordre de $0,8 \text{ m}/\overline{\text{MA}}$, alors que celui des calcaires à silex sous-jacent est d'environ $10 \text{ m}/\overline{\text{MA}}$. Là encore, en considérant que les calcaires à silex contiennent en

moyenne 5 à 10 % de Radiolaires, on arrive aux mêmes conclusions que pour l'unité I, à savoir que la sédimentation des radiolarites correspond à la sédimentation autochtone à laquelle on soustrait tout ce qui est carbonaté ce qui représente 90 % environ des calcaires. La sédimentation siliceuse peut donc être ici interprétée comme une remontée de la C. C. D. et/ou un enfouissement du bassin.

On sait, par ailleurs, qu'au cours de l'Aalénien-Bajocien inférieur, on assiste à une remontée générale de la C. C. D. (Berger et Winterer, 1974 ; Winterer et Bosellini, 1981). D'autre part, la présence de niveaux microbréchiques peut être attribuée à une légère restructuration du bassin. On peut donc imaginer un mécanisme en deux temps pour expliquer la présence des radiolarites. D'abord, il y aurait eu un approfondissement du bassin, accompagné d'une sédimentation de pélites à lentilles allodapiques, amenant le niveau du bassin proche de celui de la C. C. D. ; puis une remontée du niveau de compensation des carbonates permettant l'installation de la série holojaspeuse à Radiolaires jusqu'à l'arrivée des premiers niveaux "flyschofides".

c. Conclusion

La formation des radiolarites débute au Norien (peut-être légèrement après), par une quarantaine de mètres de pélites à lentilles de calcaire allodapique, puis se poursuit par 20 mètres environ de jaspe holosiliceux. Au-dessus (à la limite Jurassique-Crétacé), apparaît le "flysch" Galestri.

Le calcul approximatif du taux de sédimentation nous amène à penser que l'apparition de la formation radiolaritique est due à un approfondissement du bassin peut-être suivi d'une remontée du niveau de compensation des carbonates.

3. La formation du flysch Galestri

Elle apparaît au-dessus et en contact stratigraphique, avec la formation des radiolarites.

Il s'agit toujours des mêmes faciès de calcaire silico-dolomitique brun à ocre alternant avec des bancs pélitiques bruns.

Les observations et interprétations déjà effectuées sur la même formation pour le faciès du Lagonegro I et celui d'Armizzone s'appliquent encore à cette formation qui n'a révélé aucun fait nouveau.

4. Le faciès Sasso di Castalda, Récapitulatif (fig. 50)

Le faciès Sasso di Castalda a été daté du Norien inférieur au Crétacé inférieur, au moins. Les calcaires à silex constituent les niveaux les plus bas trouvés. Ils ont été reconnus à partir du Norien et se sont formés par sédimentation autochtone troublée par quelques venues turbiditiques.

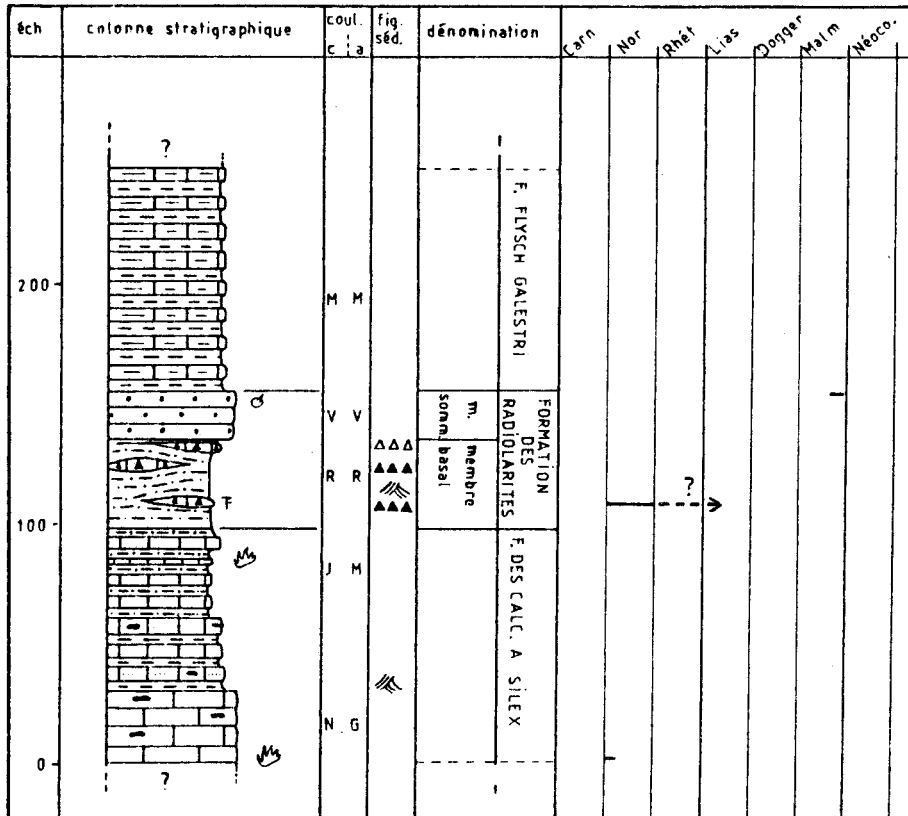


Fig. 50.- Litholog récapitulatif du faciès Sasso di Castalda.

Légende : voir Introduction.

La formation radiolaritique, s'étageant probablement de la limite Trias-Jurassique à la limite Jurassique-Crétacé, débute par des niveaux microbréchiques à bréchiques provenant d'une plate-forme voisine. Ces niveaux passent vers le haut aux jaspes à Radiolaires qui marquent l'approfondissement relatif du bassin de sédimentation par rapport à la C. C. D.

Au-dessus, probablement à la base du Néocomien, le dépôt du "flysch" Galestri traduit un nouveau changement de la surface de compensation des carbonates qui se placerait de nouveau sous le bassin.

V. LE FACIÈS PIGNOLA-ABRIOLA (cf. fig. 58)

1. La formation du Monte Facito

Bien développée dans le secteur Nord de la zone lucanienne et notamment sur le mont "Facito" (ce qui lui vaut son nom), la formation présente des associations comparables à celles de la formation du Monte Facito de faciès Armizzone.

Après avoir passé en revue certains de ces caractères qui, bien qu'observables ici, ont déjà été décrits et interprétés pour le faciès Armizzone, on s'attardera plus longtemps sur les particularités de ce faciès.

a. Observations

La formation ne présente pas de série continue mais apparaît sur le terrain de façon chaotique. Je me bornerai donc à regrouper et à classer les faits observés.

a1. Caractères semblables aux deux formations

Le substratum sur lequel repose la série demeure toujours inconnu ; on sait que les niveaux les plus anciens datés, mais qui ne représentent peut-être pas la base de la formation, appartiennent à l'Anisien (Taddei Ruggiero, 1968) et que celle-ci monte probablement jusqu'au Ladinien mais n'atteint pas le Carnien inférieur (voir base des calcaires à silex dans paragraphe suivant).

La série reste composée d'une matrice essentiellement pélitique, parfois gréseuse ou micacée, où s'éparpillent de façon anarchique des blocs de toutes tailles, souvent importants. Ceux-ci sont composés en majorité de calcaires (calcaire bréchique, oolitique, ou algaire), d'âge Trias inférieur et d'origine vraisemblablement identique à celle des blocs de faciès Armizzone, c'est-à-dire provenant, au moins pour partie, d'une plate-forme carbonatée scythienne.

Enfin, le rapport bloc-matrice demeure identique à celui exposé pour le faciès Armizzone : le bloc se présente le plus souvent comme emballé dans la matrice, suggérant un mode de mise en place par glissement synsédimentaire.

a2. Les caractères particuliers au faciès Pignola-Abriola

★-Tout d'abord apparaissent ici, de façon plus ou moins ordonnée, des masses récifales. Celles-ci se présentent habituellement sous forme de bancs lenticulaires, épais de 20 à 80 m et pouvant atteindre 1 km de long. Ils sont de couleur blanche et ne présentent que rarement des stratifications visibles.

Ils sont composés de fragments et de débris organiques déplacés (Brachiopodes, Lamellibranches, Gastéropodes, Crinoïdes, Corail...) plus ou moins cimentés entre eux par des algues encroûtantes. La base de ces "biostromes" est concordante et parallèle à la stratification de la matrice sous-jacente ; le sommet montre l'envoyage progressif du récif par des pélites dont le taux de sédimentation devait être plus important que celui de croissance du récif.

Ces masses récifales ne correspondent pas à des blocs ou à des morceaux récifaux ayant glissé sur le fond mais représentent une partie de la phase biogénique autochtone qui s'est formée et déposée sur place ; l'âge des récifs est le même que celui de la matrice, c'est-à-dire anisodadinien (Scandone, comm. orale).

★- Sont également présents, en quantité assez limitée, des blocs de roches effusives. Ceux-ci se présentent sous forme grossièrement ovoïde, en pillow-lavas de diamètre décimétrique n'atteignant que rarement 50 cm. De couleur noire, ils sont mouchetés d'une multitude de petits points blancs correspondant à des vacuoles calcitiques. Certaines de leurs faces, lisses et brillantes, montrent des traces de vitrification.

L'observation microscopique (fig. 51) montre la texture porphyrique de ces laves. On y distingue, par ordre d'importance décroissante :

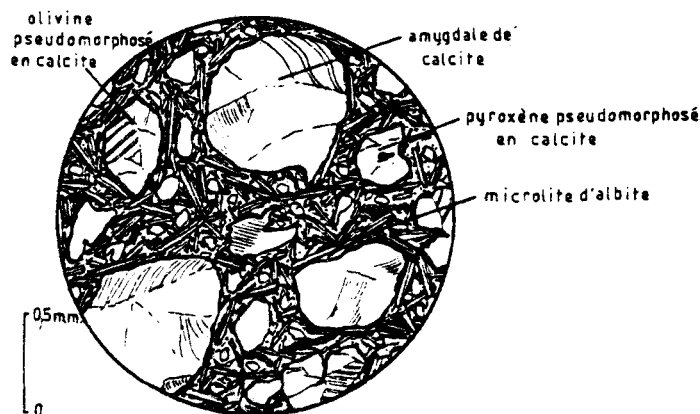


Fig. 51.- Aspect microscopique des spilites contenues dans la formation du Monte Facito.

- de nombreuses amygdales de calcite, de forme plus ou moins arrondie, correspondant à d'anciennes bulles de gaz calcitisées secondairement ;
- des cristaux de ferromagnésiens pseudomorphosés par de la calcite ; on reconnaît d'après leur forme principalement de l'olivine et, en proportion beaucoup moins grande, du pyroxène ;
- des microlites d'albite (extinction plus ou moins droite suivant les sections), ceux-ci sont très allongés, généralement à terminaison fourchue et sont souvent corrodés en leur milieu et sur leur surface ;
- de nombreux opaques, oxydes de fer ou de titane, qui semblent se développer aux dépens et sur le pourtour des phénocristaux ;
- de la chlorite, localement visible dans la matrice ;
- la mésostase, formée d'un verre incolore.

Cette paragenèse, notamment grâce à la présence d'albite, correspond à celle des "spilites" (*in* Girod *et al.*, 1978).

La signification des laves, du point de vue géodynamique, est fonction des interprétations que l'on donne à leur chimie. Une analyse géochimique a donc été entreprise en collaboration avec le laboratoire de pétrologie de Nancy et notamment de Mlle Lapierre, afin de préciser, si possible, la nature de ces roches éruptives et d'essayer de les reclasser parmi les différentes lignées.

Le résultat de l'analyse est présenté sur la figure 52 ; le fait le plus gênant est, sans doute, l'absence du dosage de CO_2 ; de plus, les affinités chimiques des spilites sont difficiles à mettre en évidence du fait des transformations que ces laves ont subies. Selon le degré d'altération subi par la roche, les teneurs en Na et K (principalement) vont augmenter tandis que celles en Ca et Mg (principalement) vont diminuer (*in* Fontailles, 1968).

On est alors amené à n'accorder qu'une valeur limitée au diagramme classique alcalins/silice (fig. 53). Dans ce diagramme, ont été reportées les valeurs géochimiques brutes (●) des échantillons ainsi que les valeurs corrigées (o) en CaO pour tenir compte des éventuels enrichissements en calcite (pour cette correction on a considéré que CO_2 = perte au feu). Les échantillons se regroupent en général dans le domaine des séries alcalines et seule une valeur se place dans le domaine subalcalin.

Faciès Pignola-Abriola									
Formation du Monte Facito					F. des calc. à silex (m. basal)				
pillow-lavas					tuffites				
Analyses globales	L ₂ A	L ₂ B	L ₂ C	SM ₈	SM ₉	SM ₁	SM ₃	SM ₅	
SiO ₂	42,69	38,83	38,12	26,72	24,61	46,69	52,89	46,66	
Al ₂ O ₃	16,80	16,65	16,46	11,54	11,50	13,23	7,88	11,88	
Fe ₂ O ₃ total	9,21	10,58	10,41	10,70	9,43	1,62	2,34	1,54	
TiO ₂	1,27	1,15	1,13	3,03	2,99	0,48	0,37	0,47	
CaO	8,71	10,12	11,20	20,86	22,61	14,16	16,07	14,93	
MgO	4,09	4,51	4,14	2,90	2,94	1,47	1,59	1,68	
MnO	0,26	0,13	0,16	0,10	0,08	0,01	0,03	0,01	
K ₂ O	0,48	0,92	0,95	0,60	0,68	9,01	3,36	8,23	
Na ₂ O	4,91	3,76	3,66	2,27	2,07	0,09	0,09	0,09	
P. F.	11,44	13,14	13,65	20,71	22,65	13,31	15,53	14,16	
Total	99,86	99,79	99,88	99,43	99,11	100,07	100,15	99,65	

Fig. 52.- Analyse géochimique des laves triasiques du Lagonegro.

Afin de ne tenir compte que des éléments réputés stables à l'altération, les valeurs (brutes et corrigées) ont été reportées dans le diagramme de Tilley et Muir (1967) qui se basent sur l'évolution du fer par rapport au magnésium au cours de la différenciation magmatique. Les échantillons prélevés sur des pillow-lavas, en données brutes, ont tendance à s'aligner sur la courbe de différenciation alcaline (fig. 54). Néanmoins, on se rend compte, une fois de plus, de la disparité des résultats obtenus entre les valeurs brutes (●) et corrigées (○).

Le diagramme tiré de Fonteilles (1968) permet de pallier à cet inconvénient (fig. 55). Selon cet auteur, les teneurs en SiO₂, Al₂O₃ et FeO total ne varieraient pas au cours de la spilitisation et, afin de travailler avec des analyses plus homogènes, il introduit des rapports de valeurs ($\frac{\text{FeO total}}{\text{SiO}_2}$ et Al₂O₃/SiO₂), ce qui élimine l'effet des éventuelles corrections. Les valeurs reportées sur ce diagramme (où ont été remplacées les courbes de variation moyenne pour les séries tholéitiques (T), calco-alcalines (C) et alcaline (A) du Japon) semblent se positionner suivant une courbe qui se rapproche de celle de la série alcaline.

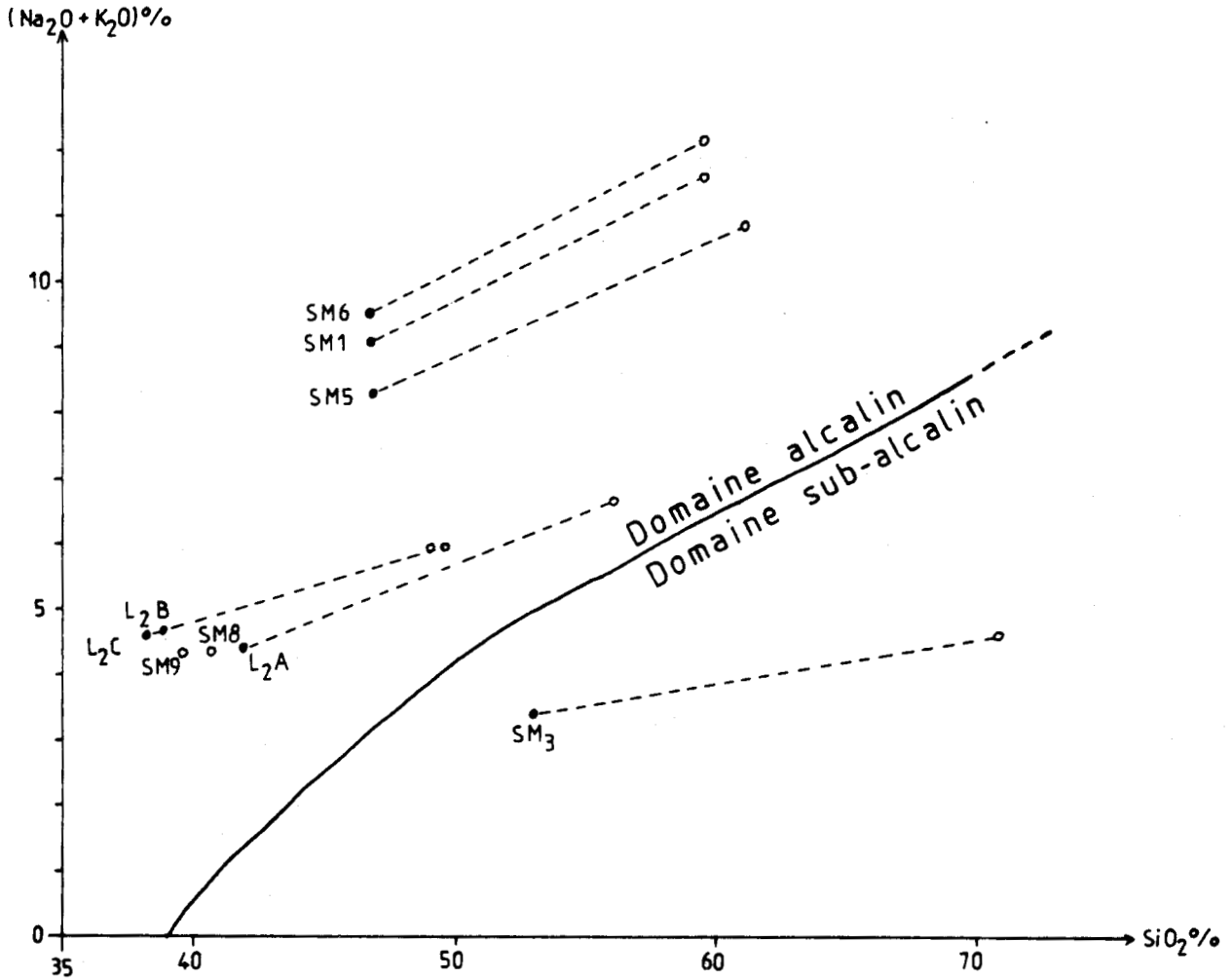


Fig. 53.- Diagramme $Na_2O + K_2O = f(SiO_2)$.

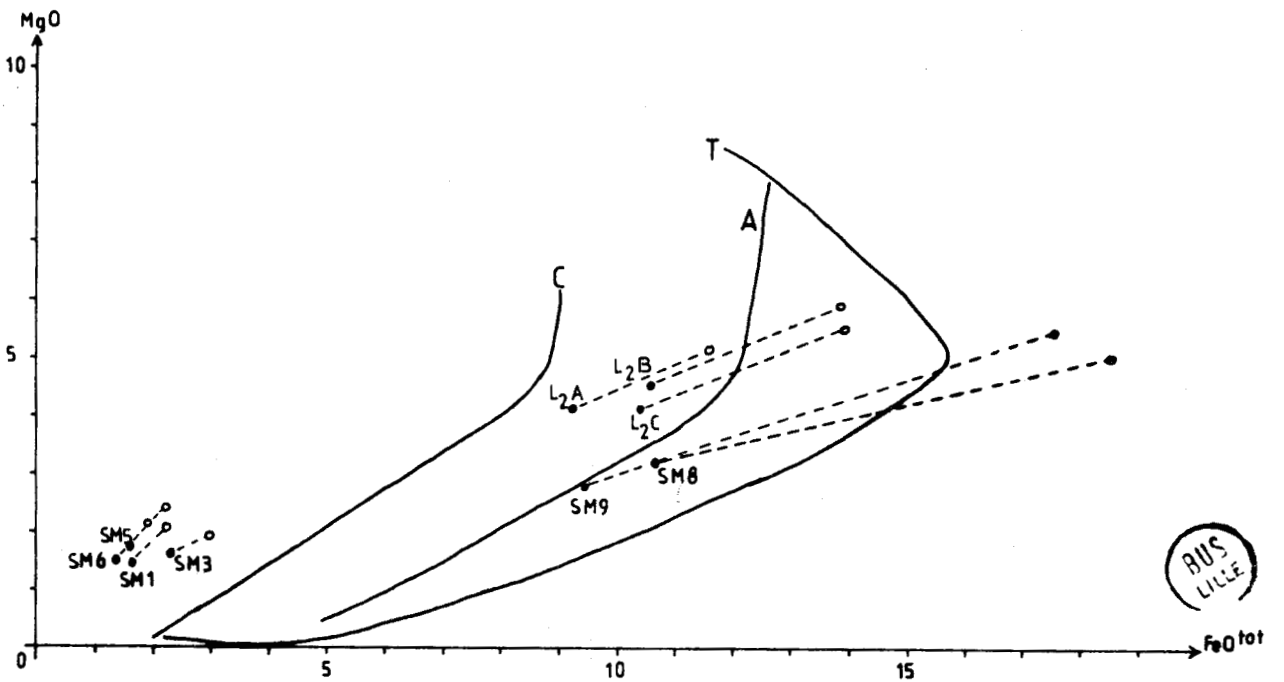


Fig. 54.- Diagramme MgO/FeO^{total} (d'après Tilley et Muir, 1967).

C. Série calco-alcaline. - A. Série alcaline. - T. Série tholéiitique.

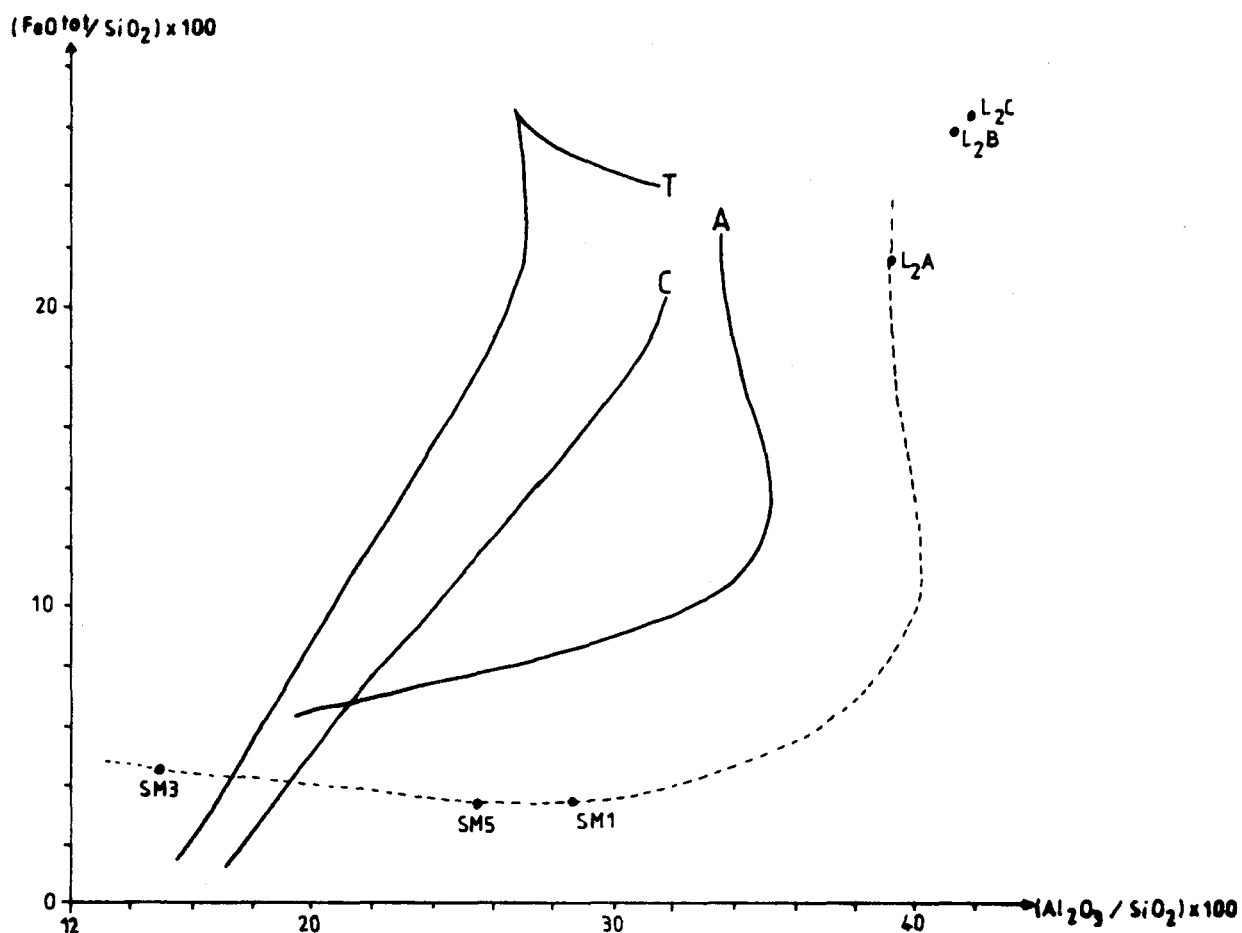


Fig. 55.- Diagramme $\text{FeO}^{\text{total}} / \text{SiO}_2 = f (\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2)$ (d'après Fonteilles, 1968).

T. Série tholéitique. - A. Série alcaline. - C. Série calco-alcaline.

Malheureusement, le nombre peu important d'analyses, dû principalement à la pauvreté en roches éruptives dans la région, ne nous permet pas d'utiliser correctement ces types de diagrammes.

Toutefois, dans les différents diagrammes établis, les points représentatifs des volcanites triasiques occuperaient plutôt le champ des séries alcalines.

b. Conclusion

- La présence de "formations" récifales corrobore l'idée qu'au Trias moyen, le secteur de Pignola-Abriola ne devait pas excéder 100 m de profondeur.

- L'analyse géochimique des roches éruptives ne nous permet pas de définir nettement la lignée magmatique dont elles sont issues. Ceci tient à la nature même de ces laves ainsi qu'à leur présence trop peu abondante dans la région étudiée.

La lignée alcaline serait, dans l'état de cette étude, la plus susceptible d'accueillir ces roches éruptives du Trias moyen à supérieur. Des études menées dans des régions voisines ont abouti aux mêmes conclusions (cf. Rocci *et al.*, 1980 ; Dietrich et Scandone, 1972).

De plus, il semble logique d'admettre que l'apparition de bassins au Trias moyen, que ce soit dans la plupart des zones helléniques et dinariques ou dans l'Apennin méridional, ne peut être attribuée globalement à la présence de zones de subduction, d'autant plus qu'aucun évènement tectonique de type compressif ou métamorphique n'est connu à cette époque et que les évènements magmatiques s'arrêtent tous au Trias supérieur !

Le contexte sédimentaire au sein duquel apparaissent les roches effusives triasiques indique qu'il s'agit d'une ouverture quel que soit le mécanisme de celle-ci (fracturation intra-continentale, ouverture d'une mer marginale, etc...).

2. La formation des calcaires à silex

Les calcaires à silex reposent en concordance, par l'intermédiaire de niveaux noduleux rouges, sur la formation du Monte Facito. Bien développés au Nord du secteur, leur nature dolomitique leur vaut une exploitation intensive par les cimenteries locales.

Quelques niveaux à Halobies ont permis à Ricchetti (1961), Luperto (1964), De Capoa Bonardi (1970) et Scandone (1972) de dater la moitié inférieure de la formation du Carnien et, par corrélation avec le faciès du Lagonegro I, la moitié supérieure du Norien au Rhétien probable.

a. Les coupes

a1. Le membre basal

Les différences de compétence entre formation à blocs et calcaires favorisant les décollements, le membre basal n'affleure totalement qu'en de rares endroits. La coupe, qui décrit un de ces contacts, a été levée

au lieu-dit "San Michele" (611/835), station de pompage à 3 km au Nord Est de Sasso di Castalda (fig. 45 et 56).

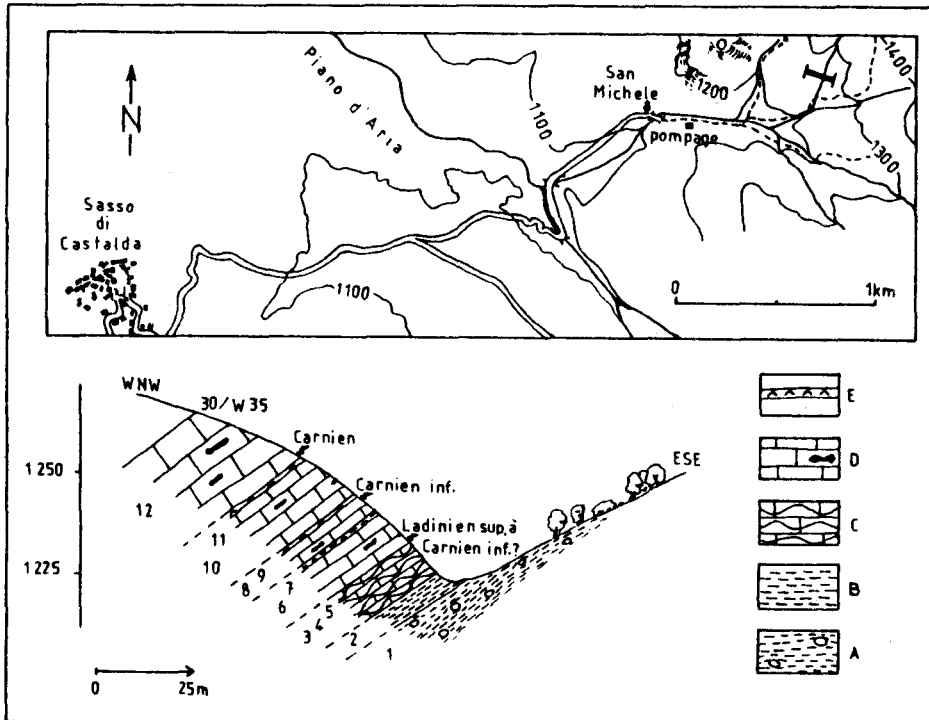


Fig. 56.- Coupe à travers les séries du membre basal des calcaires à silex faciès Pignola-Abriola.

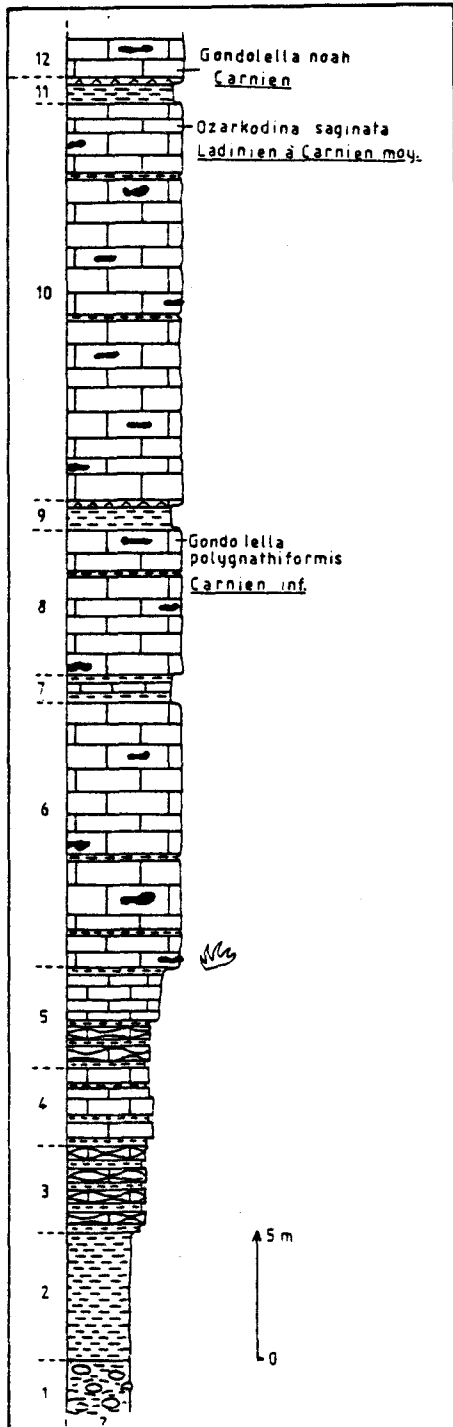
Légende : voir texte.

A. Argiles à blocs. - B. Pérites. - C. Calcaire noduleux. - D. Calcaires à silex. - E. Tufs volcanique

De la base vers le sommet, on rencontre (fig. 57) :

- (1) au moins 10 m de pérites à débit écaillé possédant de petits micas blancs leur donnant une couleur gris-argenté. Sont présents, à l'intérieur, quelques petits blocs de calcaire ;
- (2) 5 m de pérites rouges à débit écaillé, quelquefois indurées et d'aspect lité ;
- (3) 3,50 m de calcaire noduleux gris en bancs généralement centimétriques s'intercalant avec des lits pélitiques verts ;
- (4) 3 m de calcaire à rouge, de pérites écaillées rouges et de jaspe rouge ou vert, en petits bancs noduleux ;
- (5) 4 m de calcaire gris en bancs légèrement noduleux et de pérites vertes interstratifiées dont les bancs diminuent d'épaisseur vers le sommet ;
- (6) 11 m de calcaire micritique gris en bancs de 10 à 50 cm, quelquefois encore légèrement noduleux, alternant avec des lits centimétriques de pérites vertes. A la base de ce niveau, un échantillon a livré *Enantiognathus zieglerei* (Diebel), *Prioniodina venusta* (Huckriede) et une forme de *Gondolella* à rapprocher de *Gondolella haslachensis* Tatge pouvant faire penser (?) au Ladinien supérieur voire Carnien inférieur (Vrielynck, comm. orale) ;

- (7) 1 m de calcaire en petits bancs, par endroits microbréchique, dans lesquels s'intercalent des lits centimétriques de pélites vertes ;



- (8) 6 m de calcaire à silex en bancs de 10 à 50 cm à rares lits centimétriques de pélites vertes. A l'extrême sommet de ce niveau, un échantillon a permis de récolter une faune de Conodontes composée de *Neohindeodella triassica triassica* (Müller) et de *Gondolella polygnathiformis* Budurov et Stefanov, cette deuxième espèce n'étant connue que du Cordevol à la base du Jul (partie inférieure du Carnien) ;
- (9) un niveau de 1 m de pélites vertes à débit schisteux fin surmonté par un niveau vert, granoclassé, de 3 cm de tuf volcanique ;
- (10) 16 m de calcaire à silex en bancs de 10 à 30 cm, avec encore quelques minces passées pélitiques vertes. Un échantillon sommital a permis d'observer *Chirodella dinodoides* (Tatge), *Neohindeodella triassica triassica* (Müller) et *Ozarkodina saginata* Huckriede, association de Conodontes du Fassan au Jul (Ladinien à Carnien moyen) ;
- (11) 1 m de pélites écailleuses vertes à débit schisteux surmonté par un niveau centimétrique vert de tuf volcanique ;
- (12) au moins 50 m de calcaire à silex typique, semblable à celui décrit précédemment avec cependant, encore quelques lits centimétriques de pélites vertes à la base (sur une dizaine de mètres). En se déplaçant vers le sommet, les bancs deviennent de plus en plus dolomitiques. Dans un banc en contact avec le niveau de tuf (11), *Chirodella dinodoides* (Tatge), *Gondolella noah* Hayashi, *Prioniodina muelle-ri* (Tatge) et *Ozarkodina tortilis* Tatge ont été rencontrés ; *Gondolella noah* donne un âge carnien

Fig. 57.- Colonne stratigraphique du membre basal de la formation des calcaires à silex faciès Pignola-Abriola.

Légende dans le texte.

C'est avec l'apparition des premiers bancs de calcaire s.s. au Carnien probablement inférieur ou moyen, c'est-à-dire avec l'apparition du niveau (12) que je limiterai le membre basal.

Remarque : des niveaux de tuf volcanique, identiques à ceux décrits ci-dessus, ont été rencontrés dans la localité de Moliterno, à 16 km au NNE de Lagonegro. Ces niveaux ont été datés du Cordevol à la base du Jul par l'association de *Gondolella noah* Hayashi, *Gondolella polygnathiformis* Budurov et Stefanov et *Gondolella tadpole* Hayashi.

Au microscope, les tuffites révèlent l'association de grands feldspaths alcalins probablement de la Sanidine, de phyllites verdâtres ressemblant à de la chlorite, de quartz d'origine volcanique ou détritique, d'opales, d'apatite et de zircon, de carbonate et de débris de roche volcanique. Le tout montre un granoclassement normal avec les grands feldspaths alcalins en bas passant vers le haut à des minéraux argileux. Après analyse chimique, le report des résultats obtenus sur différents diagrammes n'a pas permis de trancher nettement entre les différentes séries magmatiques dont ces niveaux pourraient être issus, ceci étant probablement dû à la nature même de ces niveaux soumis avant dépôt à l'action d'agents dissolvants ayant favorisé les échanges ioniques, notamment ceux de potassium et du sodium (cf. fig. 52 à 55).

Après coloration sélective, l'observation du reste de la série montre l'étroite association entre les niveaux dolomitiques et les passées turbiditiques, ce qui laisse supposer que la dolomitisation ait affecté la série après s'être déposée sous forme de passées turbides. Selon les niveaux considérés, la dolomie représente entre 0 et 20 % du volume de la roche mais reste, en moyenne, très faible.

a2. Le membre sommital

Les coupes illustrant le membre sommital des calcaires à silex sont, faute d'avoir trouvé un profil continu, petites et nombreuses. Résumées dans la figure 58, elles ont été levées dans la vallée de "La Fiumarella" (720/880) qui recoupe la route Abriola-Anzi près du kilomètre 48.

De la base vers le sommet, on rencontre (fig. 59) :

- (1) environ 150 m à 200 m de dolomie massive ou en lits de 10 à 40 cm, généralement saccharoïde, à silex lités blancs, d'aspect ruiniforme et caverneux, de couleur grise à jaune soufre, à cassure poudreuse.

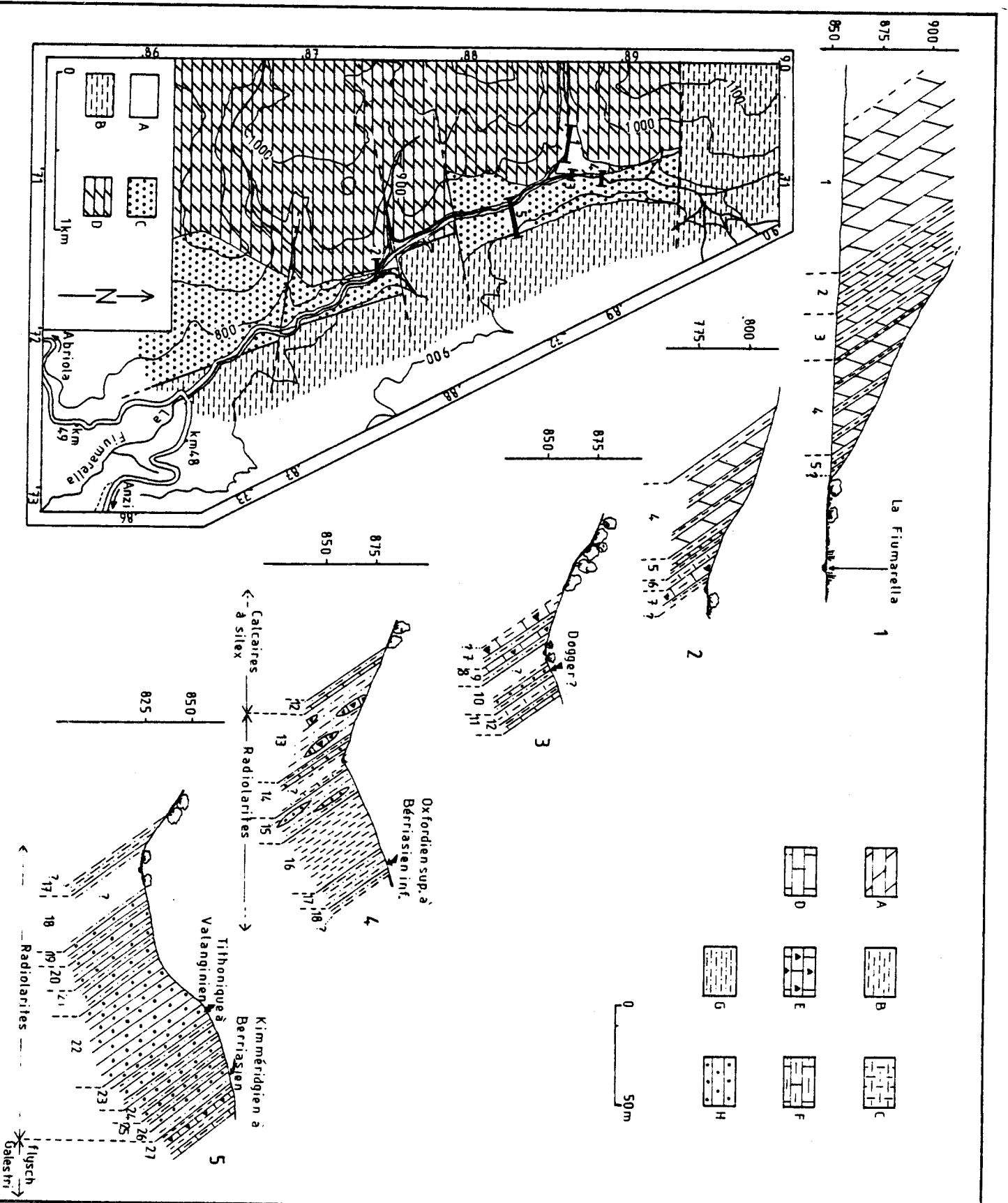


Fig. 58.- Coupe
du faciès
Pignola-
Abriola.

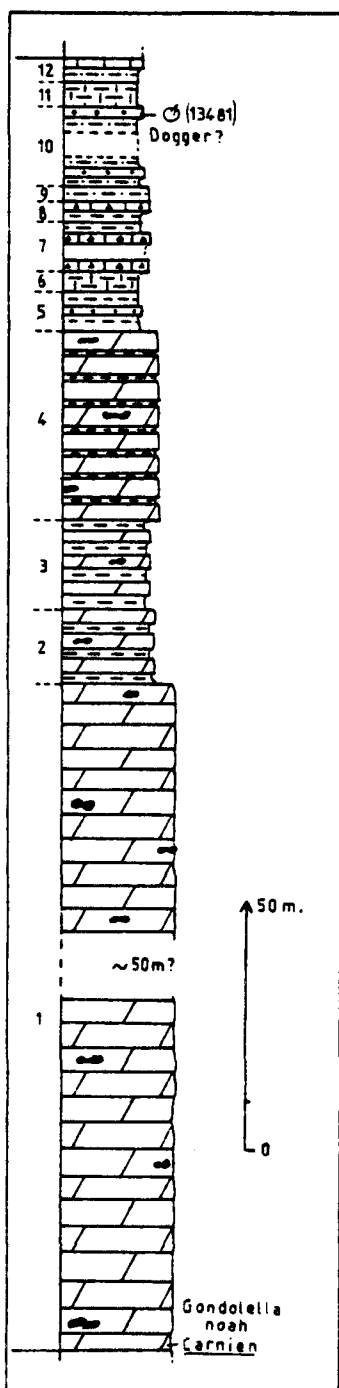
Carte de localisation : A. Alluvions IVe. - B. Flysch Galestri. C. Radiolarites. D. Calcaires à silex.

Coupe : Légende, voir texte.

A. Dolomie. - B. Pélites. - C. Marnes. - D. Calcaire. - E. Bancs ou lentilles de calcaire microbréchnique. - F. Calcaire marneux. G. Pélites siliceuses. - H. Jaspe à Radiolaires.

REVUE

Quelques bancs, microconglomératiques, sont constitués d'oolites ou de petits morceaux provenant de milieux néritiques. Viennent s'intercaler dans cette série quelques passées, peu nombreuses, de pélites et de marnes verdâtres. Par endroit, des passages latéraux de faciès entre "zone" dolomitique et "zone" calcitique sont nettement visibles. Lorsqu'elle est observable, la faune est composée, mise à part celle des microconglomérats intraformationnels, essentiellement de Conodontes (comme dans le niveau (12) décrit dans la coupe précédente), de Radiolaires qui représentent là encore entre 1 à 5 % du volume de la roche, et de filaments, probablement des sections de valves de Mollusques. Scandone (1972) signale, à la base de ce niveau, *Halobia cassiana* et, vers la partie médiane, *Halobia austriaca*, *Halobia superba* et *Halobia* cf. *mojsisovicsi*. Au sommet, on passe progressivement à :



- (2) 16 m de dolomie jaune clair, en bancs quelquefois noduleux, de 40 à 50 cm, alternant avec des lits de 10 à 20 cm de pélites vert-jaune, quelquefois rougeâtres, à débit "poudreux" ;
- (3) 18 m de dolomie grise, en plaquettes, à lits de silice blanche, alternant avec des pélites vertes à jaunâtres à débit écaillé ;
- (4) 38 m de calcaire dolomitique jaunâtre en petits bancs décimétriques, à lits sicileux blancs ou bleu-ciel, où s'intercalent des lits centimétriques de pélites siliceuses jaunes à vertes.

La première coupe s'arrête à ce niveau ; on reprend la suite, en aval de la rivière avec :

- (5) 8 m de marnes et de pélites jaunes à vertes à la base, rouges au sommet, à débit schisteux, contenant quelques petits bancs plus siliceux, voire de jaspe ;
- (6) 4 m de marnes rouges indurées, quelquefois siliceuses, en bancs de 5 à 10 cm et de calcaire marneux blanc, micritique, en bancs de 5 à 10 cm alternant avec des pélites siliceuses rouges à débit schisteux ;
- (7) au moins 8 m de marnes jaunes à l'altération, vertes à bleues à la cassure, indurées en bancs de 10 à 40 cm, par endroit légèrement microbréchiques ou siliceuses et de calcaire siliceux en bancs de 30 cm, alternant avec des bancs de 10 à 20 cm de pélites siliceuses vertes à jaunes.

Fig. 59.- Colonne stratigraphique du membre sommital de la formation des calcaires à silex faciès Pignola-Abriola.

Légende dans le texte.

Ce niveau (7) met fin à la seconde coupe ; on le retrouve à la base de la troisième coupe :

- (7) au moins 10 m de la même alternance que celle décrite précédemment ;
- (8) 4 m d'une succession de bancs de 30 cm de calcaire silico-marneux, vers le haut à silex, micritique ou microbréchiq, de bancs de 20 cm de marnes rouges et de pélites jaunes à vertes, siliceuses, en bancs de 1 à 10 cm ;
- (9) 3 m de pélites fortement siliceuses rouges, à débit lité grossier ;
- (10) 16 m environ de pélites siliceuses rouges, à passées vertes, contenant quelques bancs centimétriques de jaspe rouge, vert ou jaune. Après une lacune d'observation de 5 m, due au lit de la rivière "La Fiumarella", on retrouve la même série. L'échantillon 13481, récolté dans un des bancs supérieurs, a montré après attaque à l'H. F., la présence entre autre de formes nouvelles de Radiolaires non encore étudiés. De Wever y a quand même reconnu : *Archaeospongoprium* sp., *Emiluvia* sp. cf. *E. chica*, *Higumastra* sp. A, *Hsuum* sp., *Mirifusus guadalupensis* Pessagno, *Napora deweveri* Baumgartner et *Tripocyclia* sp. cf. *T. jonesi* (à coque centrale, à très petits pores et à épines divergentes distalement) associés à des Spumellaires et à des Nacellaires inconnus mais correspondant vraisemblablement au Jurassique moyen ;
- (11) 4 à 5 m de marnes verdâtres indurées en gros bancs, quelquefois microbréchiq ;
- (12) 5 m de pélites siliceuses rouges à débit schisteux fin, alternant avec des bancs décimétriques de jaspe et les ultimes bancs de calcaire à silex typique .

C'est sur ce niveau (12) où sont présents les derniers bancs témoins de la sédimentation carbonatée typique que se limite vers le haut le membre sommital.

★ - La coloration sélective de la roche à l'Alizarine Red-S et au Magnésion II, ainsi que son observation en lame mince ont permis de montrer l'étendue et l'importance de la dolomitisation.

Celle-ci affecte la majeure partie du membre sommital et particulièrement, les niveaux turbiditiques fins. En revanche, le sommet de ce membre n'est que peu affecté par la dolomitisation, les quelques bancs microbréchiq ne l'étant pas.

En lame mince, les cristaux rhomboédriques de dolomite qui, par endroit, se développent à partir de fissures (fig. 60), recourent fréquemment les structures pré-existantes ou les éléments contenus dans

la roche. A l'affleurement, les niveaux dolomitiques, d'aspect saccharoïde, sans stratification nette, peuvent passer latéralement à des niveaux calcitiques "sains", indices habituels des dolomies secondaires. Cependant, certaines passées turbiditiques (nettement développées dans la série mais généralement oblitérées par la recristallisation) montrent la présence de fins lits constitués par l'empilement d'opaques (oxydes métalliques) et de grains de quartz plus ou moins arrondis associés à des grains de dolomite classés approximativement aux mêmes dimensions que les particules de quartz (fig. 60). Ces niveaux ont dû avoir pour origine des sables constitués de grains de quartz et de dolomite transportés et déposés ensemble.

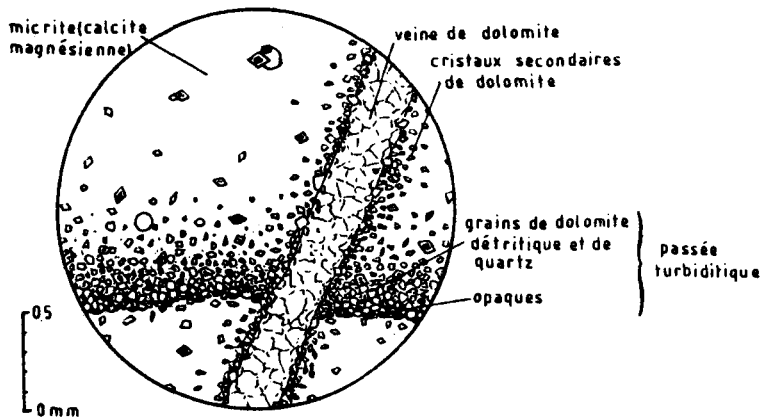


Fig. 60.- Schéma des deux modes de dolomitisation observés dans la série carbonatée de Pignola-Abriola.

On y voit à la fois une dolomitisation secondaire développée à partir de joints et une dolomitisation à partir de passées turbiditiques riches en sable dolomitique. (Schéma d'après plusieurs lames minces).

Les grains de dolomi(t)e se sont habituellement réarrangés en cristaux automorphes souvent ankéritiques ; les grains de quartz ayant été recristallisés ou dissous et reprécipités sous forme de petits cristaux bipyramidés ou de chailles.

b. Interprétation

La formation des calcaires à silex débute, comme celle du faciès Armizzone, par des niveaux noduleux rouges marquant probablement la fin de l'ouverture et le début de l'individualisation du bassin de type profond. Celui-ci est fortement soumis à l'influence d'apports turbiditiques et il semble que la dolomitisation se soit développée, au moins pour partie, à partir des niveaux turbiditiques riches en dolomie détritico, par réajustement et réarrangement de la calcite "autochtone". Des apports de ce type sont assez rares. On sait que l'érosion de dolomies aboutit souvent à la formation d'un sable dolomitique qui est

susceptible d'être transporté et de se déposer. Un transport prolongé conduisant à la dissolution des particules dans l'eau de mer (Michard, 1969), on doit admettre une position proximale du lieu de sédimentation par rapport au lieu d'érosion de la dolomie.

Par ailleurs, les niveaux tout à fait sommitaux, riches en microbrèches et en microconglomérats, semblent peu ou pas affectés par la dolomitisation. Les microconglomérats, constitués d'oolites resédimentées ou de débris lithiques de type néritique, ne montrent jamais de trace de dolomitisation primaire et sont ordinairement calcitique. Ces niveaux ne peuvent donc pas provenir de la même source que celle alimentant les passées turbides, mais proviennent vraisemblablement d'autres séries, elles aussi proximales, mais non dolomitiques.

Il y aurait donc deux types d'apports :

- des apports dolomitiques, de type turbiditique fin, présents dans l'ensemble de la série carbonatée ;

- des apports plus grossiers d'oolites remaniées et d'ex-traclastes de type haut-fond, cantonnés au sommet de la série.

c. Conclusion

D'une épaisseur de 350 à 400 m, la série débute probablement au Ladinien supérieur, sûrement au Carnien inférieur, par des niveaux noduleux rouges. Au-dessus, intercalés dans la base de la série, quelques rares niveaux de tuffites représentent les vestiges d'un régime volcanique carnien inférieur et moyen. Le reste de la série, mis à part les microbrèches sommitales, a subi une dolomitisation propagée à partir d'apports turbides de dolomie détritique provenant des plates-formes bordières.

Au sommet de la série, des niveaux microconglomératiques, peut-être datés du Dogger (?), mais provenant d'une autre source que la précédente, constituent un passage progressif de la sédimentation carbonatée à la sédimentation siliceuse.

3. La formation des radiolarites

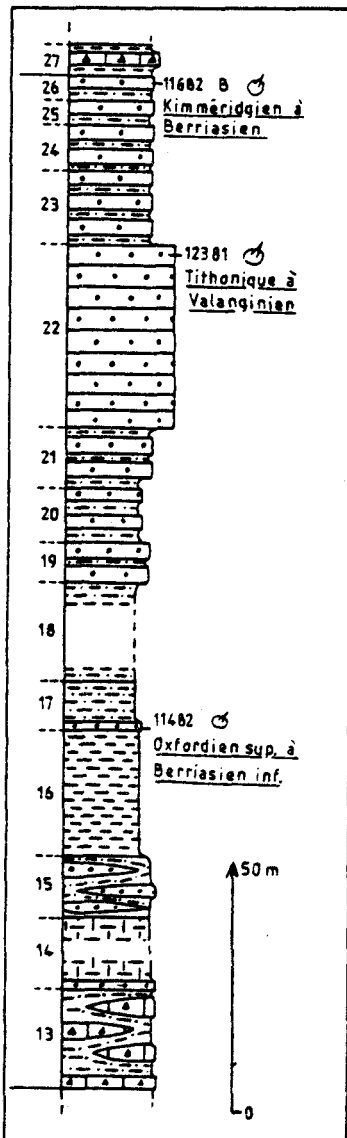
La formation repose en concordance, par l'intermédiaire de niveaux microbréchiques, sur celle des calcaires à silex. L'âge de la série fut précisé en 1971 par Brönnimann, Durand-Delga et Grandjacquet

qui rencontrèrent, environ 35 m sous le sommet, un niveau contenant des Foraminifères remaniés qu'ils attribuèrent au Malm supérieur.

a. Les coupes

Celles-ci font suite aux coupes illustrant la formation des calcaires à silex, dans la vallée de "La Fiumarella" (fig. 58). Les calcaires à silex se terminant sur le niveau (12), les radiolarites débutent avec le niveau (13) de la coupe 4.

De la base vers le sommet, on rencontre (fig. 61) :



- (13) 20 m de pélites siliceuses rouges à débit schisteux fin, de jaspe rouge ou vert en bancs de 5 à 10 cm concentrés à la base, de bancs ou de petites lentilles de calcaire microbréchiqque à microconglomératique et de marnes rouges ou vertes indurées en bancs de 10 à 20 cm ;
- (14) un niveau de 14 m composé de 6 m de jaspe rouge en bancs de 5 cm alternant avec des marnes indurées rouges à débit schisteux, en bancs de 20 cm ; une lacune de 5 m, due au lit de la rivière, interrompt la série mais on retrouve 3 m de marnes indurées rouges et de jaspe rouge ;
- (15) 12 m d'une alternance irrégulière de jaspe en bancs plus ou moins lenticulaires de 5 à 10 cm en moyenne et de pélites siliceuses rouges à débit schisteux fin, en bancs de 20 cm. Sont encore présents quelques rares bancs de marnes indurées vertes ou jaunes ;
- (16) 25 m de pélites à débit schisteux très fin, de couleur rouge ou verte, constituant un bon niveau repère ;
- (17) 10 m de pélites fortement siliceuses rouges, à débit lité grossier. A la base, un niveau de jaspe (éch. 11482) a fourni quelques Radiolaires attribuables au Jurassique supérieur-Crétacé basal (fig. 62) (planche 3, photos 3 et 4).

La coupe se termine avec la base du niveau (18) ; enfin, avec la cinquième et dernière coupe de la figure 58 , on retrouve :

Fig. 61.- Colonne stratigraphique de la formation des radiolarites faciès Pignola-Abriola.

Légende dans le texte.

- (18) un niveau d'environ 20 m de pélites siliceuses rouges à débit grossier, plus ou moins cachées par les alluvions récentes de la rivière ;
- (19) 7 à 8 m de jaspe blanc à vert, en bancs décimétriques, alternant avec des pélites fortement siliceuses vertes, à débit lité grossier ;
- (20) 11 m de pélites siliceuses rouges, à débit schisto-écailleux grossier, en bancs de 30 à 50 cm, alternant avec des bancs de 2 à 6 cm de jaspe bleu-vert ;
- (21) 12 m d'une succession de bancs décimétriques de jaspe gris-vert et de pélites siliceuses vertes à rouges à débit grossier ;
- (22) 35 à 40 m de jaspe holosiliceux, en bancs décimétriques rouge sang, quelquefois verts à gris, où s'intercalent des minces lits pélitiques. Dans un des bancs sommitaux, probablement à l'état remanié, Brönnimann *et al.* (1971) ont rencontré *Protopeneroplis striata*, *Labyrinthina mirabilis*, *Nodophthalmidium jurassicum*, *Coscinoconus alpinus*, ainsi que des sections de Trocholines, l'ensemble étant attribué au Malm supérieur, peut-être au Kimméridgien. L'échantillon 12381, au sommet du niveau, m'a permis d'observer une faune de Radiolaires qui peut être attribuable au Tithono-Valanginien (fig. 62) ;
- (23) 15 m de jaspe à Radiolaires rouge ou vert, en bancs de 1 à 5 cm, alternant avec des pélites siliceuses rouges ;
- (24) 9 m de pélites siliceuses rouges indurées, en bancs de 5 cm environ, alternant avec des jaspes décimétriques rouges ;
- (25) 5 m de pélites siliceuses rouges, en bancs de 1 à 10 cm et de jaspe rouge en bancs de 5 à 10 cm ;
- (26) 5 m de pélites siliceuses rouges, en bancs de 20 à 60 cm, alternant avec des bancs décimétriques de jaspe rouge. L'échantillon 11682 B, récolté parmi les derniers bancs de jaspe, a livré une faune de Radiolaires du Kimméridgien à Berriasien (fig. 62) (planche 3, photos 5 à 9).

L'observation plus détaillée de la série, notamment en lames minces, n'a pas montré de faits nouveaux ; le microfaciès reste similaire à celui des autres unités.

b. Interprétation

Alors que pour les faciès du Lagonegro I, Armizzone ou Sasso di Castalda, la formation radiolaritique ne dépassait guère la soixantaine de mètres, la série atteint, ici, nettement plus de 200 m. Le taux de sédimentation est de beaucoup supérieur à celui des autres faciès. En effet, un bref calcul effectué entre le niveau (17), ayant pour limite



N° Echantillon Radiolaires		Oxfordien	Kimméridgien	Tithonique	Berriasien	
11482 Archaeospongoprunum sp. Obesocapsula sp. Paronaella (?) diamphidia Foreman Tritrabs worzeli (Pessagno)						
12381 Archaeospongoprunum sp. Podobursa sp. Triactoma sp. aff. T. echiodes				T. echiodes		
11682 B Archaeodictyomitra apiara (Rüst) Archaeodictyomitra cf. rigida Pessagno Emiluvia sp. aff. E. orea Obesocapsula sp. cf. O. cetia Obesocapsula morroensis Pessagno Paronaella (?) diamphidia Foreman Podocapsa amphitreptera Foreman Podocapsa sp. aff. P. amphitreptera Praeconocaryamma sp. Pseudodictyomitra sp.						

Fig. 62.- Répartition stratigraphique des Radiolaires reconnus par échantillon.

Remarque : lorsque la barre de répartition stratigraphique est surmontée d'un nom d'espèce, il s'agit de la répartition de cette espèce et non du spécimen rencontré dans l'échantillon.

d'âge inférieur l'Oxfordien supérieur (éch. 11482), et le niveau (26), ayant pour limite d'âge supérieur le Berriasien supérieur (éch. 11682 B), nous permet d'évaluer la valeur minimale du taux de sédimentation. Celle-ci est de l'ordre de $10 \text{ m}/\overline{\text{MA}}$ alors qu'elle avoisine $0,7 \text{ m}/\overline{\text{MA}}$ pour les séries similaires des faciès distaux, ce qui représente ici un taux de sédimentation 15 fois plus important. Ce fait serait principalement dû, non pas à une plus grande productivité biologique dans ce secteur (les niveaux uniquement formés de jaspe à Radiolaires n'étant pas plus nombreux) mais aux apports détritiques plus importants, se présentant sous forme de pélites ou de microbrèches.

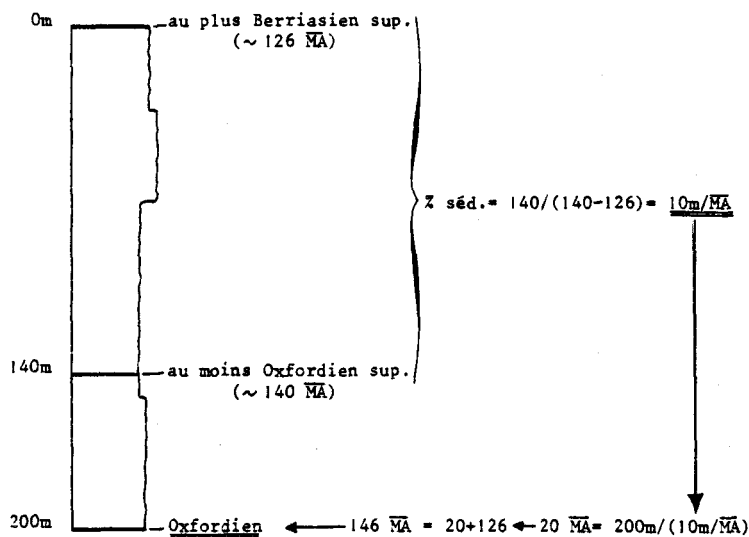


Fig. 63.- Estimation relative de la base de la formation des radiolarites.

Un deuxième point important à souligner est que, si l'on recalcule approximativement l'âge de la base de la formation à partir de ce taux de sédimentation, en admettant l'homogénéité de la quantité d'apport détritique, on obtient une valeur moyenne de $146 \overline{\text{MA}}$ c'est-à-dire correspondante à l'Oxfordien moyen. Cet âge est conforté par la présence de niveaux sous-jacents attribués au Dogger (niveau (10) des calcaires à silex).

Même si l'on peut critiquer les méthodes employées, en considérant les erreurs induites par l'approximation faite sur les âges, les épaisseurs et les taux de sédimentation, on doit admettre un diachronisme plus ou moins évident entre l'apparition du faciès radiolaritique pour les séries du Lagonegro I (séries distales d'âge Norien moyen à la base) et celles, plus proximales, qui nous intéressent. L'apparition des radiolarites ayant été attribuée, pour le Lagonegro I, à un enfoncement relatif du bassin sous la surface de compensation des carbonates, nous sommes confrontés à deux hypothèses pour expliquer le diachronisme :

1re hypothèse (fig. 64) : initialement, la profondeur du bassin était en tout point la même, le bassin s'est ensuite enfoncé par approfondissement d'abord des unités distales puis de celles plus proximales, donc suivant un axe de rotation.

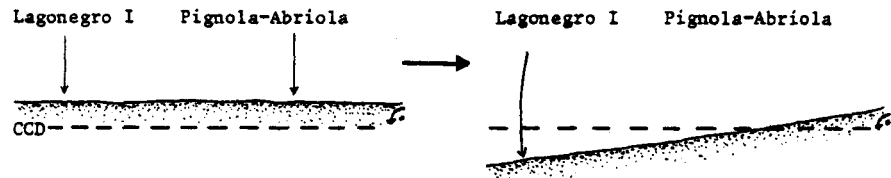


Fig. 64

2e hypothèse (fig. 65) : l'enfoncement relatif du bassin sous la C. C. D. s'est effectué de façon homogène ; mais le bassin était plus profond pour les séries distales que pour les séries proximales.

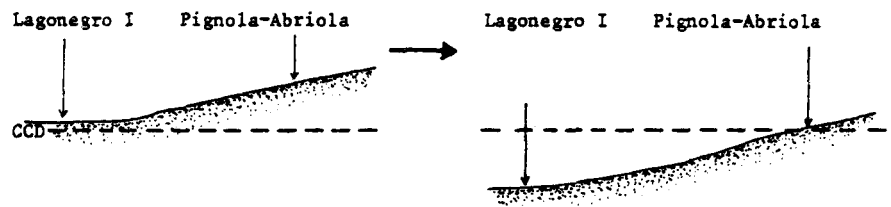


Fig. 65

Mais alors que pour la première hypothèse, une intervention tectonique est obligatoire pour faire pivoter verticalement le bassin-bloc (mouvement dont on n'a pas l'écho), la seconde hypothèse n'en nécessite pas de réelle ; d'autre part, cette seconde hypothèse, plus plausible, rend compte d'un profil en pente qui peut représenter celui d'un delta dont on a déjà détecté la présence.

c. Conclusion

D'une épaisseur légèrement supérieure à 200 m, la formation radiolaritique est composée de nombreux niveaux pélitiques, plus ou moins siliceux, où s'intercalent des bancs de jaspe à Radiolaires. La base, riche en lentilles microconglomératiques, a un âge "estimé" oxfordien, ce qui fait apparaître un diachronisme avec le faciès du Lagonegro I. Ceci peut s'expliquer, ainsi que le taux élevé de sédimentation, par une position du lieu de sédimentation initialement moins profonde et plus proximale des sources détritiques.

Au Jurassique terminal probablement, le dépôt du flysch Galestri met fin à la sédimentation siliceuse.

4. La formation du flysch Galestri

Elle est formée par les mêmes alternances marno-calcaires décrites précédemment mais où s'intercalent des niveaux relativement nombreux de microbrèches. Celles-ci, de même nature que les microbrèches de la formation des radiolarites, renferment à leur base (Brönnimann *et al.*, 1971) *Protopeneroplis striata*, *Nautiloculina oolithica*, *Coscinoconus alpinus*, ainsi que de nombreuses autres sections de Trocholines.

Reposant en concordance sur les niveaux Tithonique à Berriasien des radiolarites, le sommet de la formation demeure inconnu. Le passage de la sédimentation siliceuse à la sédimentation flyschofide qui s'effectue sur quelques mètres, peut encore être interprété comme un "brusque" enfoncement de la C. C. D. sous le bassin.

5. Le faciès Pignola-Abriola, Récapitulatif (fig. 66)

La formation du Monte Facito, du Trias moyen, contient les niveaux les plus anciens. Elle est représentée par une formation à blocs semblable à celle de faciès Armizzone, mais possédant en plus ici quelques récifs autochtones et quelques pillow-lavas de signification incertaine, à rattacher sans doute à l'ouverture du bassin.

Du Trias supérieur au Jurassique moyen, s'installe un régime carbonaté de type plus profond. Il débute par des niveaux noduleux rouges Ladinien supérieur passant au Carnien à des calcaires contenant quelques niveaux tuffitiques dernières manifestations volcaniques, puis à une série de 300 m environ de dolomie probablement d'origine détritique. Cette formation de calcaire (dolomitique) à silex, de type turbiditique, proximale, passe au Dogger-Malm par l'intermédiaire de niveaux microbréchiques, aux niveaux pélitico-jaspeux encore riches en venues terrigènes, constituant la formation des radiolarites. Elle s'étend sur plus de 200 m jusqu'au Tithonique-Berriasien, avant les premières venues marno-calcaires de la formation du flysch Galestri.

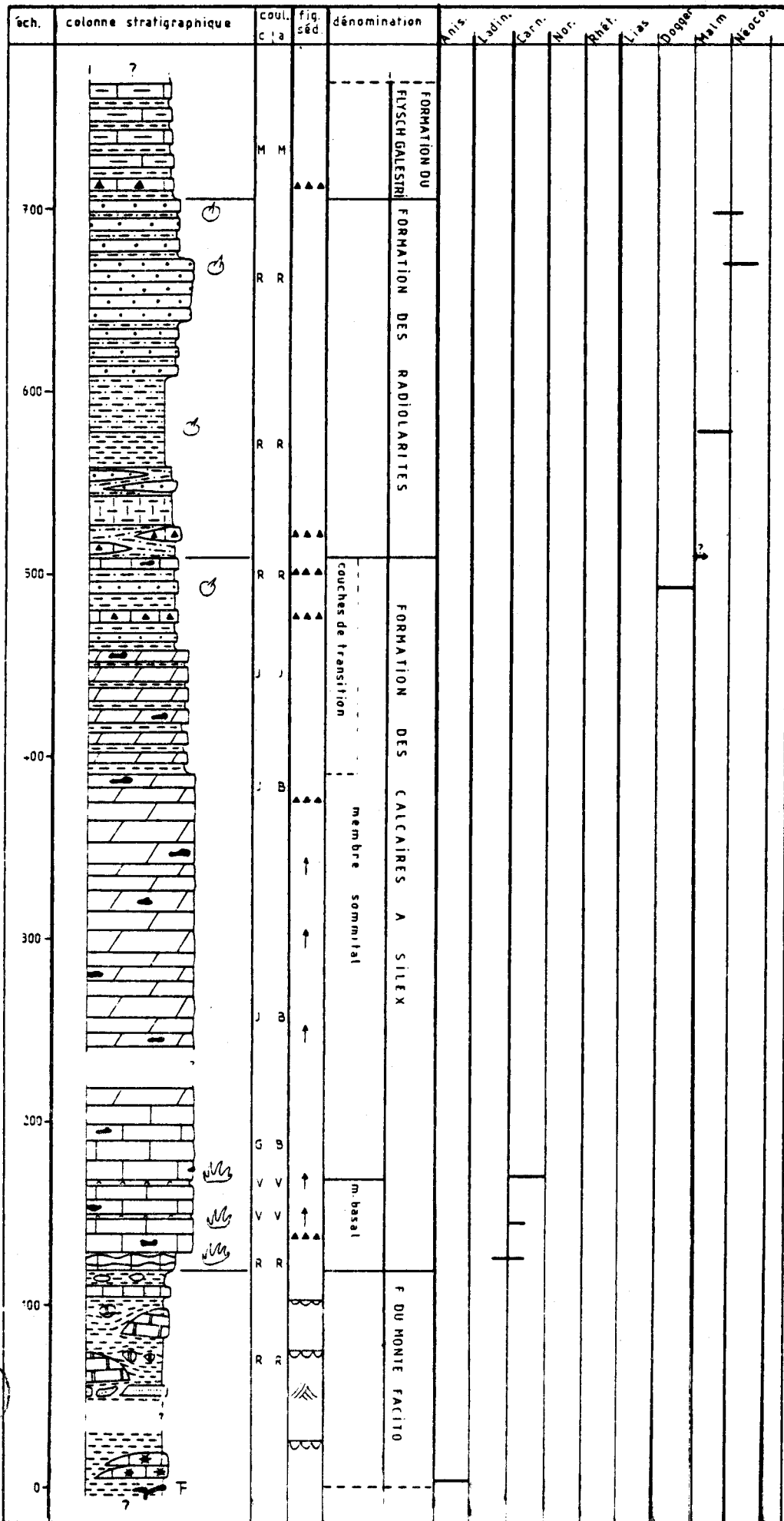


Fig. 66.- Litholog récapitulatif du faciès Pignola-Abriola.

Légende : voir Introduction.

BMS LILLE

VI. LE FACIES SAN FELE (fig. 67)

Les séries de faciès San Fele constituent les dernières séries "typées" du bassin, présentes à l'affleurement. Ordonnées en formations de même trame que celles décrites précédemment, ces séries ne se rencontrent qu'à l'extrême Nord de la zone lucanienne, aux alentours de la petite bourgade de San Fele.

Les séries furent initialement reconnues et décrites par Scandone (1967) puis par Mattavelli et Novelli en 1968 ; leur attribution aux unités du Lagonegro, d'abord discutée, fut enfin admise (Scandone, 1967 b ; Ogniben, 1969).

Aucune formation de type Monte Facito n'a été reconnue jusqu'à présent et les niveaux les plus bas se rencontrent dans la formation des calcaires à silex. La stratigraphie sera mise en évidence par la coupe continue levée dans le lit du torrent Bràdano à laquelle viendront s'adjoindre des observations plus ponctuelles effectuées sur le mont Fieno (cf. carte).

1. La formation des calcaires à silex

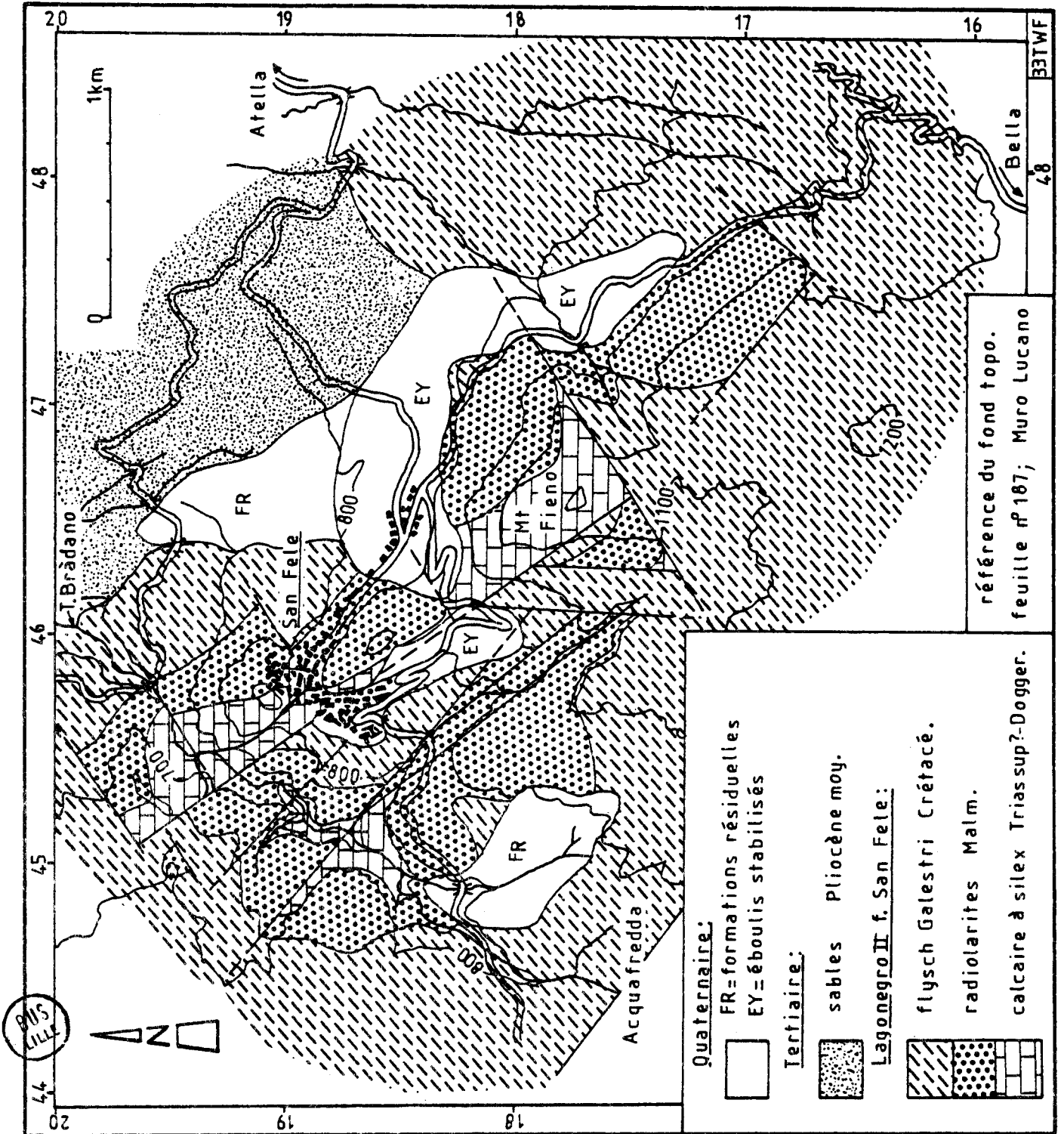
Le substratum de la formation des calcaires à silex n'a jamais été rencontré ; aussi, la coupe débute-t-elle dans le membre sommital. Par corrélation avec le faciès Pignola-Abriola, Scandone (1972) date la formation du Trias supérieur.

a. La coupe

Elle se situe dans le canyon creusé par le torrent Bradano (fig. 68) qui prend sa source quelques kilomètres en amont (455/197). On y rencontre, de la base vers le sommet (fig. 69) :

- (1) au moins 100 m de dolomie souvent massive, quelquefois litée en gros bancs, saccharoïde, blanche à la cassure, jaune à l'altération. L'ensemble est soit altéré et d'aspect caverneux, à cassure poudreuse, soit massif, très dur, affleurant en falaise. Des silex blancs, plus ou moins bien lités, se rencontrent dans ces niveaux où aucun fossile n'a pu être dégagé ou reconnu ;
- (2) un niveau de marnes massives de 40 à 50 m, de couleur bleue, jaune à l'altération, plus ou moins bien consolidé. Dans ce niveau, sont largement représentées des petites lentilles ou des miches microconglomériques à bréchiques contenant des débris de roches

Fig. 67.- Carte géologique de la région de San Fele.



néritiques, principalement de type oolitique ou des oolites remaniées et granoclassées. Un échantillon récolté dans la matrice marneuse a permis de constater la présence de nombreuses sections de *Lucasella (Meyendorffina) cayeuxi* (Lucas) (planche 2, photos 1, 2 et 3) ; leur aspect dépourvu de gangue et non altéré conduit à penser qu'il s'agit de fossiles déplacés peu remaniés. Cette forme permet de dater la partie médiane du niveau (15 m avant le sommet) au moins du Toarcien supérieur (Bassoulet et Fourcade, 1979) ;

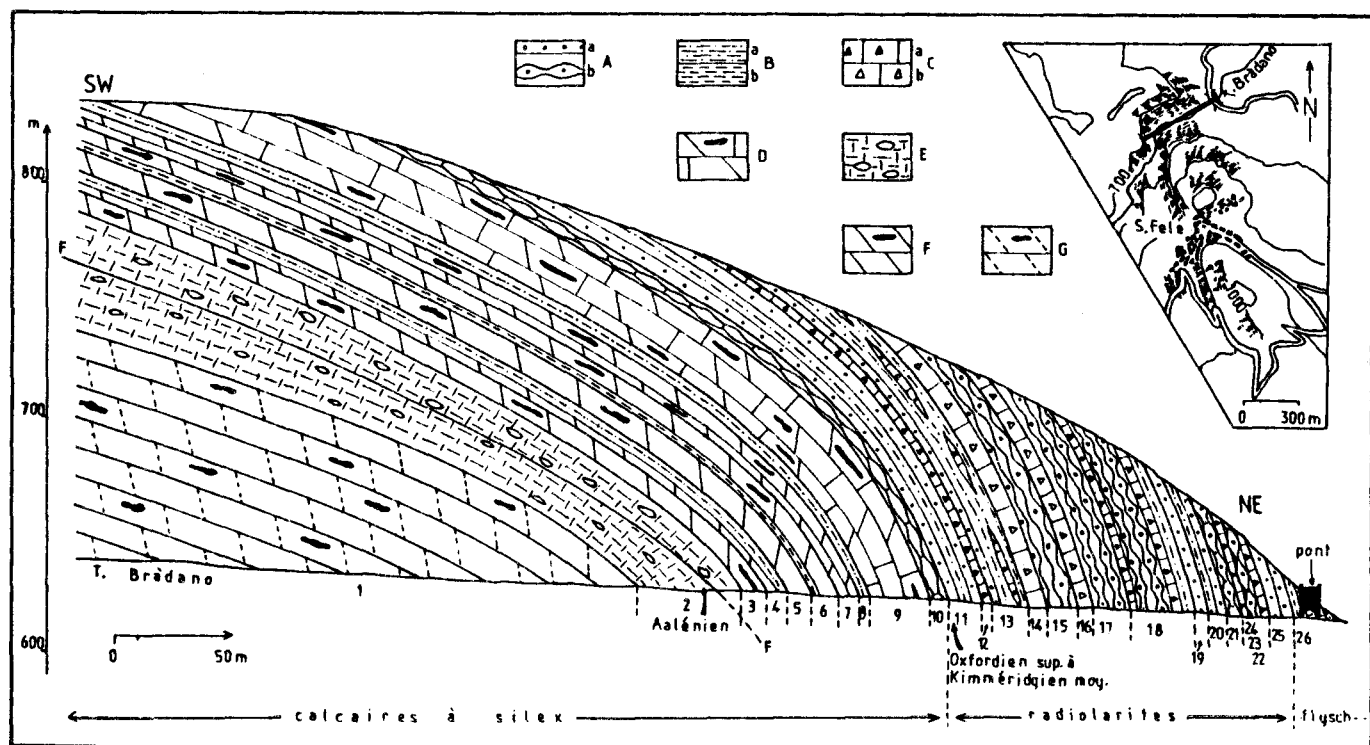


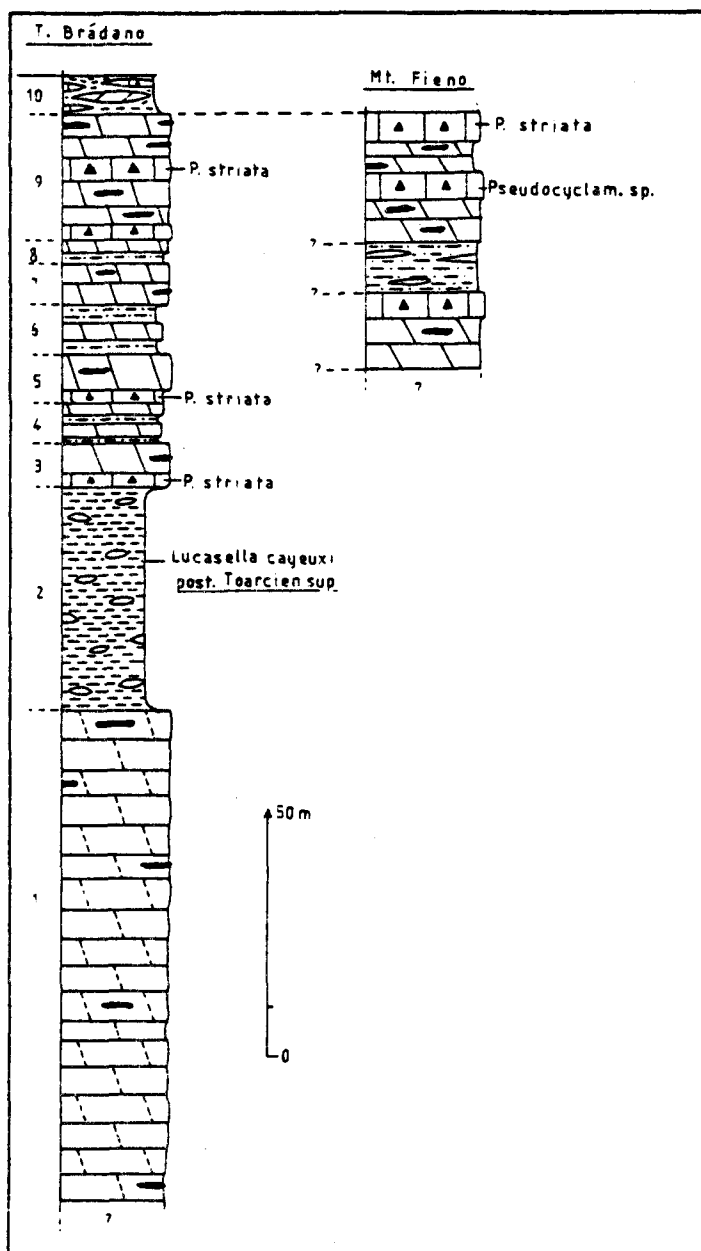
Fig. 68.- Coupe de l'unité de San Fele dans le torrent Bradano.

Légende : voir texte.

A. Jaspe (a. en bancs ; b. en bancs noduleux). - B. Pélites (a. siliceuses ; b. non siliceuses). - C. Calcaire (a. microbréchique ; b. bréchique). - D. Calcaire dolomitique. - E. Marnes à miches. - F. Dolomie stratifiée. - G. Dolomie massive.

- (3) 8 à 10 m de dolomie siliceuse cristalline, à silex bleutés pseudo-lités ou en rognons. Dans ces bancs de 60 cm à 3 m d'épaisseur, s'intercalent des niveaux microbréchiques classés de même type que ceux décrits précédemment, riches en sections de *Protopenneroplis striata* Weynschenk (planche 2, photo 6). Mais ici, contrairement à la forme décrite auparavant, *Protopenneroplis striata* apparaît non seulement déplacé mais aussi remanié : ce fossile est quelquefois au coeur d'oolites elles-mêmes granoclassées (planche 2, photo 4) ;

- (4) 8 m d'une alternance de pélites siliceuses bleues, microbréchiques, indurées en lits décimétriques et de dolomie cristalline, plus ou moins siliceuse, en bancs de 0,50 à 1,50 m ;



- (5) 10 m de calcaire dolomitique siliceux, en gros bancs de 2 m et plus, à silex bleutés lités, contenant quelques passées microbréchiques encore riches en sections de *Protopeneroplis striata* remaniées (au coeur d'oolites), et quelques lits pélitico-siliceux bleus ;
- (6) 10 m d'une alternance régulière de bancs de dolomie fortement siliceuse d'une trentaine de centimètres d'épaisseur, à nombreux silex lités bleus, et de bancs de même épaisseur de pélites siliceuses bleues ;
- (7) 8 m de dolomie cristalline en bancs de 50 cm à 2 m, à nombreux silex bleutés en lits. A l'intérieur de ces bancs, des passées finement granoclassées mettent en évidence des laminations et des convolutes largement développées ici ;
- (8) 4 à 5 m de calcaire dolomitique jaunâtre, en bancs de 30 à 50 cm, alternant avec des lits de 30 à 50 cm de pélites siliceuses vertes ;

Fig. 69.- Formation des calcaires à silex faciès San Fele.

Légende dans le texte.

- (9) environ 25 m de calcaire dolomitique jaunâtre, microcristallin, en bancs de 50 cm à 1,50 m, à lits de silex bleus, où viennent s'intercaler des microconglomérats oolitiques, riches en *Protopeneroplis striata* remaniés et en débris charbonneux. Sur la surface supérieure de certains bancs, sont visibles, en outre, des rides de courant de type linguoïde (cf. fig. 72), des figures de bioturbation (bilobites, fucôïde ou chondrites, etc...)' ;

- (10) 8 m d'un niveau marneux bleu-vert, "slumpé", à l'intérieur duquel sont visibles un grand nombre de lentilles noduleuses de calcaire microbréchiq ue ou de dolomie blanchâtre.

C'est sur ce niveau, où sont représentées les dernières manifestations de la sédimentation carbonatée autochtone (= niveau de dolomie) que je limiterai le sommet de la formation.

★-L'observation du microfaciès fait apparaître, notamment au sein des niveaux conglomératiques où le phénomène est plus visible, que, postérieurement au dépôt de la roche, s'est développée une silicification secondaire. Celle-ci affecte plus ou moins intensément tous les niveaux de la formation mais se localise particulièrement dans les niveaux sommitaux. La silicification, en ce qui concerne les niveaux microconglomératiques, a d'abord attaqué la matrice pour se propager ensuite jusque dans les oolites. Celles-ci peuvent être épigénisées en quartz ou, plus souvent, en calcédoine qui se développe aussi dans la matrice ainsi qu'un gel siliceux amorphe (?) dont elle semble issue par recristallisation.

Enfin, tardivement par rapport à la silicification, une dolomitisation a envahi l'ensemble de la roche et des niveaux. Les cristaux de dolomite se présentent alors sous forme de losanges (sections de rhomboèdres) qui recourent fréquemment les structures préexistantes de la roche, notamment les oolites, et se surimposent à la silicification secondaire (fig. 70).

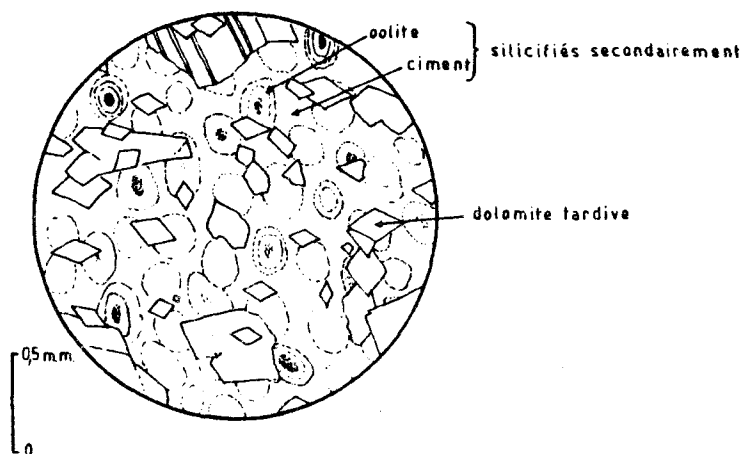


Fig. 70.- Schéma montrant la chronologie des transformations subies par la roche dans la formation des calcaires à silex faciès San Fele. (D'après plusieurs lames minces).

L'intensité de la dolomitisation ne m'a pas permis de dire si elle s'était développée à partir de passées turbiditiques ayant amené des sables dolomitiques (comme c'est le cas pour le faciès Pignola-Abricola), ou à partir d'un fluide magnésien ayant percolé au travers de la roche.

b. Interprétation

Trois faits importants méritent d'être considérés :

Tout d'abord, au sujet de la dolomitisation, deux corps s'individualisent :

- le corps basal, constitué par une série monotone de dolomie massive ;
- le corps sommital, correspondant aux couches de transition formées de niveaux fréquemment microconglomératiques, dolomitisés tardivement.

-En ce qui concerne le corps basal, la dolomitisation s'est développée de façon si intense qu'elle a oblitéré toutes les structures préexistantes. Il est donc impossible de préciser si la dolomitisation s'est directement produite lors du dépôt, ce qui supposerait un milieu restreint de sédimentation (peu probable), ou si elle s'est développée à partir de sables dolomitiques ou par percolation souterraine de fluides magnésiens. Ces deux dernières hypothèses, qui semblent les plus probables, sous-entendent la présence d'un milieu amont où se formerait effectivement de la dolomie primaire. Ce milieu serait différent de celui ayant alimenté les niveaux microconglomératiques dans la mesure où la partie sommitale n'a pas subi une dolomitisation aussi intense. Les niveaux microbréchiques montrent qu'ils ont subi une dolomitisation tardive après une silicification probablement diagénétique, *per descendum*, la silice pouvant provenir de la formation siliceuse radiolaritique sus-jacente. Aucune fissure à remplissage de dolomite n'ayant été détectée d'une part et la plate-forme alimentant les niveaux microbréchiques ne formant que des roches calcaires d'autre part ; il faudrait rechercher l'origine de la dolomite dans une éventuelle zone restreinte, située en amont (fig. 71).

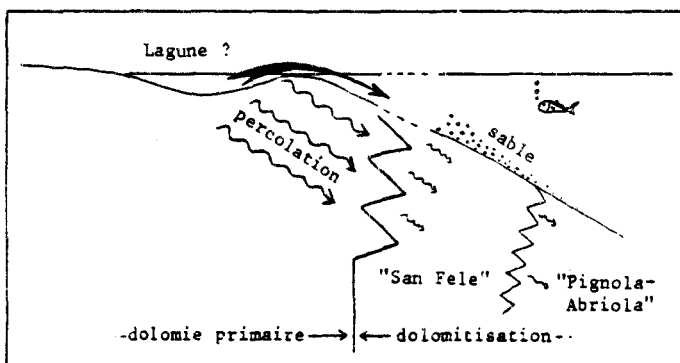


Fig. 71.- Origine possible de la dolomie des formations proximales de San Fele et de Pignola-Abriola.

-Il faut ensuite souligner l'importance des niveaux microconglomératiques et microbréchiques. Ceux-ci se localisent dans le corps sommital de la formation et correspondent à des apports proximaux peut-être liés à un enfoncement du bassin. Ils se répartissent suivant des bancs généralement très épais (plusieurs mètres) contenant des particules détritiques de la taille d'arénite ou plus souvent de rudite. Les surfaces de stratification des bancs sont souvent bien marquées et on n'observe pas de passage transitionnel entre ces gros bancs microbréchiques et les éventuels niveaux pélitico-argileux qui les surmontent. La surface supérieure de stratification peut présenter des figures de courants (fig. 72), des traces de bioturbation ou des empreintes végétales ; végétaux que l'on peut d'ailleurs retrouver à l'intérieur même du banc sous forme de débris carbonneux. Des stratifications obliques ou des structures en flammes sont aussi visibles à l'intérieur des bancs détritiques. D'autres niveaux de ce type correspondent à de vastes lentilles ou encore à des slumps. Cet ensemble d'observations effectuées sur le terrain pourrait s'appliquer à des faciès sédimentaires tout à fait proximaux de type cône interne à suprafan chenalisé (sans toutefois avoir remarqué la présence nette de chenaux) (Boirie et Souquet, 1979 ; Mutti, 1977).

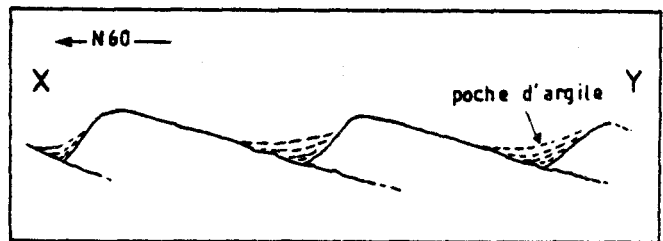


Fig. 72.- Allure de la surface supérieure de certains bancs de calcaire faciès San Fele.

En vue perspective : ride de courant de type linguoïde.

En coupe : noter la direction du courant et la présence des poches d'argiles.

(D'après photographie).

-Enfin, il faut remarquer l'extension, vers le haut, de la formation des calcaires à silex. Celle-ci, on s'en souvient, disparaissait dans le Lagonegro I (faciès distal) vers le Norien voire le Rhétien, pour laisser place à la sédimentation siliceuse des radiolarites interprétée alors

comme un enfoncement relatif du bassin sous la C. C. D. Pour les faciès plus proximaux de Pignola-Abriola, on avait suspecté le commencement de la sédimentation typiquement siliceuse beaucoup plus tard, durant le Dogger probablement. Pour ces faciès proximaux de San Fele, le fait se confirme avec la présence dans la base des couches de transition calcaires à silex-radiolarites de *Lucasella cayeuxi*, et de nombreux fragments remaniés de *Protopenneroplis striata* datant ces niveaux d'au moins l'Aalénien.

c. Conclusion

De base inconnue, la formation des calcaires à silex débute par une centaine de mètres de dolomie massive suivie, au moins à partir de l'Aalénien, par une série de transition de 100 m composée d'une alternance de bancs siliceux, dolomitiques et pélitiques, où s'intercalent de nombreux niveaux microbréchiques. Les passées détritiques, amenées par des courants turbides, se seraient déposés dans un environnement deltaïque proximal de type cône interne à suprafan chenalisé.

Le sommet de la série passe à la formation des radiolarites.

2. La formation des radiolarites

Reposant stratigraphiquement sur celle des calcaires à silex, la formation fut d'abord rattachée à l'ensemble du Jurassique (Tacoli et Zoja, 1957 ; Scandone, 1971). Son âge a été, par la suite, précisé par Brönnimann, Durand-Delga et Grandjacquet (1971) qui datèrent du "Dogger probable" un niveau microconglomératique situé une trentaine de mètres au-dessus du début de la formation et qui attribuèrent, par corrélations latérales et par datations, les premiers niveaux du flysch Galestri sus-jacent au sommet du Malm-Néocomien.

a. La coupe

La coupe des radiolarites poursuit celle des calcaires à silex dans le lit du torrent Bràdano (fig. 68). De la base de la formation vers le sommet, on recoupe (fig. 73) :

- (11) un niveau de 13 m composé de bancs centimétriques, légèrement noduleux, de jaspe noir ou vert, de pélitites siliceuses à fortement siliceuses vertes, et de quelques bancs lenticulaires de calcaire microconglomératique (surtout concentrés à la base du niveau).

Les échantillons 15181 (récolté dans le premier banc de jaspe) et 15081 (récolté dans un banc de jaspe une dizaine de mètres au-dessus) ont livré une faune très riche en Radiolaires dont l'association caractérise l'Oxfordien moyen (15081) (cf. fig. 74) ;

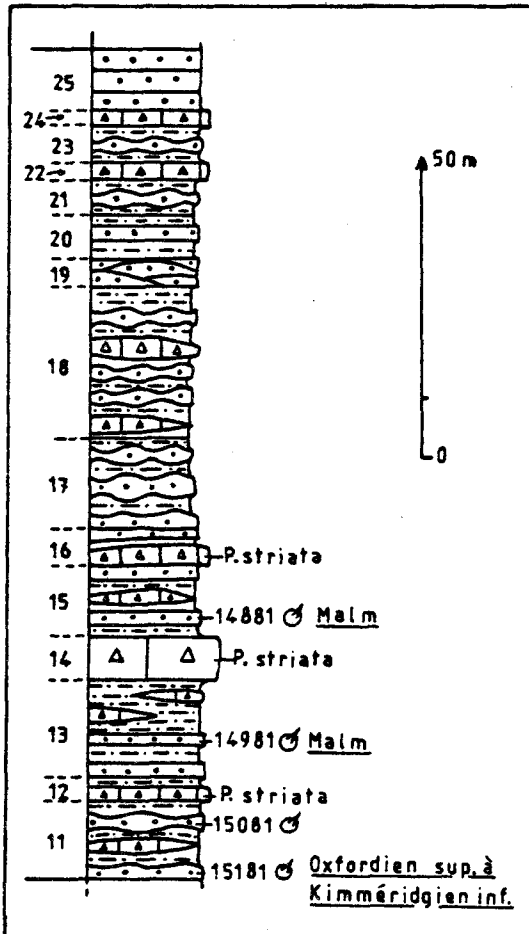


Fig. 73.- Formation des radiolarites, faciès San Fele.

Légende dans le texte

- (12) 4 m d'une alternance de bancs de 20 à 60 cm de calcaire siliceux microconglomératique à oolites remaniées, contenant des silex lités et des lits décimétriques de pélites fortement siliceuses vertes. Parmi les oolites et notamment au coeur de celles-ci ont été reconnues des sections de *Protopeneroplis striata* remaniées ;
- (13) 16 m de pélites fortement siliceuses où s'intercalent des bancs centimétriques de jaspe bleu et des bancs lenticulaires de calcaire siliceux microconglomératique à oolites remaniées. C'est probablement dans un de ces bancs que Brönnimann *et al.* (1971) rencontrèrent *Dictyoconus (Lucasella) cayeuxi* et *Nautiloculina oolithica* dont l'association fut attribuée au Dogger. L'échantillon 14981, récolté 10 m environ sous le sommet du niveau, a permis de mettre en évidence une population de Radiolaires pouvant correspondre au Malm (cf. fig. 74) ;
- (14) un niveau siliceux de 7 à 8 m constitué de bancs épais (pouvant aller jusqu'à 3 m) de calcaire à silex bréchiqne à éléments de calcaire néritique parmi lesquels ont été observées en lames minces des sections de *Protopeneroplis striata* remaniées (déjà observées avec *Dictyoconus (Lucasella) cayeuxi* par Brönnimann *et al.*, 1971) ;

- (15) une alternance de 12 m de pélites siliceuses et de jaspe en bancs noduleux, voire lenticulaires, où s'intercalent de vastes lentilles de calcaire siliceux micrograveleux à oolites remaniées.

Dans l'échantillon 14881, pris dans un banc de jaspe 3 m au-dessus de la base, ont été récoltés des Radiolaires dont l'âge peut correspondre au Malm, voire au Kimméridgien (cf. fig. 74) ;

- (16) 6 m de calcaire à silex bréchique à microbréchique, complètement silicifié, en gros bancs lenticulaires pouvant atteindre 3 m, et de jaspe noduleux décimétrique. Parmi les éléments de la brèche ont été reconnus, en lames minces, des fragments de roches néritiques à *Protopeneroplis striata* (peu remaniés) et à Galéanelles, probablement *Galeanella panticae* (beaucoup plus remaniés) (planche 1, photo 5) ;
- (17) environ 15 m de jaspe noir, en bancs noduleux décimétriques, alternant avec des pélites fortement siliceuses vertes ;
- (18) un niveau de 25 m composé en majeure partie de jaspe noir en bancs noduleux de 10 cm environ alternant avec des pélites fortement siliceuses, verdâtres à bleuâtres, où s'intercalent des bancs lenticulaires d'une cinquantaine de centimètres en moyenne de calcaire siliceux microbréchique à bréchique. Ces bancs microbréchiques furent attribués au Malm supérieur-Kimméridgien par Brönnimann *et al.* (1971) grâce à l'association de fragments de *Protopeneroplis striata*, *Labyrinthina mirabilis*, *Coscinoconus alpinus* et d'autres sections de Trocholines ;
- (19) 5 m de jaspe bleu-vert, en bancs lenticulaires de 5 à 10 cm ;
- (20) 7 m d'une alternance de jaspe bleuté en bancs décimétriques et de pélites siliceuses vertes à rouges en bancs de 10 cm ;
- (21) 6 m de pélites rouges fortement siliceuses en bancs nodulo-lenticulaires de 10 cm alternant avec des bancs noduleux de 5 à 20 cm de jaspe ;
- (22) 2 à 3 m de calcaire microbréchique silicifié, en bancs de 20 à 60 cm ;
- (23) 6 m d'une alternance de bancs décimétriques, noduleux, de jaspe rouge-sang et de pélites siliceuses ;
- (24) une passée de 2,5 m de calcaire micrograveleux à graveleux, complètement silicifié, et de pélites siliceuses ;
- (25) 10 m de jaspe vert à bleu, rouge à la base, en bancs de 5 à 10 cm, à interlits centimétriques de pélites vertes.

Ce sont ces derniers bancs de jaspe qui limitent vers le haut la formation des radiolarites.

★—L'attaque à l'acide fluorhydrique dilué à 10 % (cf. De Wever *et al.*, 1978) des jaspes a permis de dégager (surtout dans les niveaux basaux) une faune abondante de Radiolaires. Celle-ci, après examen à la loupe binoculaire, montre une population d'individus dont le dimorphisme avec des espèces semblables et déjà décrites était très prononcé (Foreman, 1975 ; Pessagno, 1977 ; Baumgartner, 1980 ; Baumgartner *et al.*, 1980 ; Kocher, 1981) (planche 3, photos 10 à 33).

Sans parler obligatoirement d'espèces nouvelles, ces nouveaux types, bien que nous fournissant certaines indications, ne peuvent pas être utilisés pour préciser la stratigraphie de la formation. Néanmoins, quelques espèces ont été reconnues comme typiques par De Wever et permettent alors une datation plus précise. C'est ainsi que l'apparition de la formation se situe à l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur voire moyen (fig. 74, éch. 15181 et 15081) mais que le sommet de celle-ci n'a pu malheureusement être daté faute de Radiolaires en bon état.

La dolomitisation des niveaux carbonatés n'a pas été aussi intense que pour la formation des calcaires à silex ; en contre partie, sa silicification fut beaucoup plus violente. Alors que pour l'origine de la dolomie on reste confronté aux mêmes hypothèses, la silice a pu provenir de la remobilisation de l'opale biogénique ou du quartz détritique lors de la diagenèse.

b. Interprétation

L'apparition du faciès siliceux peut, comme pour la zone distale (unité du Lagonegro I), être directement rattachée à un enfoncement du bassin sous la C. C. D. et ceci d'autant plus qu'elle coïncide avec la disparition des bancs de carbonate autochtone.

Quant au taux de sédimentation de la formation, calculé entre le niveau (11) (basal) rattaché à la limite Oxfordien-Kimméridgien et le niveau (26) directement au-dessus des radiolarites et daté du Malm supérieur à Néocomien inférieur (Brönnimann *et al.*, 1971), on s'aperçoit qu'il varie de $14 \text{ m}/\overline{\text{MA}}$ à $9,5 \text{ m}/\overline{\text{MA}}$ (fig. 75). Si ce résultat reste comparable à celui rencontré dans la même formation de faciès Pignola-Abriola, il ne traduit en rien un ralentissement notable de la sédimentation comme c'était le cas pour le Lagonegro I (zone distale). En effet, bien que la dissolution des carbonates fins en suspension sous la C. C. D. soit toujours active, le déficit en carbonate ainsi créé est comblé par les apports grossiers indissolubles rapidement correspondant à des venues turbiditiques proximales de type cône interne (Mutti, 1977).

Par contre, si l'on considère le taux de sédimentation du sommet de la formation des calcaires à silex, en prenant comme base le niveau (2) daté de l'Aalénien et comme limite supérieure le même niveau (11) de l'Oxfordo-Kimméridgien, on obtient une valeur de l'ordre de $100 \text{ m}/40 \overline{\text{MA}} = 2,5 \text{ m}/\overline{\text{MA}}$, chiffre qui semble aberrant pour ce contexte.

N° Echantillon Radiolairès	Oxfordien	Kimméridgien	Tithonique
14881 Acaeniotyle sp. aff. <i>A. diaphorogona</i> Andromeda sp. Archaeospongoprunum sp. Parvicingula sp. (forme très longue) Podobursa sp. aff. <i>P. helvetica</i> Pseudodictyomitra sp. Triactoma sp.			<i>A. diaphorogona</i>
14981 Andromeda sp. (forme haute) Angulobracchia sp. Emiluvia sp. Higumastra sp. aff. <i>H. inflata</i> Higumastra sp. (à extrémités divergentes) Mirifusus sp. Parvicingula sp. (forme longue et large) Podobursa sp. aff. <i>P. helvetica</i> Tetraditryma sp. cf. <i>T. pseudoplana</i>	<i>P. helvetica</i>	<i>H. inflata</i>	<i>T. pseudoplana</i>
15081 Acanthocircus sp. Angulobracchia sp. Emiluvia antiqua (Rüst) Emiluvia orea Baumgartner Higumastra sp. Mirifusus sp. Nepora deweveri Baumgartner Paronaella kotura Baumgartner Parvicingula boesii gr. (Parona) Parvicingula sp. aff. <i>P. boesii</i> (à épines périphériques) Parvicingula sp. Podobursa helvetica (Rüst) Tetraditryma pseudoplana Baumgartner Triactoma cornuta Baumgartner Tripocyclia blackei Pessagno			
15181 Andromeda crassa Baumgartner Andromeda podbielensis (Ozoldova) Andromeda violae Baumgartner Angulobracchia sp. Archaeospongoprunum sp. Emiluvia antiqua (Rüst) Emiluvia sp. cf. <i>E. orea</i> (à noeuds disposés en réseau à mailles carrées) Emiluvia sp. cf. <i>E. pessagnoii</i> (à épines plus fortes que <i>E. pessagnoii</i>) Eucyrtis dicera Baumgartner Higumastra sp. Mirifusus sp. Paronaella kotura Baumgartner Parvicingula altissima (Rüst) Parvicingula sp. cf. <i>P. boesii</i> (à épines périphériques) Podobursa helvetica (Rüst) Podobursa sp. Tetraditryminae sp. (nouvelle forme à 3 bras) Tripocyclia jonesi Pessagno Tripocyclia sp. (à extrémité des épines fourchue)		<i>E. orea</i> <i>E. pessagnoii</i> <i>P. boesii</i>	

BUS
LILLE

Fig. 74.- Répartition stratigraphique des principaux Radiolaires rencontrés dans la formation.

Remarque : lorsque la barre de répartition est surmontée d'un nom d'espèce, il s'agit de la répartition de cette espèce et non des individus rencontrés ici.

Cette faible valeur signifierait :

- soit que le taux de sédimentation du sommet des calcaires à silex était 4 fois moindre que celui des radiolarites, c'est-à-dire, puisque la sédimentation uniquement siliceuse est de type réduit, que la quantité des apports grossiers était de beaucoup supérieure pour la formation des radiolarites que pour celle des calcaires à silex, ce qui n'est pas vérifié sur le terrain ;

- soit que le niveau (11) a été faussement attribué à l'Aalénien et que le remaniement de *Lucasella cayeuxi* a été beaucoup plus important que celui présumé, ce qui semble plus probable si l'on se rappelle que ce fossile aalénien a été rencontré avec des éléments bréchiques de même taille granulométrique.

Si l'on tient compte d'un taux de sédimentation identique pour le sommet des calcaires à silex et pour la formation des radiolarites, on peut apprécier l'âge du niveau (11) (fig. 75). En appliquant un taux de $10 \text{ m}/\overline{\text{M}\overline{\text{A}}}$, le niveau (11) serait alors daté de $150 \overline{\text{M}\overline{\text{A}}}$, c'est-à-dire correspondrait à la limite Callovien-Oxfordien. Le remaniement de *Lucasella cayeuxi* aurait (?) donc couvert la totalité du Jurassique moyen, ce qui reste, il est vrai, assez suspect vu l'état des sections du fossile.

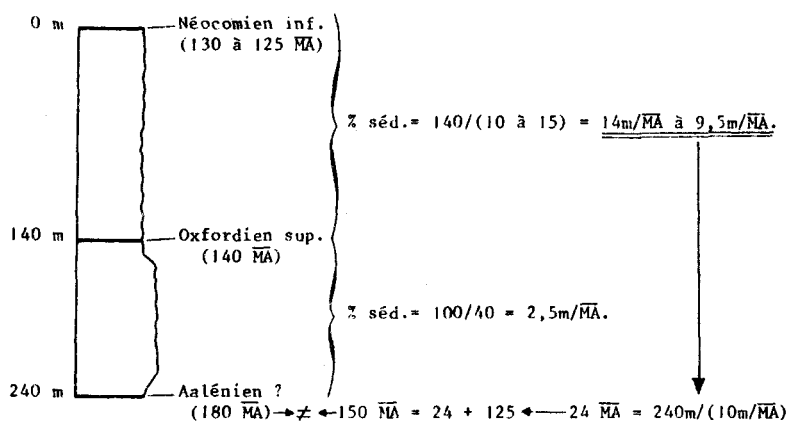


Fig. 75.- "Réévaluation" de la base de la formation des radiolarites.

Mises à part ces questions d'ordre purement stratigraphique, le diachronisme entre l'apparition des différentes formations radiolaritiques déjà détecté et supposé pour le faciès Pignola-Abriola, devient indéniable ici. Les premiers bancs de la formation se déposent successivement :

- à la limite Oxfordien-Kimméridgien pour le faciès San Fele (proximal) ;

- au plus à l'Oxfordien moyen (?) pour le faciès Pignola-Abriola ;
- au moins au Norien pour le faciès Sasso di Castalda ;
- au Norien moyen pour le faciès du Lagonegro I (faciès distal).

Diachronisme qui peut être imputable à une profondeur de dépôt de plus en plus grande vers le large (faciès distaux), dans un contexte d'enfoncement relatif du bassin sous la C. C. D.

c. Conclusion

La formation des radiolarites de faciès San Fele s'étend, sur 140 m, de la limite Oxfordien-Kimméridgien au Néocomien inférieur. Elle est composée de bancs, souvent noduleux, de jaspe et de pélites siliceuses, parmi lesquels s'intercalent de nombreux bancs lenticulaires de calcaire allopique.

De par ses apports détritiques grossiers de plate-forme et leur ordonnancement, et son taux de sédimentation important, la formation peut être interprétée comme formée, pour partie, de venues turbiditiques proximales auxquelles s'adjoint une sédimentation biogénique autochtone, déposée sous la surface de compensation des carbonates.

Elle passe brusquement en son sommet au flysch Galestri.

3. La formation du flysch Galestri

Elle demeure similaire, dans son ensemble, à celle des autres faciès et l'on retrouve les mêmes bancs de calcaire dolomitico-siliceux alternant avec les passées pélitiques. Cependant, et notamment en ce qui concerne la base de la formation, certains bancs calcaires sont formés par des microbrèches voire des brèches. C'est dans ces niveaux que Brönnimann, Durand-Delga et Grandjacquet (1971) rencontrèrent, en lames minces, des sections de *Trocholines*, de *Protopenneroplis striata* et de *Nautiloculina oolithica* qu'ils attribuèrent, grâce à des corrélations verticales et horizontales, au Malm supérieur-Néocomien.

Le sommet de la formation pourrait passer, sans que cela ait été confirmé ici et notamment sans que le contact stratigraphique ait été mis en évidence, à un complexe de même type que la formation des argiles rouges de Pecorone (cf. paragraphe II, 3). Ce "possible continuum" de la série, appelé complexe ou formation de Bella, est formé de bancs de micrite ou de calcarénite à silix, de pélites siliceuses, de marnes ou

d'argilites, le tout ayant des couleurs verdâtres à rougeâtres et un âge crétacé supérieur à éocène supérieur.

Le flysch Galestri s.s. correspondrait à une brusque chute de la surface de compensation à la limite Jurassique-Crétacé à mettre en relation avec un bouleversement paléogéographique (*in* Thiébault, 1982).

4. Le faciès San Fele, Récapitulatif (fig. 76)

De base inconnue, les niveaux les plus bas ont été rencontrés dans le membre sommital de la formation des calcaires à silex. Celle-ci est formée d'au moins 100 m de dolomie, d'âge et d'origine inconnus, surmontée par les traditionnelles couches de transition calcaire-radio-larite constituées, en outre, de nombreux bancs de microbrèches calcaires.

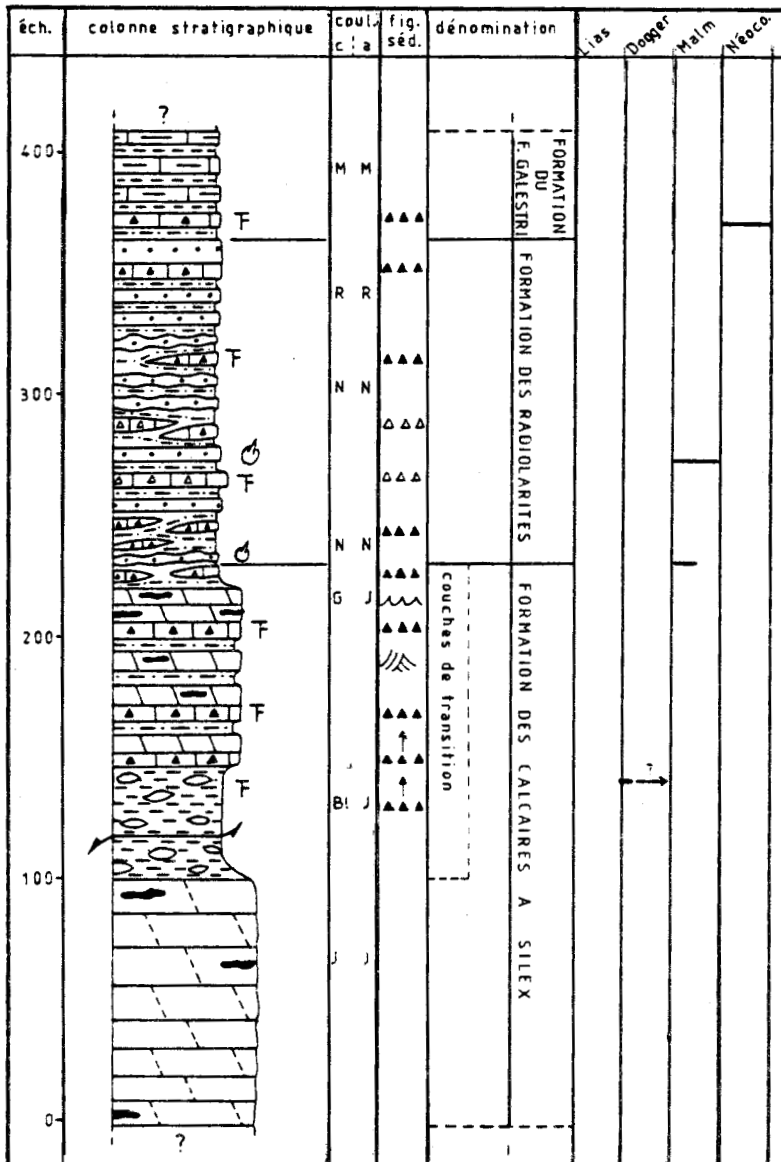


Fig. 76.- Litholog récapitulatif du faciès San Fele.

Légende : voir Introduction.

A la limite Oxfordien-Kimméridgien, la C. C. D. est franchie et commence à se déposer la formation des radiolarites. Elle reste étroitement soumise aux apports détritiques grossiers correspondant à des venues turbiditiques proximales, déposées dans un milieu de type cône interne. Dès le Malm supérieur-Néocomien, le dépôt du flysch Galestri traduirait un brusque enfoncement de la C. C. D. dû probablement à des bouleversements paléogéographiques.



VII. MINÉRALOGIE DES ARGILES

1. Introduction

a. But de l'étude

Une étude complémentaire des minéraux argileux contenus dans les séries a été effectuée pour essayer d'établir des corrélations entre les formations et la stratigraphie minérale afin de préciser, si possible, l'évolution du paléo-environnement et sa relation avec la lithologie.

Notre choix s'est porté sur les séries de faciès Lagonogro I qui représentent une sédimentation distale, non troublée par des apports terrigènes locaux et traduisant la tendance générale du détritisme fin.

b. Méthode d'étude

La nature de la fraction argileuse a été déterminée au diffractomètre Philips (radiation Cu K α), avec l'aide de l'équipe du professeur Chamley (laboratoire de Sédimentologie de Lille). La technique de préparation des échantillons utilisés a été celle des pâtes orientées de matériel inférieur à deux microns (Anonyme, 1978). Chaque lame a été analysée trois fois, successivement à l'état naturel, après saturation par l'éthylène-glycol et après un chauffage à 490° pendant deux heures. Pour quelques cas litigieux, les échantillons ont été saturés par l'hydrazine-hydrate.

Le dépouillement des diffractogrammes ainsi que la présentation des résultats ont été exécutés selon les techniques couramment utilisées à Lille (Holtzapffel, 1981).

2. Résultats

a. Les minéraux présents

L'Illite : elle représente 10 à 90 % des minéraux argileux de la série. Son indice de cristallinité (mesure de la largeur du pic 001 de l'Illite à mi-hauteur) montre que seule la base de la série où $\bar{I} \approx 0,2^{\circ}2\theta$, a pu subir une éventuelle diagenèse d'enfouissement notable.

Les Chlorites : elles sont présentes dans l'ensemble de la série ; brusquement à la limite radiolarites-flysch, elles deviennent ferrifères.

La Smectite : elle existe en faible proportion dans les radiolarites et est absente dans les autres formations.

Les Interstratifiés : ils sont irréguliers ; trois types ont été identifiés (10-14 S), (14 C-14 V) et (10-14 V) (nomenclature de Lucas, 1962).

Le Quartz : il est toujours présent, voire abondant, ainsi que l'avait déjà montré l'étude au microscope optique.

Les Feldspaths : généralement, ils n'existent qu'en traces.








b. Observation

La figure 77, bien que dressée sur un faible nombre d'échantillons, montre l'étroite corrélation existant entre le cortège argileux et les différentes formations. Chaque formation est caractérisée par un assemblage argileux :

- les calcaires à silex : Illite + Chlorite ;
- les radiolarites : Illite + (Chlorite) + (Smectite) ;
- le flysch : Chlorite ferrifère + Illite + Interstratifiés.

Deux groupes s'individualisent : le groupe calcaire à silex-radiolarites et le groupe flysch à l'intérieur desquels on constate une diminution relative du taux des Chlorites (largement représentés à la base) au profit de celui de l'Illite voire d'Interstratifié. Parallèlement, l'indice de cristallinité de l'Illite tend à augmenter.

Fig. 77.- Légende.

	: Chlorite	Q= quartz	t= trace
	: Chlorite ferrifère	F= feldspath	+= présent
	: Illite	I(2θ)= cristallinité de l'Illite en degré 2θ.	++= abondant
	: Smectite	I/C= rapport Illite/Chlorite.	+++= très abondant
	: (10-14S)		
	: (10-14V)		
	: (14C-14V)		

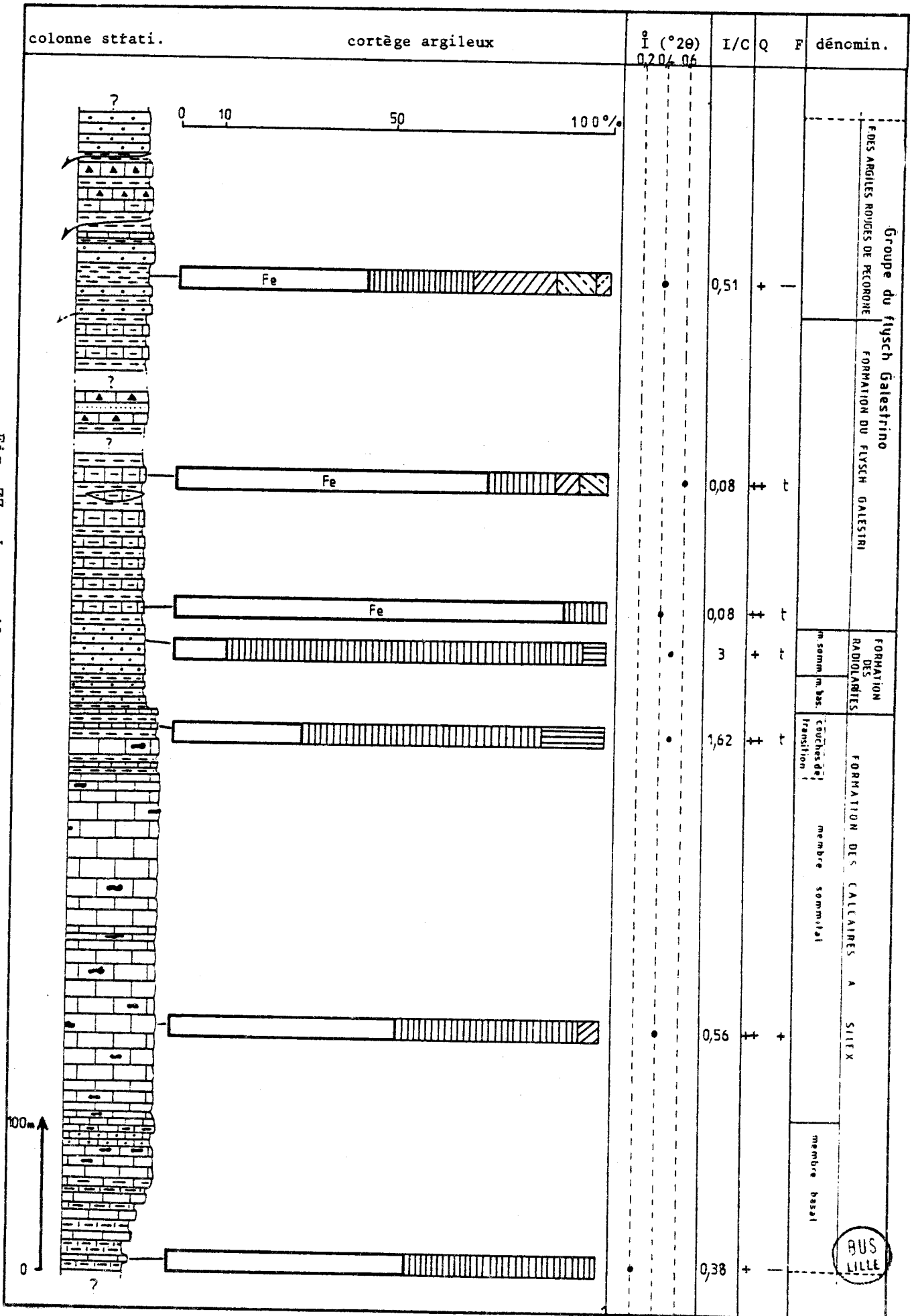


Fig. 77.- Les argiles du Lagonegro I.

BUS LILLE

3. Interprétation

La nature des assemblages argileux, l'indépendance entre lithologie et minéralogie au sein de chaque formation et l'indice de cristallinité de l'Illite (sauf à la base), conduisent à penser que l'assemblage argileux est essentiellement hérité des terres avoisinantes émergées et que les processus diagénétiques y semblent restreints.

La Chlorite est un minéral dit primaire, c'est-à-dire n'ayant pas subi d'évolution pédogénique importante ; elle est caractéristique de sols peu évolués (pente forte, climat peu hydrolysant) sur roches endogènes cristallines. En s'élevant dans la série, la diminution de son taux par rapport à celui de l'Illite peut traduire l'existence de sols faiblement évolués sur un socle ; la Smectite marquerait une évolution pédogénique réelle. Cette séquence peut donc refléter l'apparition de plus en plus marquée d'un sol, d'autant plus que l'indice de cristallinité de l'Illite peut être interprété en terme d'installation progressive de sols avec une altération superficielle de plus en plus poussée conduisant à une ouverture progressive des feuillets de micas. Cette évolution aurait affecté un massif cristallin (?) au moins depuis le Trias supérieur jusqu'au Jurassique terminal. A cette époque, un changement très net se traduit dans le cortège argileux. Une quantité importante de Chlorites ferrifères apparaît ; leur origine reste inconnue mais demeure liée au changement géodynamique déjà constaté auparavant. Après celui-ci, un nouveau cycle pédogénique semble se dessiner avec évolution de minéraux argileux primaires vers les interstratifiés.

4. Conclusion

L'abondance de l'Illite et des Chlorites et la présence d'Interstratifiés irréguliers dans le bassin suggèrent la proximité d'un massif cristallin jeune au Trias moyen, ayant progressivement acquis une légère couverture pédogénique durant le Jurassique supérieur. La limite Jurassique-Crétacé est marquée par la présence d'un nouveau cortège argileux, écho probable d'évènements orogéniques importants n'ayant pas affecté directement le bassin du Lagonegro.

VIII. CONCLUSIONS GÉNÉRALES A L'ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE DES SÉRIES DU LAGONEGRO

1. La lithologie

★-Les différents faciès lithologiques que l'on rencontre au sein des unités individualisées dans le bassin du Lagonegro sont caractérisés par une succession de formations identiques (fig. 78).

A la base, lorsqu'elle est visible, se trouve la formation du Monte Facito de type peu profond. D'une épaisseur inconnue, elle est constituée d'une matrice essentiellement pélitique dans laquelle sont venus se déposer des blocs généralement de grande dimension. Ceux-ci proviendraient de plates-formes carbonatées voisines et sous-jacentes en cours de démantèlement. Leur débitage serait dû à un régime tectonique de distension ayant pu aussi favoriser la mise en place de corps éruptifs durant la même époque.

En contact stratigraphique vient, au-dessus, la formation des calcaires à silex. Ils correspondent à un faciès sédimentaire de type plus profond et formé à partir d'une sédimentation carbonatée autochtone troublée par des apports détritiques calcaro-dolomitiques sous forme de turbidites.

Puis, par l'intermédiaire de couches de transition pouvant marquer le franchissement de la lysocline, vient la formation des radiolarites. Elle est interprétée comme un approfondissement relatif du bassin sous la surface de compensation des carbonates. Néanmoins, certaines passées turbiditiques grossières peuvent encore s'y déposer.

Enfin, la brusque chute de la C. C. D., à corrélérer avec des événements majeurs et généraux à l'ensemble de la Méditerranée mais non traduits directement dans le bassin du Lagonegro, permet de nouveau le dépôt d'alternances marno-calcaires constituant la formation du flysch Galestri. La sédimentation peut se poursuivre par la formation des Argiles rouges de Pecorone (dans le faciès Lagonegro I) ou par (?) la formation de Bella (pour le faciès San Fele) qui marquent une reprise vive de l'érosion avant les événements tectoniques majeurs de la région.

★-Les similitudes à grande échelle entre les différentes formations sont claires ; mais, à l'intérieur de ces formations, des différences dans la lithologie peuvent intervenir et caractériser ces faciès. Ces différences, visibles à plus petite échelle, sont résumées dans le tableau ci-après, où n'ont été reportés que les deux termes les plus éloignés du bassin, mais où l'on pourrait mettre entre ces deux pôles,

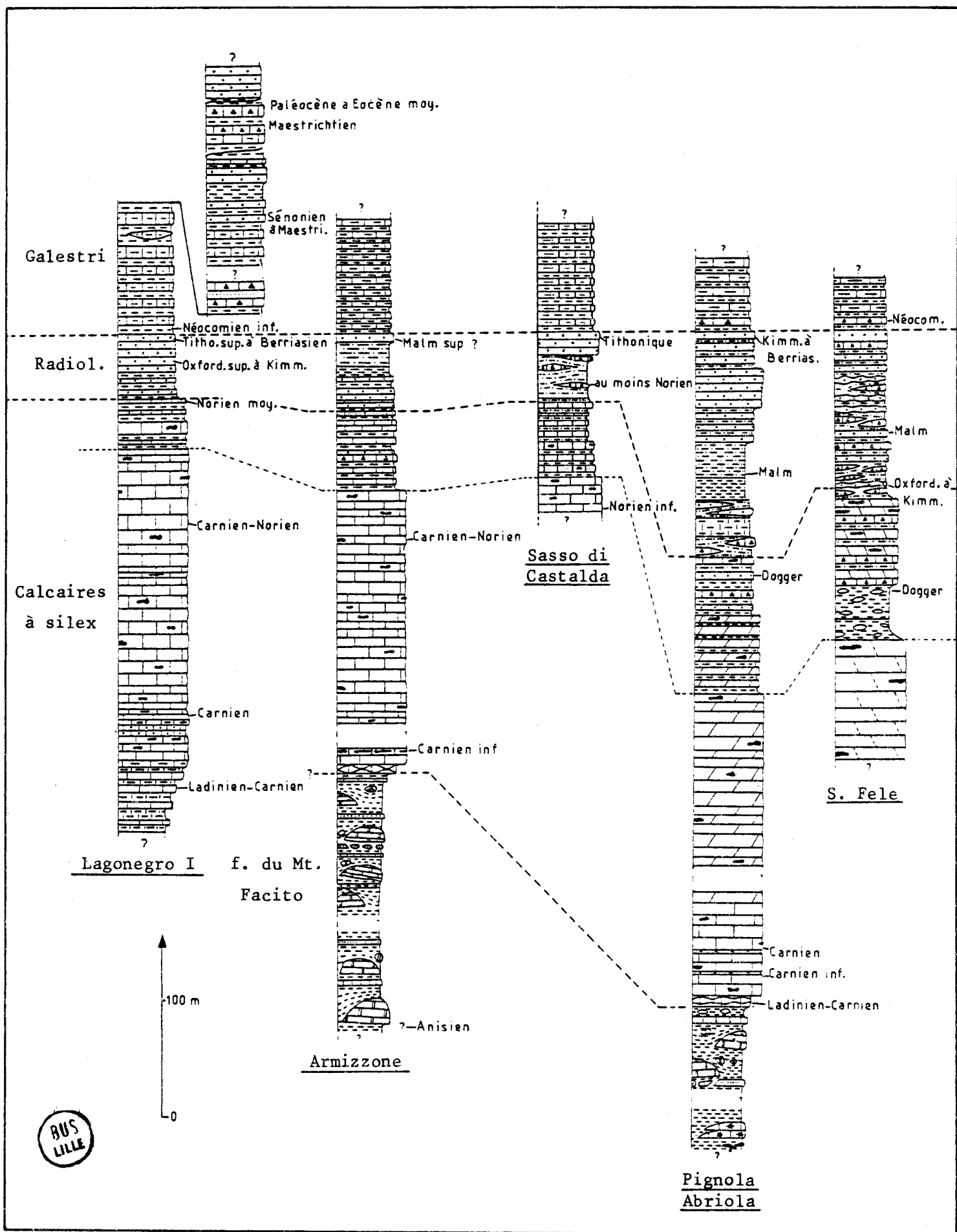


Fig. 78.- Comparaison des différents faciès du bassin.

Légende : voir Introduction.

le faciès distal de l'Armizzone et les faciès intermédiaires de Sasso di Castalda et Pignola-Abriola.

Faciès Lagonegro I	Faciès intermédiaire	Faciès San Fele
bancs minces (≈ 10 à 50 cm)		bancs épais (pouvant atteindre 3 à 4 m)
stratification plane et parallèle		stratification irrégulière, nombreux bancs noduleux ou lentiformes
particules toujours fines, argiles et pélites abondantes		nombreuses passées détritiques grossières, argiles et pélites rares
bon granoclassement, surface supérieure de stratification transitionnelle entre calcaire et pélites, surface inférieure brusque et bien tranchée		mauvais granoclassement, surfaces de stratification brusques et bien marquées
bancs généralement calcaires		bancs généralement dolomitiques
taux de sédimentation bas (0,7 m/MÅ pour la formation des radiolarites)		taux de sédimentation élevé (10 m/MÅ pour la formation des radiolarites)

Ces différences lithologiques sont comparables à celles observées pour des formations deltaïques sous-marines, en considérant le faciès Lagonegro I comme un dépôt distal de delta sous-marin et le faciès San Fele comme proximal.

2. La biostratigraphie

L'étude de la microfaune contenue dans ces séries renseignent sur l'âge des formations. C'est ainsi que l'on constate que la formation du Monte Facito s'étend au moins de l'Anisien jusqu'à la limite Ladinien-Carnien, ce qui limite au Trias moyen (peut-être légèrement avant) la tectonique distensive mère du bassin. Suite à l'arrêt des ouvertures,



la relative stabilité des plates-formes avoisinantes permet l'installation d'un régime carbonaté synchrone à l'ensemble du bassin. En s'approfondissant petit à petit, au cours du temps on passe progressivement de faciès peu profond (celui du Monte Facito) au faciès des calcaires à silex puis des radiolarites qui correspondent au franchissement de la surface de compensation des carbonates. Ce franchissement s'est produit au cours du Norien moyen pour les faciès distaux et durant l'Oxfordien à Kimméridgien moyen pour les faciès proximaux. Cette obliquité de faciès par rapport au temps serait la traduction de l'inclinaison du fond du bassin, celui-ci s'approfondissant vers le large. La formation du flysch Galestri arrive brusquement à la limite Jurassique-Crétacé dans l'ensemble du bassin. Cette époque correspond à la première tectonisation de la Méditerranée orientale dont seul l'écho sédimentologique se fait sentir ici. La sédimentation semble alors se poursuivre au moins jusqu'à l'Eocène moyen, notamment par l'apparition de conglomérats dès le Sénonien.

3. Interprétation géodynamique, caractéristique du bassin (fig. 79)

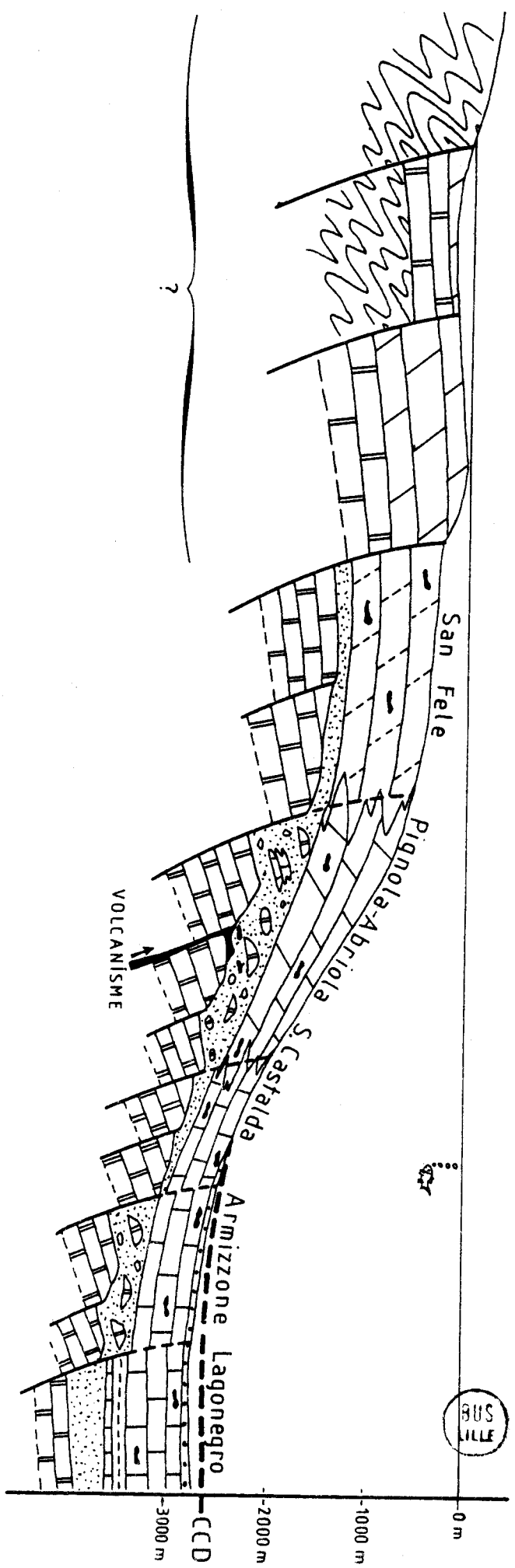
On peut, par simple calcul, estimer une valeur moyenne de la vitesse d'enfoncement du bassin au droit du lieu de dépôt des formations Pignola-Abriola. Je désigne sous le nom de vitesse d'enfoncement v_e , la différence entre la subsidence totale S_t et le taux de sédimentation % séd, soit :

$$v_e = S_t - \% \text{ séd}$$

En effet, pendant la période aniso-ladinienne ($\approx - 239 \overline{\text{MA}}$ à $- 229 \overline{\text{MA}}$) se développent, dans ce faciès, des masses récifales limitant donc la profondeur du lieu de sédimentation à un maximum de 100 m. D'autre part,


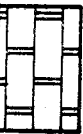





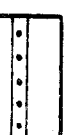
Fig. 79.- Modèle palinspastique proposé au cours du Norien moyen.

A. Socle hypothétique ayant, en partie, alimenté la sédimentation du bassin. - B. Couverture du socle et plate-forme scythienne reconstituée. - C. Dolomie primaire alimentant, en partie, la sédimentation du bassin. - D. Formation du Monte Facito ; niveau probable de décollement. - E. Dolomie massive de la formation des calcaires à silex faciès San Fele. - F. Dolomie litée et calcaire dolomitique de la formation des calcaires à silex faciès Pignola-Abriola. - G. Formation des calcaires à silex faciès Sasso di Castalda, Armizzone et Lagonegro. - H. Formation des radiolarites faciès Armizzone, Lagonegro et peut-être Sasso di Castalda.



Norien moyen

Subsidence

- 
A
- 
B
- 
C
- 
D
- 
E
- 
F
- 
G
- 
H

la sédimentation des radiolarites, interprétée comme un dépôt infra C. C. D., débuterait à l'Oxfordien moyen (- 146 MA). En admettant que la profondeur de la C. C. D., à l'Oxfordien, était la même que celle calculée pour les Alpes méridionales, soit 2 100 m environ (Winterer et Bosellini, 1981), on peut calculer approximativement la vitesse moyenne d'enfoncement :

$$v_e \text{ minimum} = \frac{2\ 100 - 100}{239 - 146} = 21,5 \text{ m/MA}$$

$$v_e \text{ maximum} = \frac{2\ 100 - 100}{229 - 146} = 24 \text{ m/MA}$$

De là, la profondeur "p" de dépôt des formations de faciès Pignola-Abriola peut être calculée pour n'importe quelle période et notamment le Norien moyen (\approx - 215 MA).

$$\text{Soit : } p \text{ maximum} = (-) 100 + 21,5 \times (239 - 215) = (-) 616 \text{ m}$$

$$p \text{ minimum} = (-) 100 + 24 \times (229 - 215) = (-) 436 \text{ m}$$

Alors que pour le faciès distal du Lagonegro I, à la même période, commençaient à se sédimenter des radiolarites sous la surface de compensation de carbonates (-) 2 500 m (cf. Bosellini et Winterer, 1975). Ce qui amène une différence de profondeur entre les deux faciès de :

$$2\ 500 \text{ m} - 616 \approx 1\ 900 \text{ m} \text{ à } 2\ 500 - 436 \approx 2\ 050 \text{ m}$$

et donc une pente moyenne d'au maximum 2° 30 (en tenant compte des raccourcissements longitudinaux lors de la tectogenèse).

Remarque : la figure 79 montre un modèle possible de coupe palinspatique durant le Norien moyen à supérieur. Un certain nombre d'indications figurées sur cette coupe n'ont, cependant pas été observées et sont donc purement interprétatives, ce sont :

- les failles listriques ;
- le substratum anté-anisien (ayant donné les blocs de la formation du Monte Facito) ;
- et le socle,

la tectonique miocène ayant pu décoller la couverture au niveau de la formation du Monte Facito et faire rejouer les failles listriques suivant des plans de chevauchement.

TROISIEME PARTIE

TECTONIQUE

- Caractérisation des
styles tectoniques
- Chronologie des
événements

I. INTRODUCTION

1. Généralités

Les différentes unités du Lagonegro, dont la stratigraphie vient d'être décrite, affleurent actuellement dans ce que l'on appelle le "sillon lucanien". Celui-ci apparaît intercalé entre une plate-forme occidentale qui le chevauche et une plate-forme orientale sur laquelle il repose. Cet agencement structural est le résultat d'une importante tectonique en compression néogène reprise, au plio-quadernaire, par une tectonique cassante responsable de la topographie actuelle.

L'ensemble de ces phases s'inscrit dans un contexte géodynamique général propre au bassin méditerranéen et reste étroitement lié à l'histoire et aux mouvements des plaques européenne, africaine et apulienne.

2. Historique succinct

Mise à part la célèbre synthèse de Suess en 1910, qui intègre les données stratigraphiques et structurales de Cortese (1895) et de Di Stefano (1896, 1904), les premières approches véritablement structurales de l'Italie méridionale débutèrent dès 1906 avec les travaux de Lugeon et d'Argand. Ils imaginent, ce qui paraît osé pour l'époque, un style tectonique de type alpin en Sicile. Limanowski, un peu plus tard, introduit la notion de nappe cristalline en Calabre (1913), idée qui sera reprise et développée par Quitzow (1935) qui, en se joignant à Teichmüller, publie la même année une carte tectonique générale de l'Italie. Signorini, suite aux travaux sur l'Apennin lucanien (1939) applique ses concepts "allochtonistes" à l'Apennin septentrional (1946). Ces notions sont combattues par les partisans de l'autochtonie représentés par Fabiani (1940, 1952) Florida (1953) et Lazzari (1953) qui réfutent ces idées par manque de preuves concrètes. En 1958, Cotecchia apporte des observations précises en faveur de l'hypothèse de "la transgression tectonique" du flysch soumis à "une tectonique d'écoulement" sur l'autochtone du Lagonegro.

L'intérêt de l'étude de l'Italie méridionale se précise et l'Apennin calabro-lucanien va voir se succéder de nombreux géologues parmi lesquels Caire, Glangeaud et Grandjacquet (1960) ; Glangeaud, Grandjacquet, Bousquet et Afchain (1961) vont s'intéresser aux grands traits structuraux de la région ; Scandone (1961, 1967) va étudier le sillon lucanien ; Bousquet (1962, 1965), Bousquet et Grandjacquet (1969), Ogniben (1969), Grandjacquet (1961, 1963) se pencheront sur le problème de

la transition Apennin-Calabre ; et enfin Grandjacquet (1967, 1969) et Dubois (1967, 1970) entreprendront une étude de la Calabre.

Ces nombreux travaux plaident en faveur de l'allochtonie et aboutissent à la définition des différentes unités de l'Apennin méridional et de la Calabre. Enfin, les études de synthèse de Caire (1970, 1973), Grandjacquet, Haccard et Lorenz (1972), Bousquet (1972), Ogniben (1975), Dubois (1976), Grandjacquet et Mascle (1978) et Elter et Scandone (1980) ont permis d'établir la zonéographie que nous connaissons actuellement.

3. Problèmes posés et plan adopté

L'historique montre brièvement l'évolution des idées jusqu'à nos jours. Il n'en demeure pas moins qu'un certain nombre de questions n'ont toujours pas trouvé de réponses.

En ce qui concerne le sillon lucanien, reste en suspens le problème de sa position et de ses limites anté-tectoniques et, derrière celui-ci, l'éternel problème de son autochtonie ou de son allochtonie. D'un point de vue plus modeste, le nombre de phases ayant affecté le bassin du Lagonegro ainsi que leur chronologie et leur datation ne sont pas encore totalement définis.

Après un aperçu général de la région étudiée, essentiellement sous forme d'un commentaire succinct du schéma structural, une étude plus détaillée nous permettra de préciser certains de ces points obscurs. On sera amené à distinguer trois grands secteurs à style tectonique propre, dans la région de Lagonegro :

- un secteur Nord (massif des Murge del Principe), caractérisé par des redoublements tectoniques intra-unité ;

- un secteur central (massif du Monte del Papa) où l'on montrera le style tectonique du Lagonegro I ainsi que les deux événements plicatifs l'ayant affecté et l'intercalation d'une série flyscholide entre les deux unités du Lagonegro ;

- un secteur Sud Ouest, sur lequel le chevauchement de la plate-forme interne est particulièrement visible.

On comparera ensuite les observations effectuées dans la région de Lagonegro avec celles faites dans des secteurs plus septentrionaux du sillon, et enfin, un récapitulatif permettra de replacer chronologiquement tous les faits recueillis et de les confronter aux événements tectoniques régionaux.

II. DISPOSITIF STRUCTURAL D'ENSEMBLE

La figure 80 donne une vue d'ensemble de la région étudiée ; y sont replacées les différentes unités tectoniques rencontrées et leur disposition d'ensemble, les grands accidents verticaux ou chevauchants, les axes de plis ainsi que leurs ennoyages.

1. Les grandes unités tectoniques

On distingue, du haut vers le bas de l'édifice structural, les unités suivantes :

- L'unité du flysch Cilento (Selli, 1962). Elle affleure dans le secteur Nord Est de la carte. Son rapport avec les autres unités n'est pas directement visible dans la région étudiée où l'unité est toujours cernée par des failles verticales ou à pendage élevé d'orientation N 155° ou N 120°. Il s'agit d'une série flyscholide à alternances argilo-calcaires d'âge crétacé à éocène, propre à l'Apennin méridional et qui serait comparable (Grandjacquet et Mascle, 1978 ; Elter et Scandone, 1980) au flysch à Helminthoïdes de l'Apennin septentrional. Une étude régionale montre que l'unité du flysch Cilento se place en haut de notre édifice structural et que sa position originelle devait se situer dans un sillon plus interne (ultra) que la plate-forme campano-lucanienne (*cf. infra*).

- Les unités de la plate-forme interne (campano-lucanienne) (D'Argenio, 1966). On en rencontre deux sur le terrain étudié :

+ l'unité du Monte Pollino ou d'Alburno-Cervati qui affleure dans la partie méridionale (Monte Rotonda) et occidentale (Monte Cervaro) du secteur étudié. Elle est formée d'une épaisse série de carbonates de plate-forme dont seule la partie Jurassique moyen à Crétacé supérieur est visible ici. Elle repose par contact tangentiel sur son substratum tectonique et est recoupée par un jeu de failles N 150° ± 10° et N 120° ;

+ l'unité de Foraporta. Structuralement en dessous de l'unité du Monte Pollino, elle repose à la fois sur les unités du Lagonegro II ou du flysch éocène-oligocène. Elle semble se diviser en deux sous-unités : une nappe inférieure formée de dolomie très blanche, complètement broyée et cataclasée, d'âge triasique

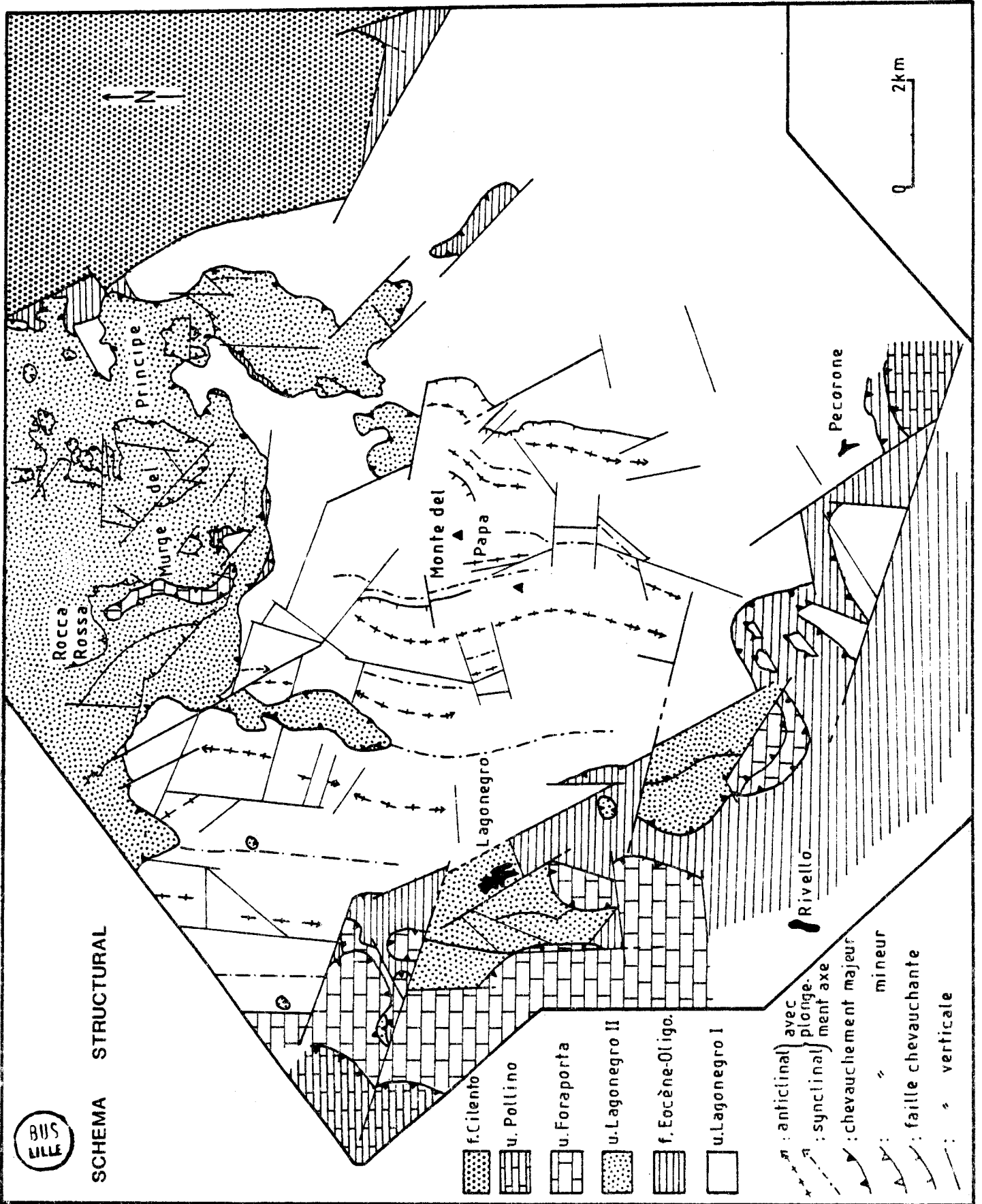


Fig. 80.- Schéma structural.

et d'une nappe supérieure de calcaire ou de dolomie Jurassique inférieur et moyen, bien lité, constituant les monts de Foraporta, Jadile et Rotondo. Des accidents subverticaux de direction N 120°, NS et N 80° affectent cette unité.

- L'unité du Lagonegro II, faciès Armizzone (Scandone, 1961). Elle est largement développée dans le massif des Murge del Principe au Nord et chevauche le flysch éocène-oligocène ainsi que le Lagonegro I. Dans le secteur Sud Ouest, elle apparaît aussi en demi fenêtre sous les unités de la plate-forme interne qui la surmontent au Sud Ouest mais est limitée au Nord Est par un ensemble de failles subverticales de direction N 150 ± 10° et N 115° ± 10°.

- L'unité du flysch éocène-oligocène. C'est une nouvelle unité que je n'ai rencontrée que dans la partie méridionale du sillon lucanien. Elle apparaît sur le terrain en lambeaux sous l'unité du Lagonegro II au Nord et plus largement dans la partie méridionale de la carte où elle se confond avec les autres unités de flysch. Il s'agit d'une série de type flyschofide, noire, extrêmement cataclasée, à tendance argilo-pélitique, où s'éparpillent des blocs de roches détritiques ou carbonatées d'âge éocène à oligocène terminal. Sa présence reste étroitement soumise au jeu des fractures N 150° ± 10° et N 120 ± 10°.

- L'unité du Lagonegro I (Scandone, 1961). Elle représente l'unité la plus basse connue à l'affleurement. Son rapport avec les unités de la plate-forme externe, non visible sur la figure 80, s'effectue par failles verticales ou demeure masqué par des unités de flysch tardif ou des dépôts post-tectoniques. Elle s'est, pour partie, plissée après l'arrivée de la nappe du Lagonegro II mais quelques indices incitent à penser qu'elle avait subi une tectonisation précoce.

2. Le système de fracturation générale (fig. 81)

Toutes les unités sont reprises, postérieurement à leur mise en place, par un système de fractures orientées N 155° ± 10° et N 120° ± 10°. Ces deux directions, qui prédominent dans ce secteur, ne sont pas spécifiques à celui-ci. Elles se rencontrent également dans tout l'Apennin centro-méridional. Les failles sont souvent subverticales mais des inclinaisons allant jusqu'à 60° ont aussi été mesurées sur des failles normales. La direction N 155° ± 10° (21 % des failles mesurées) est représentée par des failles de grande dimension, souvent supérieure au

kilomètre, et ayant un rejet calculé de plusieurs centaines de mètres en général . Cette première direction est associée à des failles N $120^\circ \pm 10^\circ$ (16 % des failles mesurées) de longueur plus modeste, qui décalent les précédentes. Bousquet (1972) signale qu'à la direction N $155^\circ \pm 10^\circ$ correspondent des failles dites "Apenniniques" ayant fonctionné, tout comme celles d'orientation N $120^\circ \pm 10^\circ$, durant le Plio-Quaternaire. Une autre direction N $10^\circ \pm 10^\circ$ apparaît sur la rosette ; elle représente 19 % des failles et correspond aux mêmes évènements tectoniques. Par contre, les failles N $45^\circ \pm 10^\circ$, dites "anti-Apenniniques", toujours à rattacher à la tectonique récente et pourtant bien connues dans l'Apennin calabro-lucanien, ne sont que faiblement représentées ici ($\approx 10\%$ des failles mesurées).

Toutes ces failles, ayant joué tardivement par rapport à la tectonique principale, sont responsables du relief actuel de l'Apennin centro-méridional.

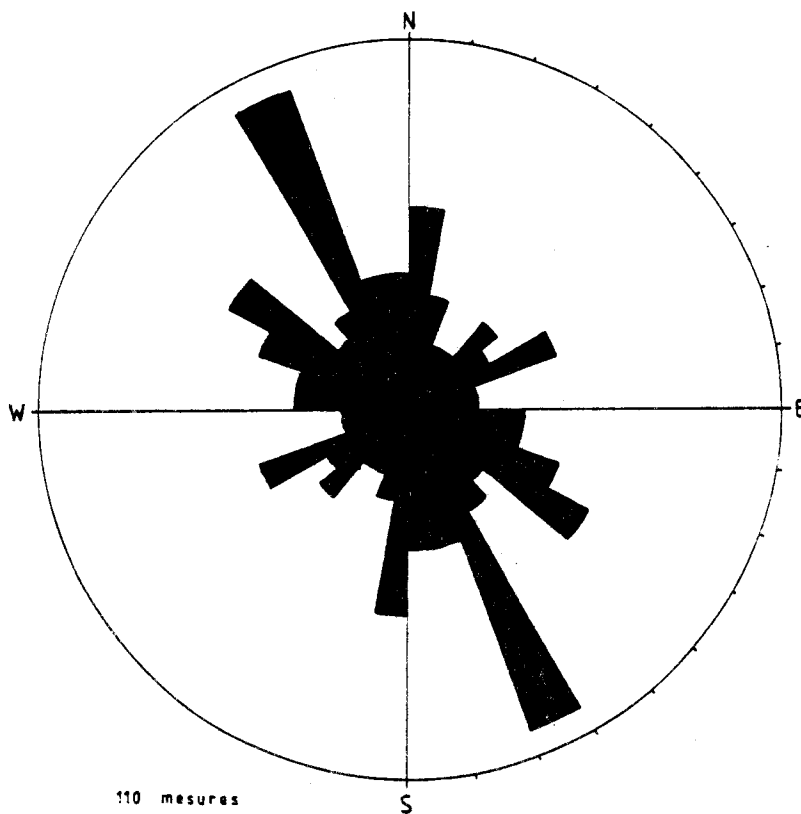


Fig. 81.- Fracturation d'ensemble du secteur couvert.

N'ont été reportées que les fréquences des failles sans tenir compte de leur longueur. Il convient de noter que la direction la plus représentée (N 155°) correspond aussi aux failles les plus longues (en général >1 km).

3. Coupe structurale (fig. 82)

La coupe structurale récapitule la disposition d'ensemble des unités sur le terrain. Elle met en évidence les deux évènements tectoniques ayant

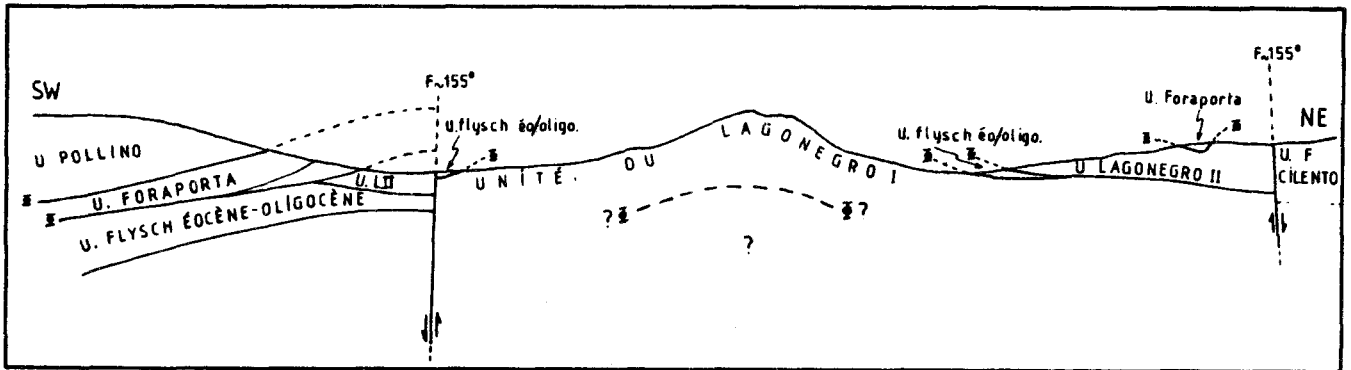


Fig. 82.- Coupe structurale du secteur étudié.

structuré le secteur étudié et la région : un premier ensemble de phases tectoniques tangentielles tertiaires responsables de la mise en place des unités suivi par une tectonique cassante plio-quaternaire qui a débité la région en horsts et en en grabens (voir synthèse chronologique à la fin de cette partie)



III. ANALYSE STRUCTURALE

La région étudiée peut être subdivisée en trois grands secteurs ayant un style tectonique particulier reconnaissable aux différentes échelles d'observation (fig. 83). Les résultats obtenus, d'ordre différent selon le secteur considéré, seront regroupés ensuite dans une synthèse chronologique.

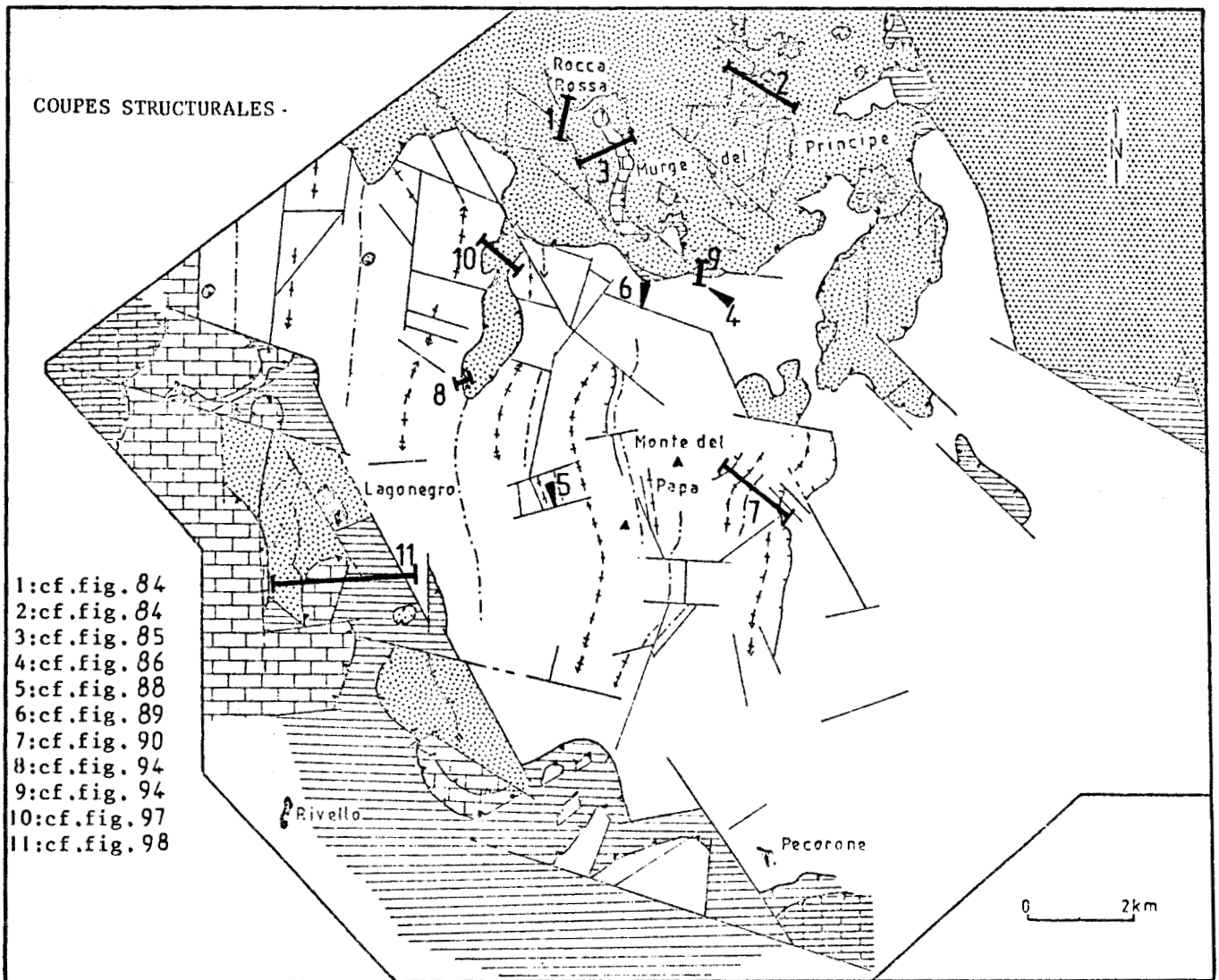


Fig. 83.- Localisation des coupes structurales effectuées dans la région de Lagonegro.

Pour la légende structurale, voir figure 80.



1. Le massif des Murge del Principe (secteur Nord)

a. L'écaillage de l'unité du Lagonegro II

Le style tectonique de l'unité du Lagonegro II ne paraît pas aussi simple que celui suggéré par Scandone (1972). Si l'unité n'est plissée qu'en style souple, elle présente aussi de nombreux décollements et redoublements de séries particulièrement bien visibles dans le massif des "Murge del Principe".

La coupe 1 de la figure 84 décrit une structure habituelle de ce massif. On y voit en position anormale, la formation du Monte Facito chevaucher celle des radiolarites par l'intermédiaire d'un contact plat.

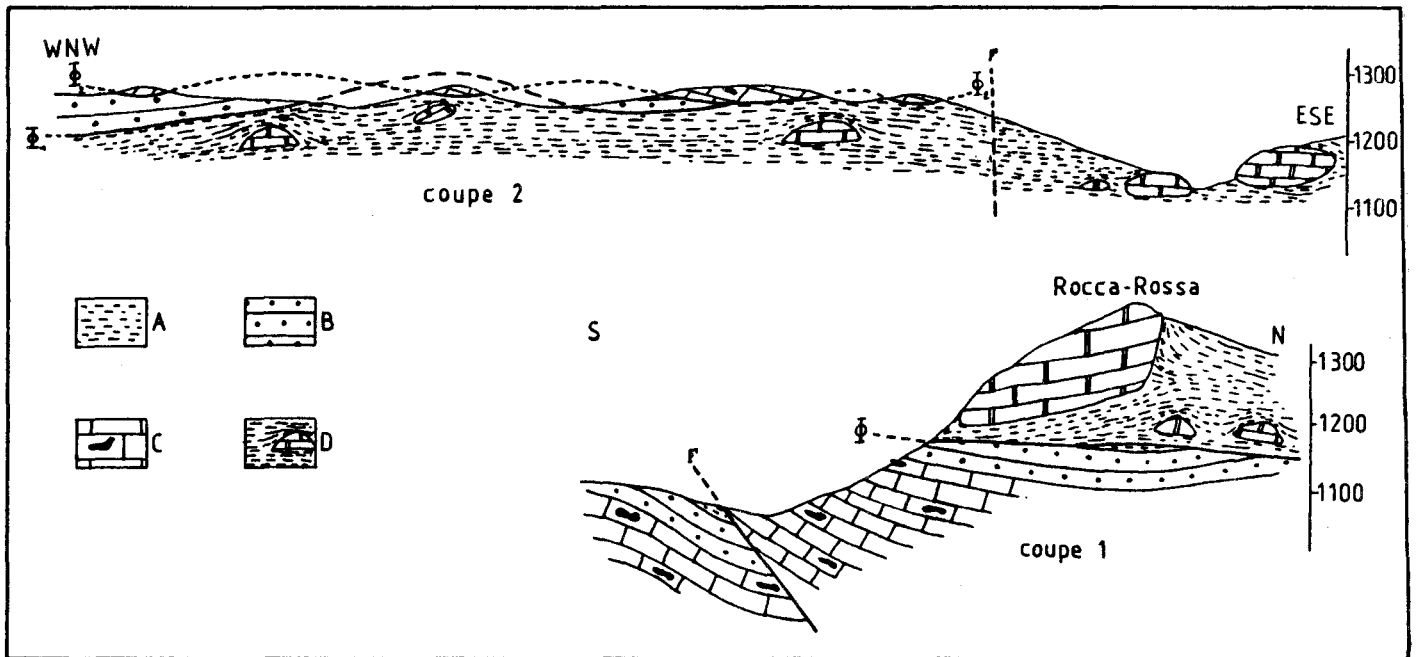


Fig. 84.- Ecaillage à l'intérieur de l'unité du Lagonegro II faciès Armizzone. Coupe des Murge del Principe.

A. Formation du flysch Galestri. - B. Formation des radiolarites. - C. Formation des calcaires à silex. - D. Formation du Monte Facito.

Ce phénomène, de faible importance, peut s'amplifier et l'on voit alors se multiplier et s'empiler les nappes de Lagonegro II les unes sur les autres. La structure de la région devient très complexe et difficile à déchiffrer. La coupe 2 de la figure 84 a été réalisée dans le même secteur. Sur un soubassement constitué de la formation du Monte Facito, vient se superposer un ensemble d'écailles tectoniques représenté par une nappe de radiolarites grossièrement tabulaire ou peu plissée, elle-même surmontée par une nappe de calcaire à silex monoclinal d'orientation

NS/E 25 à 45, et qui forme de petites buttes dans la topographie.

Si l'on tient compte des observations faites sur l'ensemble du secteur, on peut ainsi dénombrer à l'intérieur du massif au moins cinq nappes superposées à faciès Armizzone. L'ampleur du recouvrement étant restreint, l'écaillage de la nappe demeure très localisé. Le mont Giumenta, au Nord du mont Papa, pourrait résulter d'un tel phénomène.

b. L'unité de Foraporta

Au-dessus de l'édifice précédemment décrit, viennent se mettre en place, suivant un chevauchement cette fois de grande ampleur, les unités de la plate-forme interne. Seule la base de l'unité de Foraporta est représentée ici (fig. 85).

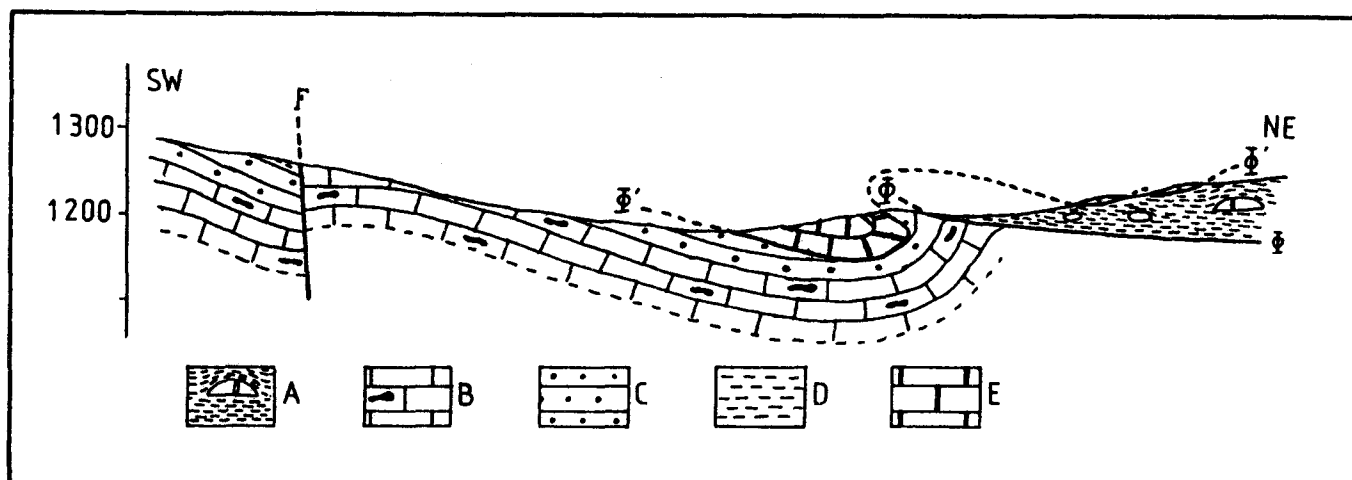


Fig. 85.- Coupe de la klippe tectonique au Sud de Rocca Rossa.

- Unité du Lagonegro II faciès Armizzone : A. Formation du Monte Facito. - B. Formation des calcaires à silex. - C. Formation des radiolarites. - D. Formation du flysch Galestri.
- Unité de Foraporta : E. Trias dolomitique cataclaté.

Elle apparaît dans le massif sous forme d'un long ruban (environ 3 km de long pour 250 m de large) serpentant depuis le mont "Rocca Rossa" jusqu'au lieu-dit "Mass. Cavaliere" (fig. 86), en contact anormal au coeur d'un synclinal de radiolarites ou de flysch Galestri.

Dans la partie Nord de l'affleurement, le recouvrement de l'unité de Foraporta par les radiolarites du Lagonegro II accompagné d'un important dispositif de brèches tectoniques, laissent deviner la présence d'un synclinal couché, peut-être bordé sur son flanc septentrional d'une

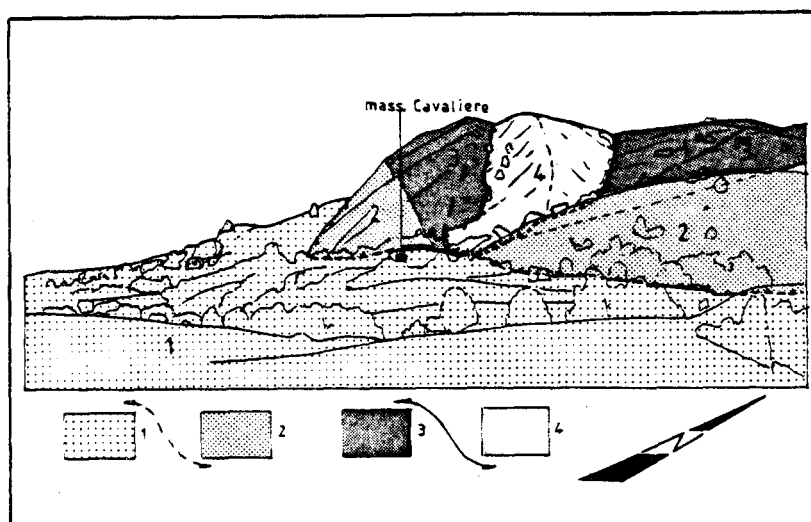


Fig. 86.- Panorama des "Mass. Cavaliere". Chevauchement de l'unité de Foraporta (4) sur le Lagonegro.

3. Radiolarites. -
2. Calcaires à silex. -
1. Formation du Monte Facito.

--- : Décollement

faille inverse. Ce synclinal, formé après la mise en place des unités, donc tardivement par rapport à la tectonique majeure, s'oriente suivant un axe NW-SE (fig. 87).

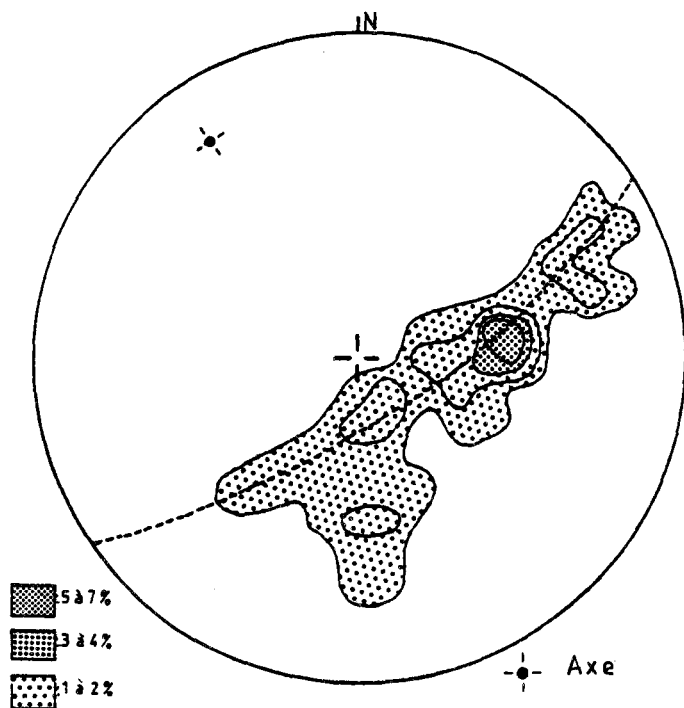


Fig. 87.- Répartition des pôles de stratification sur 1/2 sphère inférieure du canevas de Schmidt.

30 mesures ont été effectuées dans le synclinal de radiolarites supportant la klippe de l'unité de Foraporta.

2. Le massif du Monte del Papa

Dans ce secteur, se superposent deux ou trois unités différentes : l'unité du Lagonegro I, la plus basse, intensément plissée et faillée, et l'unité du Lagonegro II qui la chevauche par l'intermédiaire d'une série flyscholide d'affinité difficile à définir, qui correspond soit à une unité individuelle, soit à une série continuant la sédimentation du Lagonegro I, ce qui paraît moins probable.

a. Le style tectonique du Lagonegro I

a1. Les différents types de plis

★-L'anticlinorium du Monte Sirino - Monte del Papa est formé de différents types de plis. Ainsi, existe-t-il une nette opposition, à la fois dans la topographie et dans le style tectonique, entre le flanc occidental de l'anticlinorium et le flanc oriental, moins abrupt et à style plus souple.

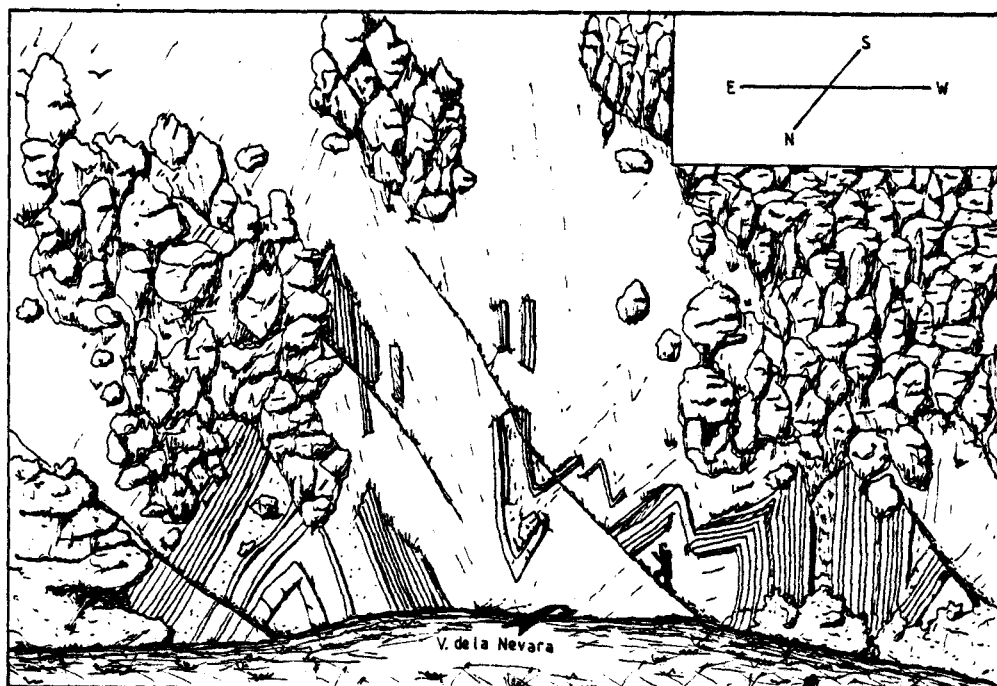


Fig. 88.- Style tectonique du flanc occidental du Monte Sirino.

(D'après photographie).

La figure 88 représente l'allure du plissement au coeur de l'anticlinorium, le long de la vallée de la "Nevara". L'abrupt du canyon permet d'apprécier une coupe des calcaires à silex où l'on distingue très nettement le style en chevron des plis que ne laissait pas supposer l'étude en surface. Les axes mesurés et ceux calculés sur stéréogramme s'orientent tous suivant la direction N-S et apparaissent subhorizontaux (Miconnet, 1982).

Le système de contrainte responsable du plissement devient plus net sur le flanc oriental de l'anticlinorium. Les plis ont alors tendance à se déverser vers l'Est et à s'associer avec des failles chevauchantes. La figure 89 est un panorama "écorché" de la partie septentrionale du massif. On y distingue en arrière plan, le Monte del Papa. Sur le versant occidental de la vallée dei Porcili, la présence d'un vaste synclinal

couché à coeur de flysch indique une vergence orientale qui s'estompe vers le Sud à cause du redressement progressif du flanc inverse.

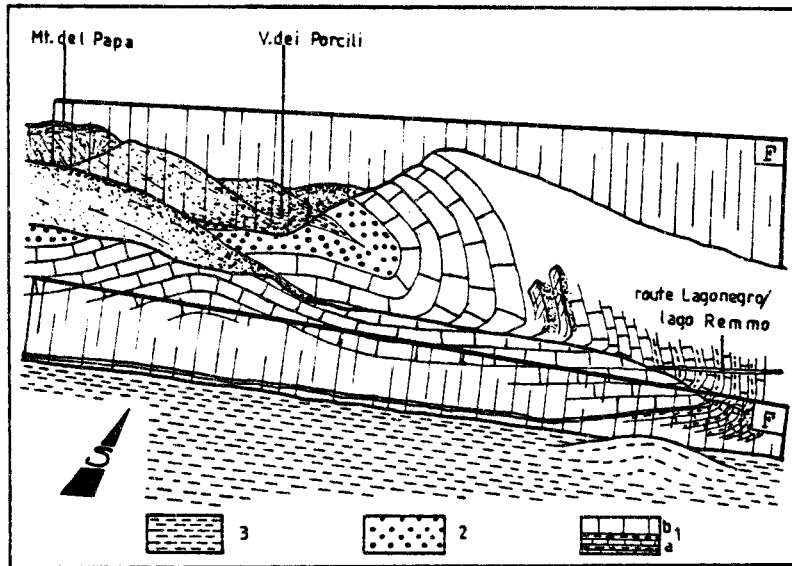


Fig. 89.- Panorama de la vallée dei Porcili vu de la Tempa de Rocca Rossa (d'après photographie).

1. Calcaires à silex :
a. Membre basal ; b. Membre sommital. - 2. Radiolarites. - 3. Flysch Galestri.

Cette tendance au déversement vers l'Est s'amplifie pour atteindre son paroxysme sur le flanc oriental du Monte del Papa. La figure 90 illustre une coupe levée à cet endroit, dans la rivière "il Gravitone". On peut y déceler trois anticlinaux couchés à coeur de calcaires à silex. Le flanc occidental de ces anticlinaux est subtabulaire ou à faible pendage, tandis que le flanc oriental est fortement redressé voire inverse.

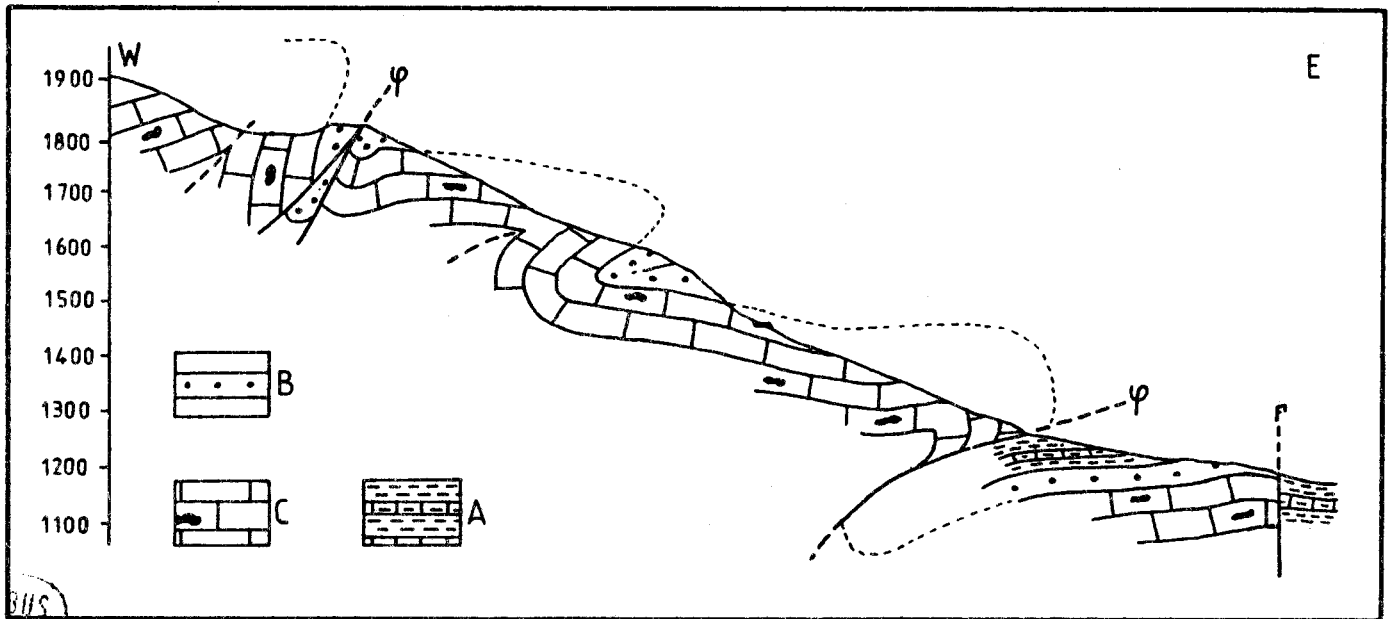


Fig. 90.- Style tectonique du versant oriental du Monte del Papa.
A. Flysch Galestri. - B. Radiolarites. - C. Calcaires à silex.

Ce style particulier est classique dans l'unité du Lagonegro I, et les monts Milego, Nicola ou Bramafarina ont cette architecture qui traduit des contraintes orientées d'Ouest en Est. La tendance au déversement peut même aller jusqu'à la formation d'un pli-faille chevauchant, comme l'accident bordant à l'Est le Monte del Papa (fig. 90). Celui-ci, nettement chevauchant dans sa partie septentrionale, se redresse et s'enracine vers le Sud.

La mesure des axes de plis ainsi que l'analyse microstructurale de la répartition des pôles de stratification sur stéréogramme caractérisent un plissement fondamental à axes N-S (fig. 91).

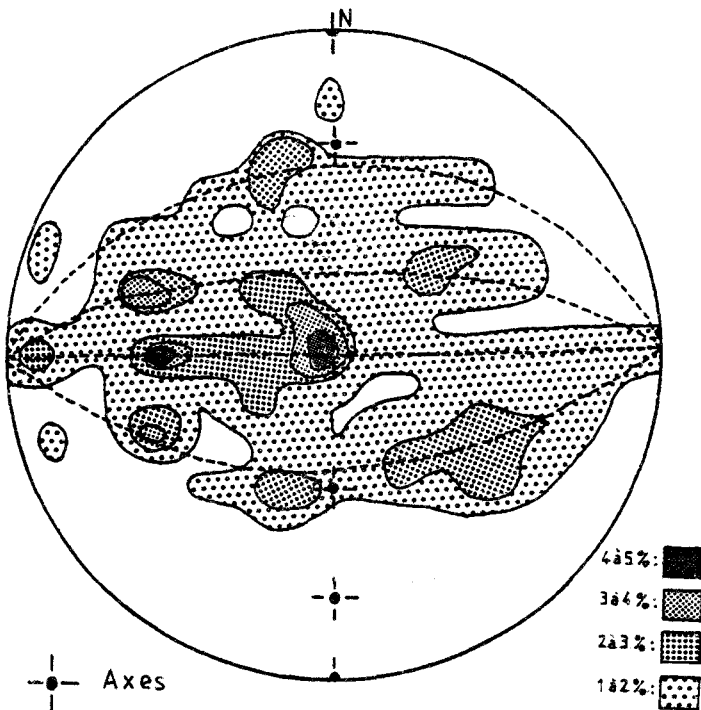


Fig. 91.- Répartition des pôles de stratification sur 1/2 sphère inférieure du canevas de Schmidt.

75 mesures sur le Lagonegro I.

Remarque : on a particulièrement tenu compte des terminaisons périclinales.

Localement, des axes N 20° et N 160° ont été mesurés (Miconnet, 1982) et semblent dessiner un arc à convexité occidentale autour du Monte Sirino.

★-Ce premier plissement n'explique pas le plongement des axes au Nord et au Sud qui est responsable de la forme en dôme des massifs. La figure 92 montre que la zone d'envoyage des structures s'aligne suivant une direction N 90° à N 100°, véritable axe de plissement secondaire qui s'étend depuis le Monte Milego jusqu'à la Bramafarina.

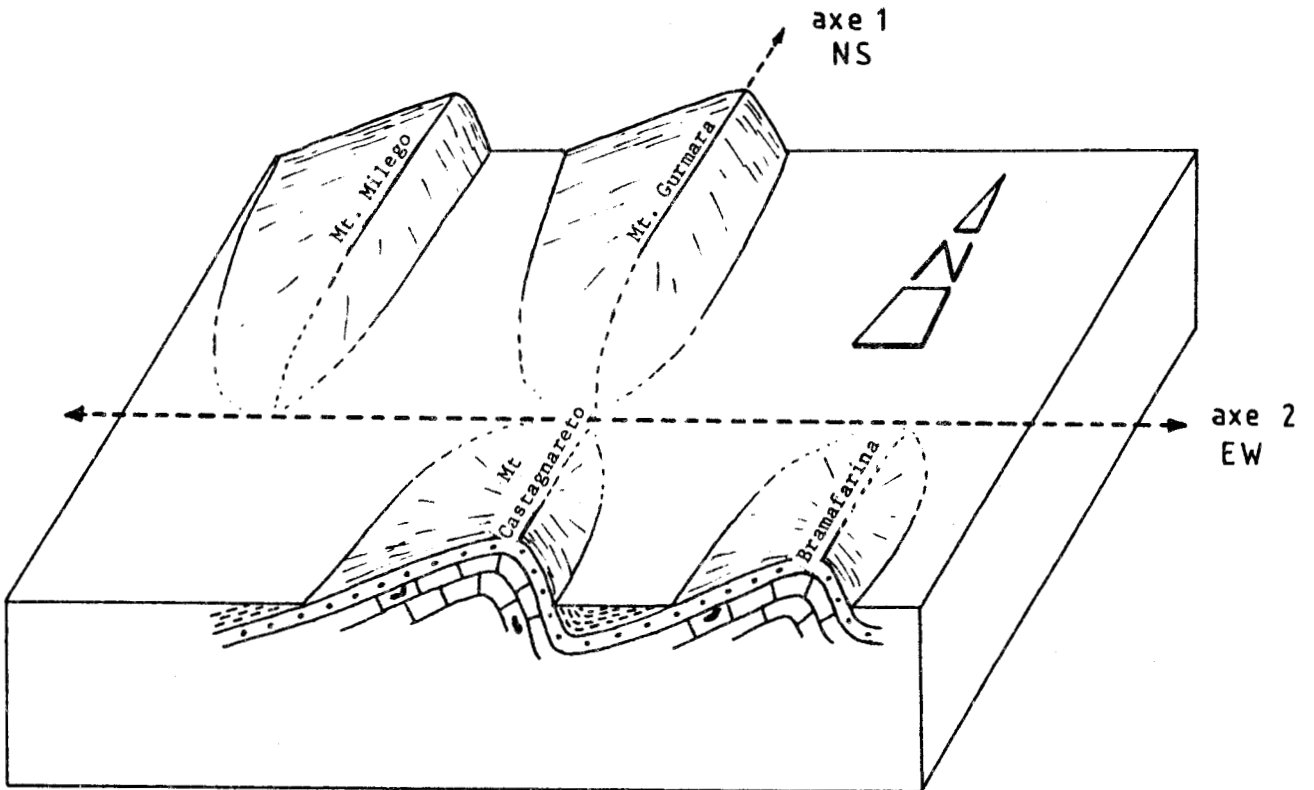


Fig. 92.- Bloc diagramme montrant les deux axes principaux de plissement visibles dans le Lagonegro I.

Cet axe serait la conséquence d'une seconde phase de plissement perpendiculaire à la première et nettement moins violente. Celle-ci apparaît aussi sur le stéréogramme (fig. 91) où l'on voit les axes initialement horizontaux de la première phase repris par la seconde phase à axe E-W (moins visible ici) et s'aligner suivant la direction N-S.

a2. La fracturation

La rosace de fracturation (fig. 93) permet de visualiser quatre directions principales. Trois d'entre elles ont déjà été observées et résultent de phases tectoniques récentes. Ce sont :

- les directions $N 155^{\circ} \pm 10^{\circ}$ qui correspondent à des failles apenniniques ;
- les directions $N 10^{\circ} \pm 10^{\circ}$;
- et les directions $N 120^{\circ} \pm 10^{\circ}$.

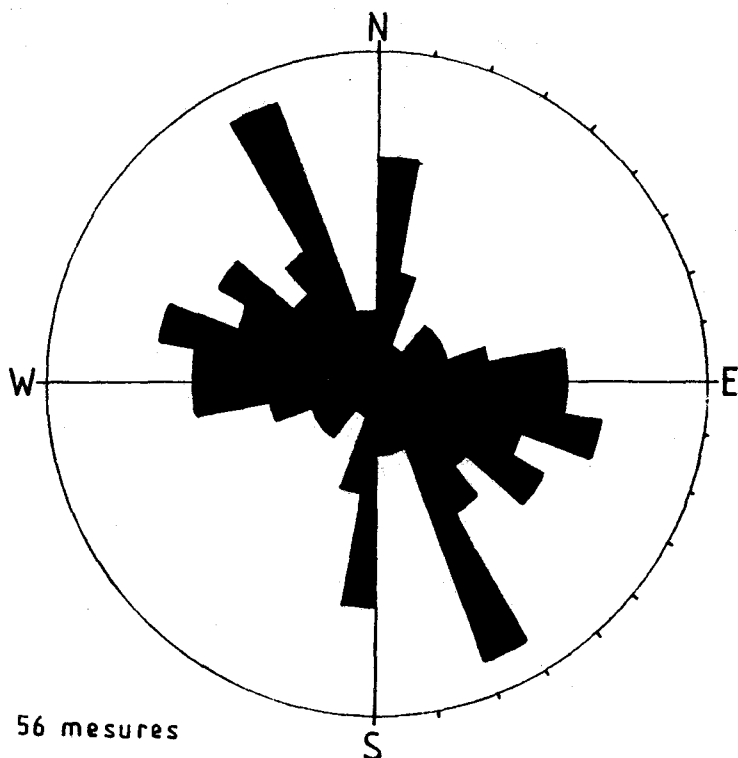


Fig. 93.- Rosace de fracturation du secteur du Monte del Papa.

Légende : voir figure 81.

Les failles $N 100^{\circ} \pm 10^{\circ}$ à rejet vertical n'appartiennent pas à cet ensemble de failles récentes mais sont reprises par la fracturation plio-quadernaire. Elles semblent par ailleurs spécifiques au Lagonegro I.

b. Le recouvrement tectonique du Lagonegro I

La superposition d'unités sur le Lagonegro I est notamment visible entre les anticlinaux de la Bramafarina et du Monte Niella d'une part, et ceux des monts Gurmara et Castagnareto d'autre part (cf. carte). Dans ce synclinal ainsi délimité une "excroissance" de Lagonegro II est restée à l'abri de l'érosion. Cette demi-klippe est composée de la formation aniso-ladinienne du Monte Facito qui repose anormalement sur le flysch Galestri créacé de l'unité du Lagonegro I. Une coupe levée à cet endroit (fig. 94, coupe 1) permet de mettre en évidence un lambeau de flysch intercalé entre ces deux unités.

★-Ce flysch, qui se confond avec le flysch Galestri, peut rester inaperçu à première vue. Il apparaît encore dans le Nord du secteur, au pied de la "Tempa di Roccarossa" (fig. 94, coupe 2) et affleure, de façon générale sous forme de petits lambeaux intercalés entre l'unité du Lagonegro II et celle du Lagonegro I. On le rencontre aussi à

l'affleurement sous forme d'une vaste "nappe" dans la partie méridionale de la carte.

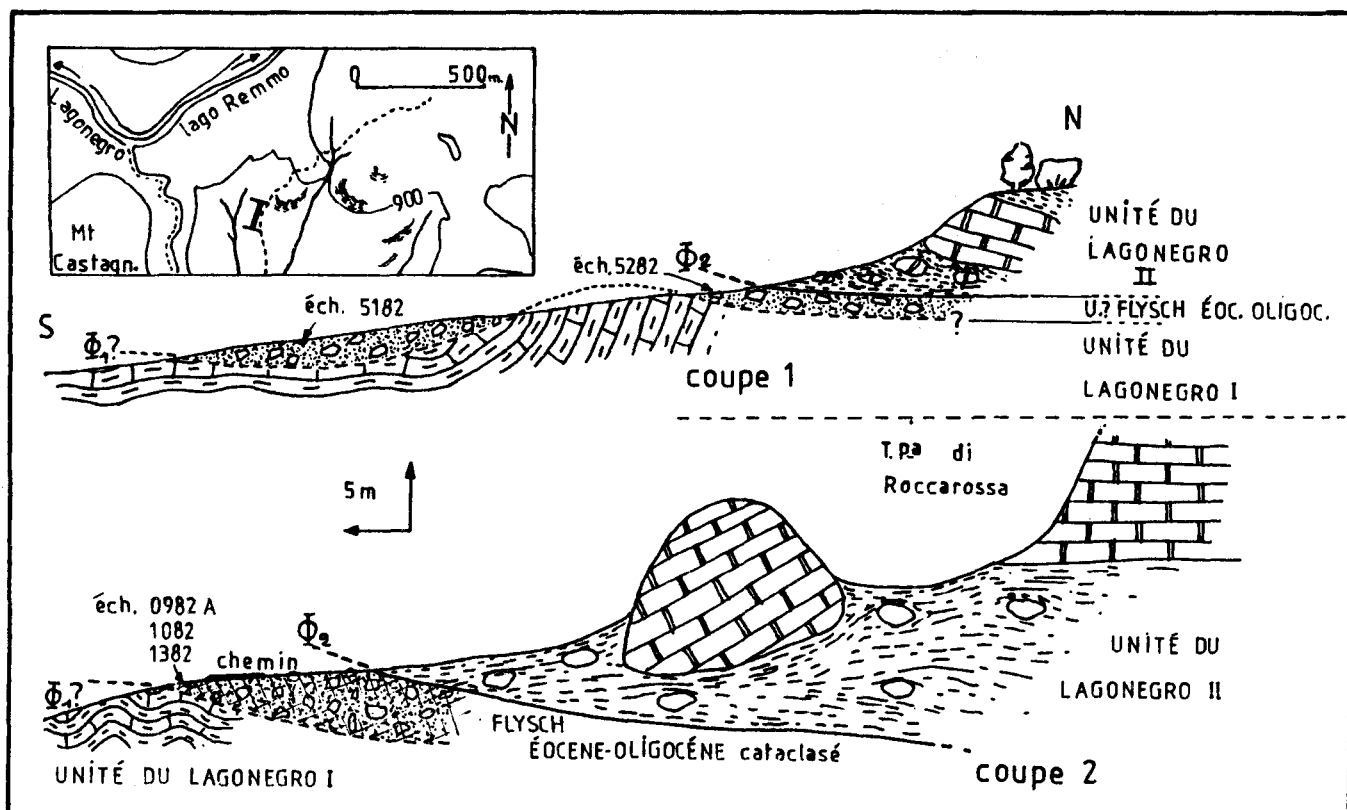


Fig. 94.- Chevauchement du Lagonegro II (formation du Monte Facito) sur le Lagonegro I (flysch Galestri) et intercalation d'un flysch éocène-oligocène à valeur d'unité indépendante ?

D'après croquis sur le terrain.

Un échantillonnage complet de ce flysch (fig. 95) a permis de mettre en évidence son âge (fig. 96).

Son extension se situe entre l'Eocène inférieur et l'Oligocène terminal, voire l'extrême base du Miocène. Je n'ai distingué ce flysch que récemment, au sein d'autres terrains flyschoïdes ; aussi son extension, sa stratigraphie ainsi que son attribution ou son origine n'ont pu être parfaitement définies. La série apparaît sur le terrain de façon chaotique, formée d'une matrice argileuse noire dans laquelle on rencontre des blocs de roches, en général carbonatées. L'ensemble est fortement broyé, cataclásé et souvent recristallisé.

Deux hypothèses sont envisageables quant à son origine :

- la première hypothèse, la plus simple, est que cette série flyschoïde représente la continuation et la fin de la sédimentation du Lagonegro I. On se souvient que celle-ci n'avait été observée

que jusqu'à l'Eocène inférieur et moyen. A cette époque, se serait déposé en discordance un flysch, premier véritable écho de la tectonique qui n'affectera la région qu'au cours du Miocène, mais qui est déjà en train de structurer les zones internes (Dubois, 1976). Juste après ce dépôt, c'est-à-dire au Miocène inférieur, la mise en place du Lagonegro II "fossilisera" ce flysch ;

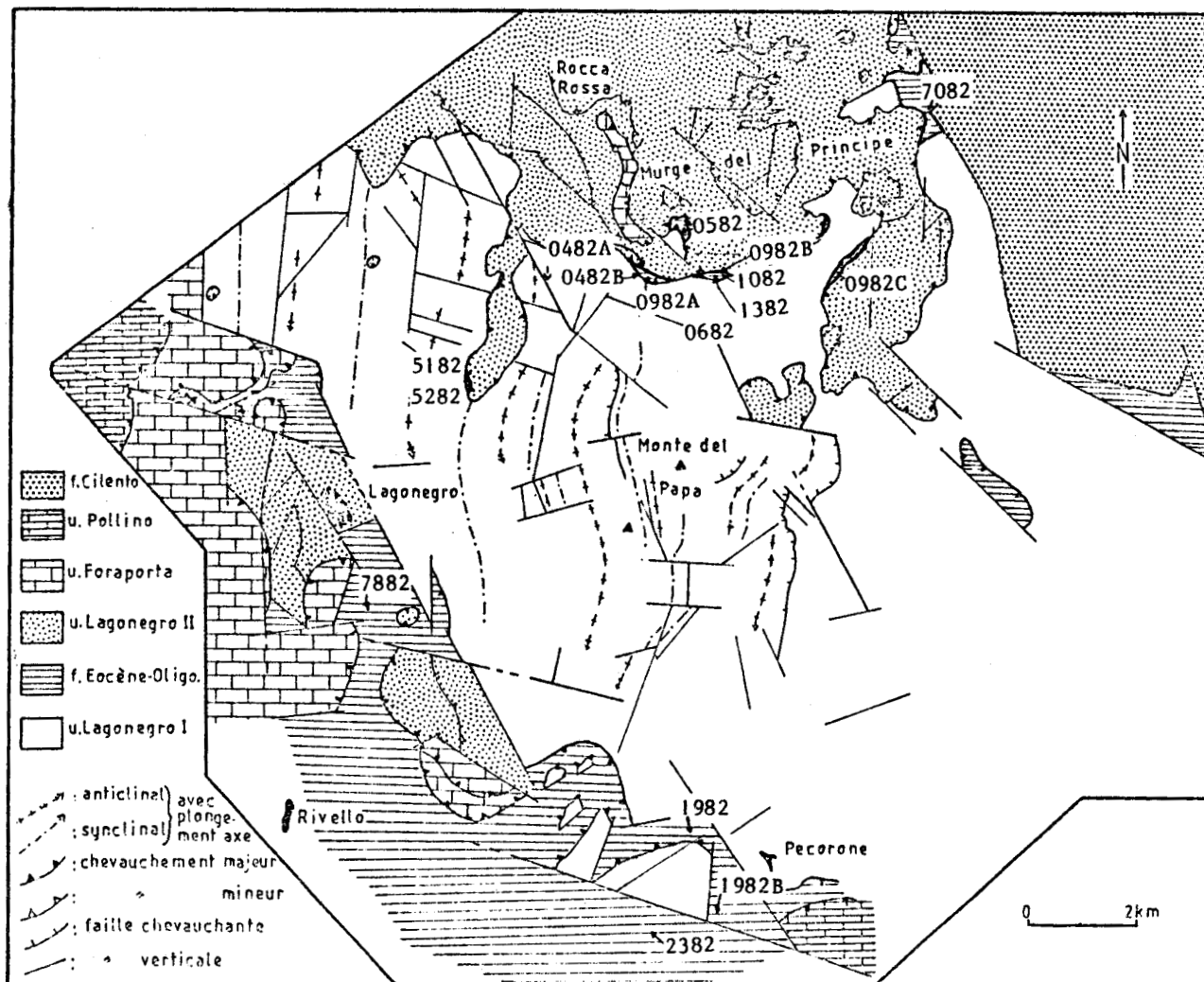


Fig. 95.- Echantillonnage du flysch éocène-oligocène.

- une autre hypothèse consiste à interpréter cette série comme une unité tectonique propre, mise en place dans le bassin dès les prémices de la tectonique. Cette hypothèse semble être confirmée par la présence, au SW du secteur étudié, d'une unité de flysch éocène, vraisemblablement identique à la notre, et qui reposerait anormalement sur les calcaires crétacés et tertiaires de l'unité de Pollino (Cotecchia, 1956 *in* Bousquet, 1973). D'autre part, Grandjacquet (1963) décrit dans

la région de Padula puis de Balvano, au Nord de la zone lucanienne, des lambeaux de calcaire à Lépidocyclines, d'âge oligocène, intercalés tectoniquement entre des radiolarites. Ces lambeaux pourraient représenter une partie du flysch éocène-oligocène. Il faudrait alors rechercher l'origine de ce flysch dans un bassin interne.

Foraminifères	Age	PALEOCENE			EOCENE			OLIGOCENE		MIOCENE
		sup. (1)	inf.	moy.	sup.	Stampien	Transition (2)	inf.		
A - <i>Cuvillierina</i> sp. (*)			---							
B - <i>Alveolina</i> sp. (*)		---	---	---						
C - <i>Orbitolites</i> sp. (*)		---	---	---						
D - <i>Discocyclina</i> sp. (*)		---	---	---						
E - <i>Halkyardia minima</i> (?) (Liebus) (*)				---						
F - <i>Fabiana cassis</i> Oppenheim (*)				---						
G - <i>Chapmania gassinensis</i> Silvestri (*)				---						
H - <i>Nummulites</i> (**)										
I - <i>Globorotalia cerroazulensis</i> s.l. (*)										
J - <i>Lepidocyclina</i> sp. (**)										
K - <i>Nephrolepidina</i> sp. (**)										
L - <i>Miogypsinoides</i> (**)										
N° Echantillon	Foraminifères rencontrés									
7082	(A + B + D)		---							
5282	(B + D + H)		---	---						
0482 A	(C + D + E + F)		---	---						
0582	(D + G)			---						
0482 B	(D + G + I)									
2382	(B (remanié) + J)									
1082	(H + J)									
1382	(B (remanié) + H + J)									
1982	(H + J)									
0682	(K + L)									
0982 A, B et C	(J + L)									
1982 B	(J + L)									
5182	(J + L)									
7882	(J + L)									

(1) Selon la nomenclature de Fleury (1980), le Paléocène supérieur correspond à la zone *Globorotalia pseudomenardii*, l'Eocène inférieur débutant avec celle à *Globorotalia velascoensis*.

(2) La période de transition Stampien/Aquitainien correspond aux zones P 20 (pour partie) à P 22 inclus de Blow (Lorenz et Magné, 1974).

Fig. 96.- Répartition des Foraminifères rencontrés d'intérêt stratigraphique. D'après Fleury (1980) (*) ; d'après Lorenz et Magné (1974) (**).
(Planche 2, photos 10 à 12).

La solution de ce problème concernant l'origine de l'attribution de ce flysch est capitale. En effet, si la première hypothèse était vérifiée, le chevauchement du flysch éocène-oligocène sur la plate-forme

interne (unité de Pollino) serait un argument fondamental pour une origine tyrrhénienne du bassin du Lagonegro. Toujours est-il que sa présence est à rattacher, à l'aurore du Miocène, au commencement de la tectonisation du bassin.

★-Le flysch éocène-oligocène est surmonté tectoniquement par l'unité du Lagonegro II qui peut aussi reposer directement sur le Lagonegro I. La structure de la nappe de Lagonegro II paraît, à grande échelle, conforme à celle du Lagonegro I. Localement, certains indices incitent à penser que le bassin du Lagonegro a subi une légère tectonisation avant sa structuration réelle. Les faits sont les suivants :

- la superposition du Lagonegro II sur différentes formations du Lagonegro I. Dans le synclinal adjacent aux Mt Niella et Gurmara, la formation du Monte Facito (Lagonegro II) repose tectoniquement à la fois sur le flysch Galestri, sur les radiolarites et même sur les calcaires à silex du Lagonegro I (cf. carte). Pour interpréter ceci, on est contraint d'admettre soit un rabotage sommital d'une structure déjà plissée ou fracturée, soit une érosion suffisamment intense pour ôter plus de 100 m de terrain. Pour cette seconde hypothèse, les éléments détritiques obtenus ont pu alimenter l'énorme quantité de flysch crétacé remanié dans les assises miocènes de la fosse bradanique. Le chevauchement de l'unité du Lagonegro II peut également se faire sur des séries fortement redressées. La figure 97 interprète une telle observation. On peut y constater que la nappe du Monte Facito (Lagonegro II) a été plissée en même temps que son substratum tectonique (après sa mise en place), mais la formation du Monte Facito devait initialement reposer sur des séries déjà redressées. Là encore, se pose le problème de savoir si cette phase de plissement a été précoce ou si elle résulte simplement de la mise en place des unités chevauchantes qui auraient plissé et raboté le substratum ;

- la "fossilisation" de failles préexistantes. Il semble que, toujours dans ce synclinal, l'unité du Lagonegro II soit venue couvrir et cacheter une faille n'ayant affecté que le Lagonegro I. La direction N 100° de cette faille a déjà été détectée dans ce secteur et est apparue comme spécifique à l'unité du Lagonegro I. Elle résulterait de phases tectoniques cassantes, à associer avec les événements cités ci-dessus et ayant affecté le bassin avant sa structuration. Dans la région calabro-lucanienne, Bousquet (1971) arrive à des conclusions similaires et admet l'existence d'une tectonique cassante antérieure à la tectonique tangentielle miocène.

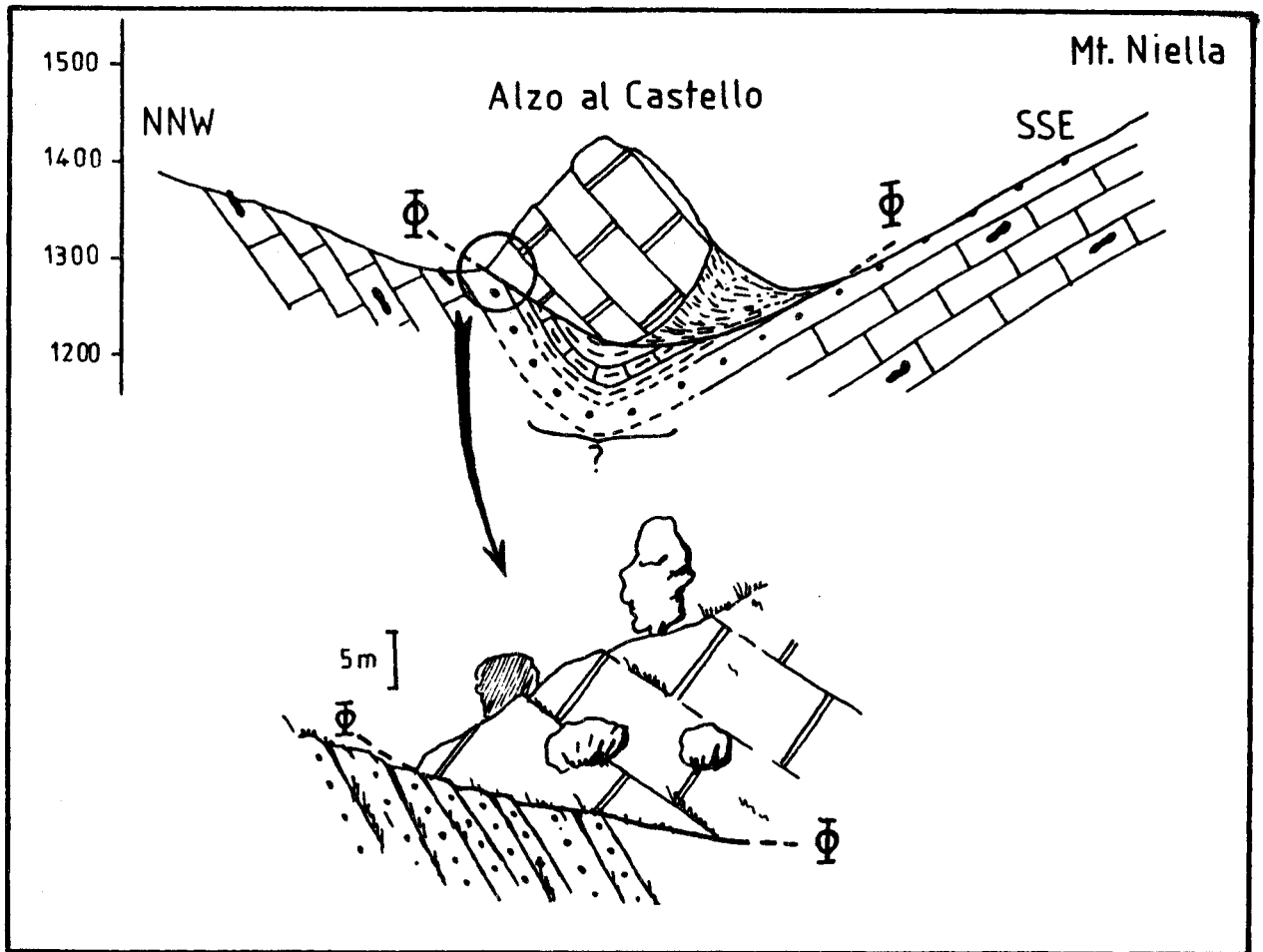


Fig. 97.- Coupe du chevauchement d'Alzo al Castello.

En bas : observation de terrain.

En haut : interprétation.

Remarque : les effets de la tectonique cassante primitive n'ont pu être mis en évidence dans le flysch éocène-oligocène. On ne peut donc pas la replacer chronologiquement par rapport à celui-ci. Mais il semble logique d'admettre leur contemporanéité ; ils annonceraient tous deux le début de la tectonisation majeure.

3. Le secteur Sud Ouest

Le fait le plus remarquable ici reste le chevauchement de la plateforme campano-lucanienne sur les unités du Lagonegro. Ce contact tangentiel fut longuement décrit et interprété (Caire *et al.*, 1960 ; Scandone, 1961 ; Grandjacquet, 1963). Il est visible sur toute la bordure occidentale du sillon.

Dans le secteur étudié, je n'ai jamais rencontré de contact tangentiel direct entre les unités de la plate-forme interne et celle du Lagonegro I. Par contre, un tel contact existe avec le flysch éocène-oligocène et avec l'unité du Lagonegro II. La coupe du Monte Jadile (fig. 98) décrit ce type de chevauchement entre l'unité de Foraporta et celle du Lagonegro II. On peut y voir au Nord du trait de coupe, un copeau tectonique de Trias supérieur (Ts, fig. 98) entièrement broyé, intercalé entre le calcaire jurassique inférieur et moyen de Foraporta et les radiolarites jurassiques du Lagonegro II sous-jacentes.

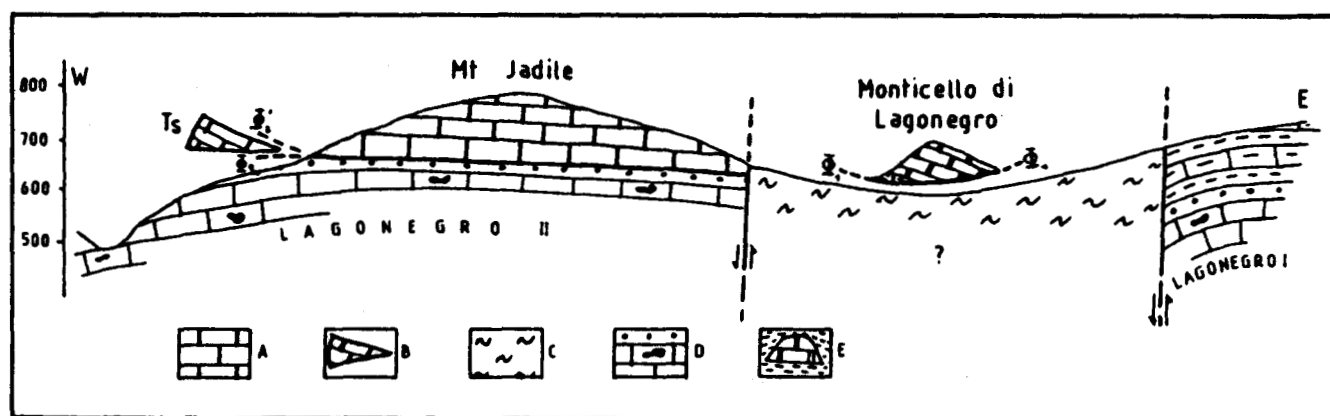


Fig. 98.- Chevauchement des unités du Lagonegro par la plate-forme campano-lucanienne.

A. Unité de Foraporta Lias-Dogger. - B. Copeau tectonique Trias supérieur. - C. Flysch éocène-oligocène. - D. Unités de Lagonegro I et II. - E. Formation du Monte Facito de l'unité du Lagonegro II.

A l'Est d'une faille récente, apparaît le flysch éocène-oligocène surmonté par une nappe de Lagonegro II (formation du Monte Facito), puis un nouvel accident vertical N 155° permet l'affleurement du Lagonegro I.

On constate une nouvelle fois l'importance de la tectonique récente ayant surélevé la partie orientale du secteur étudié et le lieu d'affleurement de l'unité la plus basse connue, ce qui représente un rejet quaternaire de plus de 500 m !

L'unité du Lagonegro II, tout comme celles de la plate-forme interne, sont peu plissées en comparaison des séries du Lagonegro I. Elles se présentent habituellement comme des séries monoclinales débitées par un jeu de failles. Ce fait avait été remarqué depuis longtemps (Grandjacquet, 1963, 1964) et notamment pour certaines unités

de la plate-forme campano-lucanienne qui avaient été décrites comme des "dalles flottantes" sur du flysch. L'unité du Lagonegro II présente quelquefois des plis de style souple, d'axes NW-SE subhorizontaux, en rien comparables avec ceux du Lagonegro I.

Directement au-dessus de l'unité de Foraporta, vient reposer l'unité d'Alburno-Cervati encore appelée Silentino-lucanienne. Le contact tangentiel entre ces deux unités n'est guère visible sur le secteur étudié et se cache sous l'abondante végétation. On peut quand même en deviner le profil longitudinal au pied du mont Cervaro où le chevauchement s'oriente suivant un plan calculé N 20/W 25°. Le mont Rotonda, formé des mêmes séries carbonatées de plate-forme, chevauche le flysch éocène-oligocène reposant sur le Lagonegro I. Là encore, l'unité ne présente pratiquement pas de plis et la série reste monoclinale à faible pendage.

Les modalités de la tectonique, capable de déplacer de vastes panneaux de calcaire sans les plisser, sur au moins une quinzaine de kilomètres (Bousquet, 1971), demeurent inconnues. Ils peuvent correspondre à des phénomènes de compression accompagnés de phénomènes gravitaires, sans que pour autant, on puisse quantifier l'un ou l'autre de ces phénomènes.

4. Autres secteurs

a. Le secteur du Monte Armizzone, Castelsaraceno (fig. 99)

L'unité du Lagonegro II, à faciès Armizzone, affleure en deux endroits :

- au Monte Armizzone, où elle est cernée et débitée par un important dispositif de failles ;

- sous le Monte Raparo, où elle apparaît en demi-fenêtre, bordée au SE par une faille de type anti-apenninique (N 40°).

Il n'est pas possible de préciser si le mont Armizzone représente une fenêtre ou une klippe, tant l'unité du Lagonegro II est fracturée. Le contact avec le flysch s'effectue toujours par failles verticales. Par contre, au NNE de Castelsaraceno, l'unité d'Alburno-Cervati (= Silentino-lucanienne) repose par l'intermédiaire d'un contact plat sur les séries de faciès Armizzone du Lagonegro II. La coupe de ce contact est classique (Grandjacquet, 1963) et son interprétation est indiscutable.

Le Monte Raparo représente le point extrême du chevauchement vers l'Est de l'unité d'Alburno-Cervati. De même, le faciès Armizzone et toutes les autres séries et unités "lagonegresiennes" disparaissent après cet affleurement oriental.

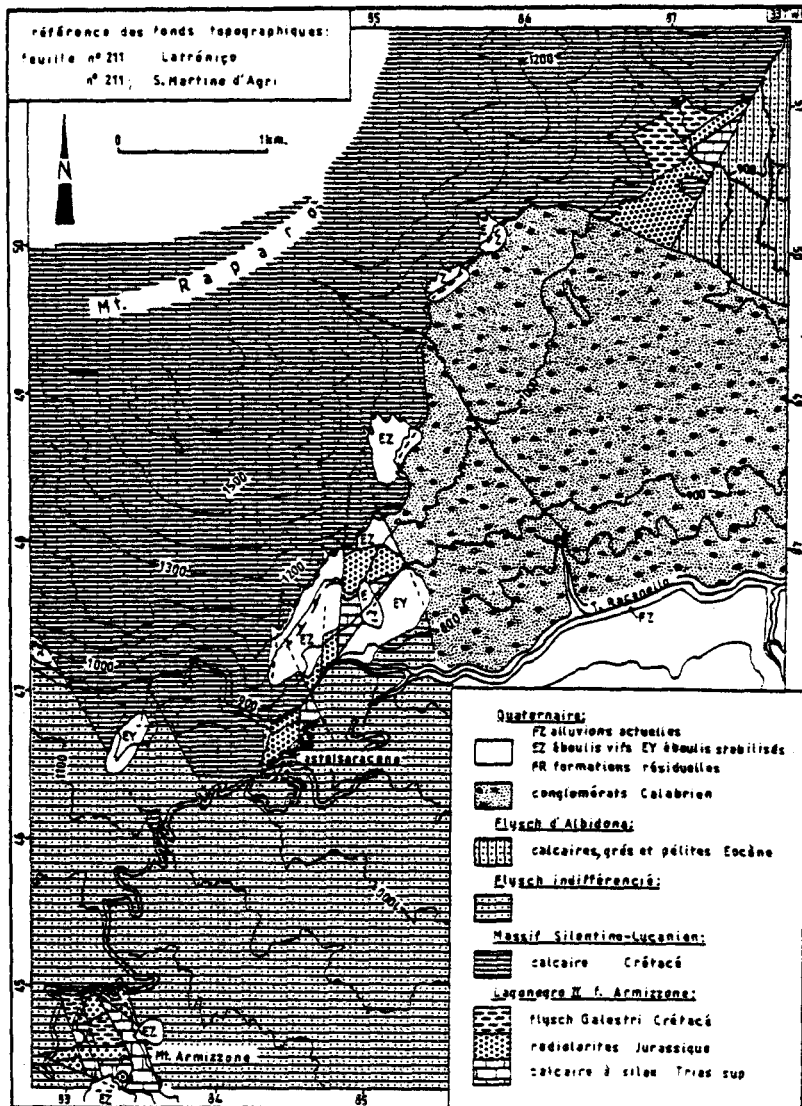


Fig. 99.- Carte de la région Castelsaraceno-Monte Armizzone 1/50 000.

Un conglomérat calabrien vient cacheter le contact anormal des nappes et fossiliser une grande fracture N 35° à N 40°. Celle-ci appartient à la famille des failles anti-apenniniques qui a ici fonctionné au Pliocène. Une autre faille juxtapose au Sud le conglomérat avec les séries du Lagonegro II. Cette faille N 160°/E 50, de type apenninique a donc joué après le Calabrien, ce qui étend et confirme les études menées par Bousquet (1973) dans l'Apennin calabro-lucanien.

L'analyse microstructurale des séries du Lagonegro II n'a pas donné de résultats très nets. Il semble que les séries aient subi un plissement très souple d'axes horizontaux N-S à N 20°.

Remarque : au sein du "flysch indifférencié" (fig. 99), ont été reconnus :

- du flysch calabro-lucanien (formation d'Albidona, formation des Crete Nere) qui chevaucherait directement les massifs calcaro-dolomitiques (*in* Bousquet, 1973) ;
- du flysch éocène-oligocène ;
- du flysch Galestri (?).

Tous ces flyschs apparaissent sur le terrain de façon désordonnée, plus ou moins mélangés. Leur structure d'ensemble est difficile à déchiffrer ainsi que leurs relations.

b. Le secteur de Sasso di Castalda (fig. 100)

Le style tectonique reste encore une fois très souple. On observe de vastes plis à axes difficiles à mettre en évidence, en général horizontaux à orientation NW-SE.

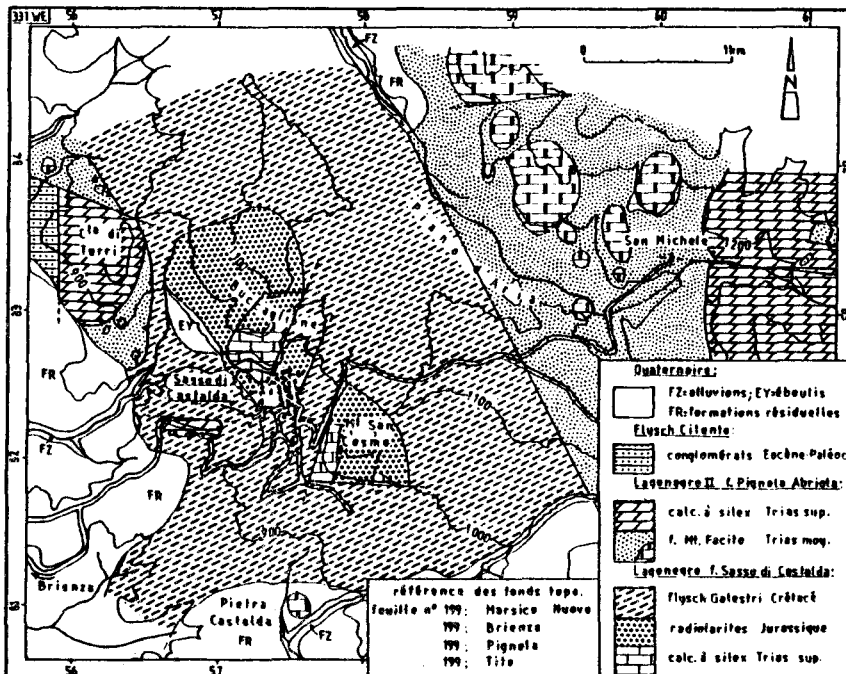
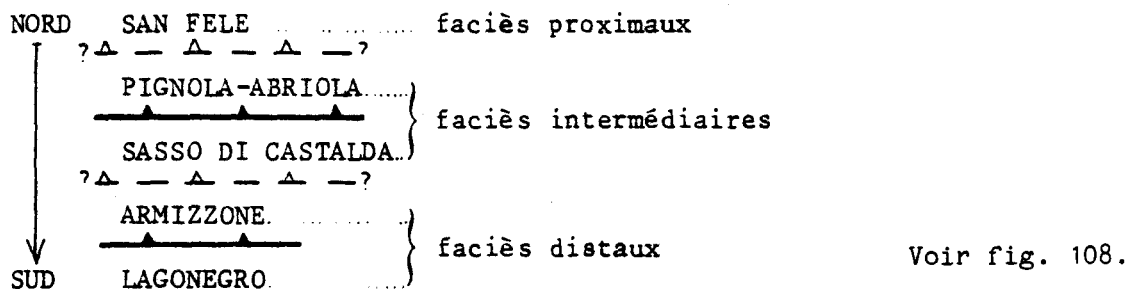


Fig. 100.- Carte de la région de Sasso di Castalda 1/50 000.

La fracturation de ce secteur, et notamment la faille de Piano d'Aria, est à inscrire au registre de la tectonique récente, post-tectonique tangentielle. Elle met, en effet, en contact l'unité de Sasso di Castalda avec celle de Pignola-Abriola normalement susjacente. Ce chevauchement, visible au pied de la "Cta di Turri", a servi d'argument à

Scandone (1967 b) pour ranger le faciès de Sasso di Castalda dans l'unité inférieure du Lagonegro I, et donc de définir les deux unités du Lagonegro. Il est évident ici que les séries de Sasso di Castalda correspondent bien à l'unité inférieure par rapport à celle de Pignola-Abriola qui la surmonte. Mais il est certain aussi que les caractéristiques sédimentaires du faciès Sasso di Castalda sont différentes de celles du Lagonegro I bien qu'il s'agisse ici d'une unité inférieure. Ne peut-on dès lors admettre l'existence d'un lagonegro III, voire aussi d'un Lagonegro IV et V, et les identifier aux faciès sédimentaires. On aurait ainsi une succession d'unités à valeur de faciès sédimentaire qui se superposeraient du Nord vers le Sud comme suit :



La correspondance unité-faciès n'est pas un fait du hasard : les grands accidents chevauchants délimitant les différentes unités emprunteraient, lors de la tectonique en compression, d'anciennes discontinuités sédimentaires (failles listriques ou autre) délimitant les différents faciès. Cette proposition est, bien sûr, hypothétique. Elle ne tient pas compte, par exemple, du chevauchement dans les monts Picentini près de Salerne, d'une unité attribuée au Lagonegro I par une unité attribuée au Lagonegro II faciès San Fele (Scandone *et al.*, 1967).

c. Le secteur de San Fele (fig. 101)

C'est le dernier affleurement important vers le Nord d'une unité appartenant au bassin du Lagonegro. Les séries y sont peu plissées. Les axes des microplis mesurés (au coeur de plis de plus grande importance) s'accordent avec ceux calculés à partir du report sur stéréogramme et indiquent un secteur préférentiel NW/ horizontal avec une tendance au plongement vers le NW.

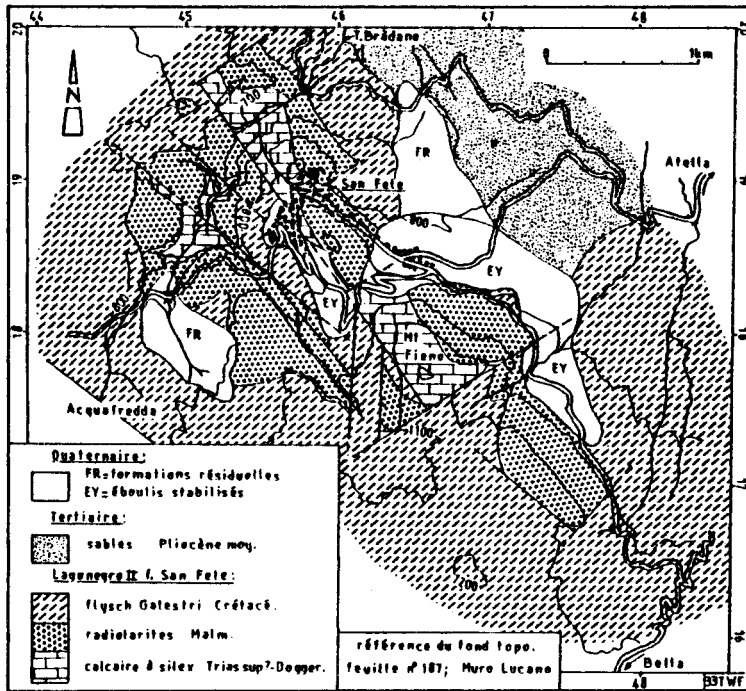


Fig. 101.- Carte de la région de San Fele 1/50 000.

Les formations affleurent surtout grâce au jeu de failles. La rosace de fracturation met en évidence trois grandes directions, maintenant bien connues :

- les failles apenniniques : $N 140^{\circ} \pm 10^{\circ}$ (55 %) ;
- les failles anti-apenniniques : $N 50^{\circ} \pm 10^{\circ}$ (35 %) ;
- les failles N-S à $N 10^{\circ}$ (10 %).

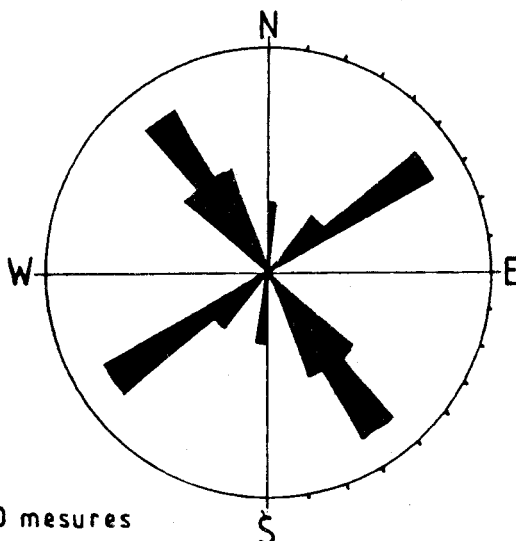


Fig. 102.- Rosace de fracturation du secteur de San Fele.

Légende : voir figure 81.

Les grands basculements observés sur la carte sont directement rattachables à cette fracturation plio-quadernaire. Les failles de type apenninique ont surélevé et légèrement ployé une des lèvres par rapport à l'autre (fig. 103).

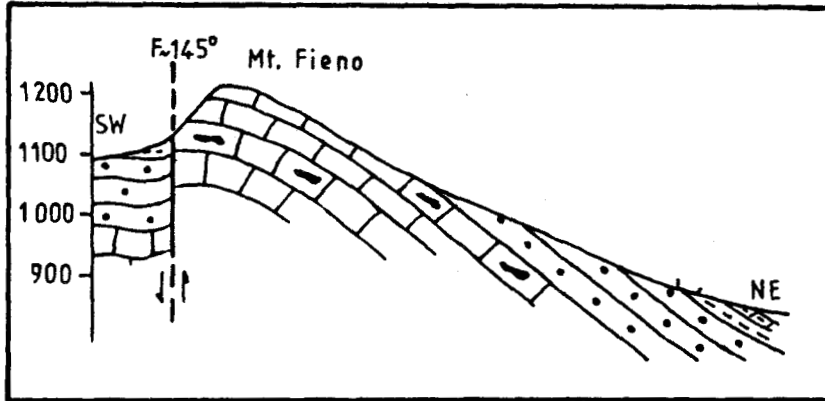


Fig. 103.- Importance de la tectonique récente dans l'allure des affleurements.



IV. CARACTERISTIQUES TECTONIQUES GENERALES ; APPORTS DE L'ETUDE

L'étude tectonique a permis de confirmer, de préciser ou de découvrir un certain nombre de faits relatifs aux événements qui ont engendré les structures de la région. Les faits nouveaux, par les problèmes qu'ils soulèvent et ceux qu'ils résolvent, remettent en question une partie de la chronologie et des modalités de la tectonique admises antérieurement.

★-La présence de structures tectoniques dans l'unité du Lagonegro I, non visibles dans les unités sus-jacentes, pose le problème de l'existence d'une phase tectonique précoce (probablement mineure), à moins que l'acquisition de ces structures ne soit directement liée à la mise en place du Lagonegro II lors des phases tangentielles.

★-La découverte d'un flysch éocène-oligocène, intercalé tectoniquement (?) entre l'unité du Lagonegro I et celle du Lagonegro II, ainsi que son éventuelle présence en tant qu'unité au-dessus de la plate-forme interne, nous contraignent à admettre que le chevauchement Φ_1 de la plate-forme interne sur le Lagonegro II (faciès Armizzone) s'est effectué avant celui du Lagonegro II sur le Lagonegro I (Φ_3) (fig. 104).

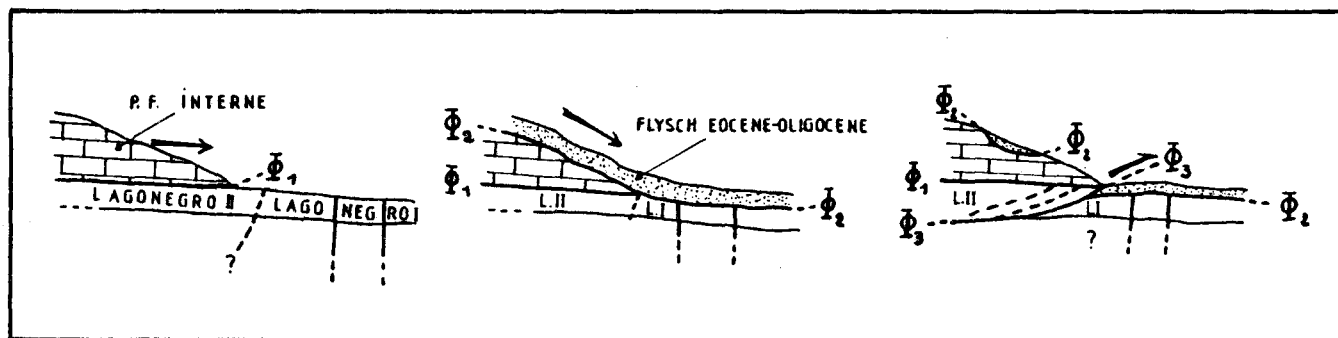


Fig. 104.- Modèle de mise en place des unités.

Toutefois, on ne peut écarter la possibilité d'une unité du Lagonegro I s'étendant jusqu'à l'Oligocène terminal (absence de Φ_2 dans ce cas), dans laquelle le flysch éocène-oligocène représenterait la suite vers le haut de la série du Lagonegro I ; sa présence au-dessus de la plate-forme interne reposerait alors le problème de l'allochtonie du bassin (cf. *infra*).

★-L'existence d'une phase tardive, perpendiculaire à la phase caractérisée par des contraintes d'Ouest en Est (en coordonnées actuelles), permet d'interpréter les structures en brachyanticlinaux et en cuvettes.

Cette phase est peut-être responsable de la reprise en synclinal couché de la klippe triasique de l'unité de Foraporta dans le massif des Murge del Principe.

★-La différence de style tectonique entre les unités chevauchantes et celle du Lagonegro I aurait pour cause le résultat de l'autochtonie relative du Lagonegro I. Le style des plis du Lagonegro I, souvent déversés et chevauchants vers l'Est, implique obligatoirement un décollement. Celui-ci s'effectue probablement au niveau du Trias moyen représenté par des niveaux plastiques marneux affleurant peu sur le terrain. Il existe cependant une nette opposition entre le style tectonique de cette unité et celui des unités supérieures chevauchantes (y compris celle du Lagonegro II) se présentant en général comme de vastes panneaux monoclinaux débités par un jeu de failles verticales. Cette opposition ne peut s'expliquer que par un comportement différent vis-à-vis des contraintes. L'effet des contraintes se traduit, dans les unités supérieures, par un décollement suivi d'un déplacement de grande ampleur du panneau décollé qui, de ce fait, se plisse assez peu (fig. 105, 1). Pour le Lagonegro I, la réponse à la contrainte est différente : le raccourcissement s'effectue par l'intermédiaire de plis et de petites failles chevauchantes qui laissent supposer un déplacement horizontal relativement faible par rapport à celui des unités chevauchantes (fig. 105, 2). Tout ce passe donc comme si l'unité inférieure du Lagonegro I avait le même comportement tectonique que les séries autochtones ou para-autochtones alors que le style tectonique des autres unités s'expliquerait par le déplacement qu'ont subi les nappes.

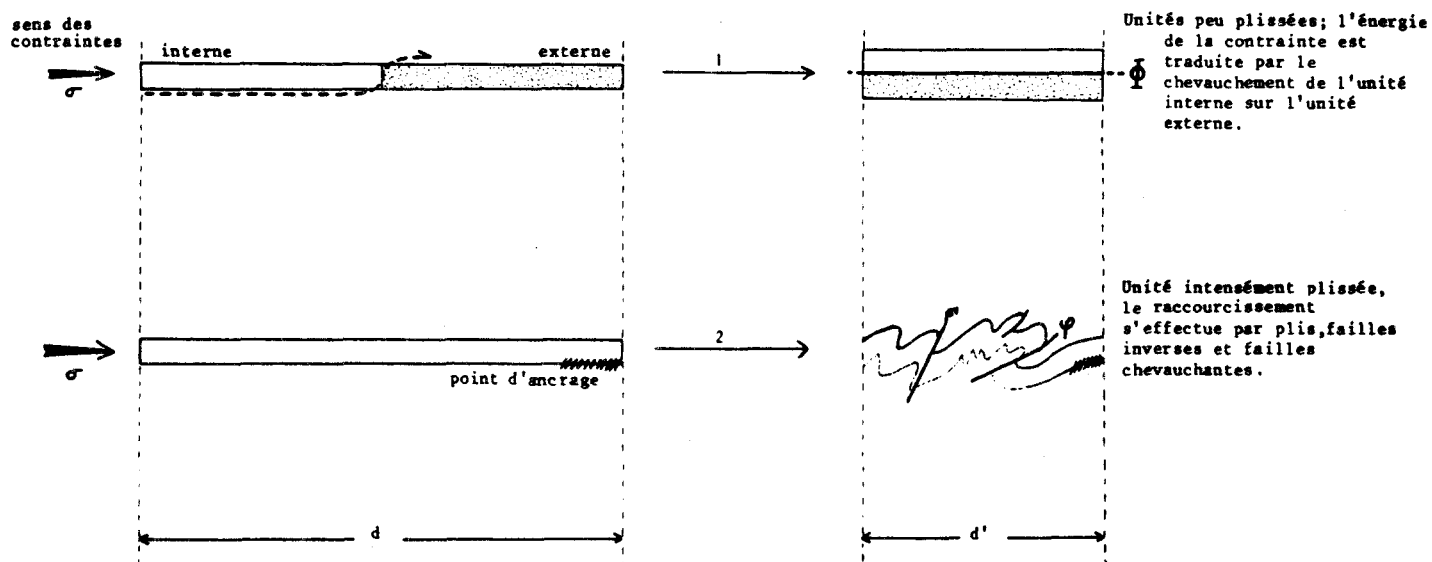


Fig. 105.- Comportement des unités soumises aux contraintes.

Pour que le plissement de l'unité autochtone ou para-autochtone s'effectue, il est nécessaire d'envisager un blocage en un point donné. Celui-ci pourrait se situer à l'Est du Monte Sirino, en dessous du secteur où affleure le flysch Galestri, entre la Cse di Lascio et Pascalicchio. Ce secteur présente une structure subtabulaire ou monoclinale relativement calme ; de plus, les axes de plis ainsi que les failles chevauchantes semblent se mouler autour d'un môle qui aurait bloqué et contrarié localement le mouvement général (fig. 106).

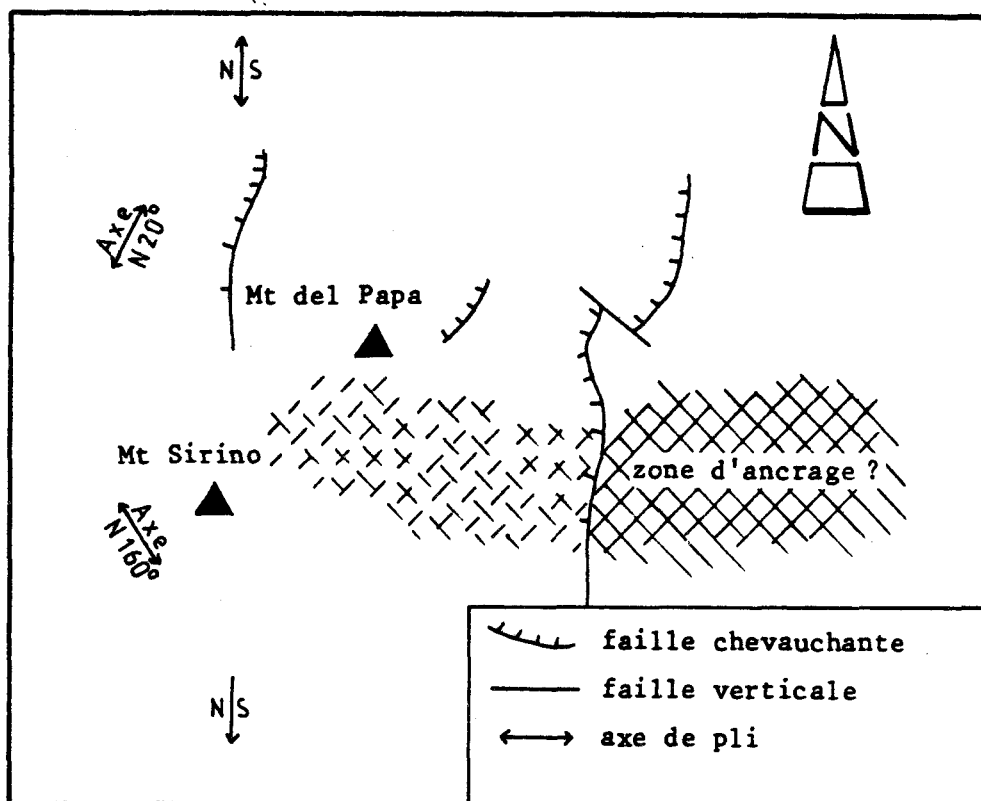


Fig. 106.- Allure des axes et des failles chevauchantes autour du Monte Sirino. Localisation d'une éventuelle zone d'ancrage.

★-Enfin, cette étude remet en question la notion développée par Scandone (1961 à 1980) d'un Lagonegro II, nappe unique venant recouvrir une unité inférieure (Lagonegro I). A la faveur des découvertes effectuées, il est maintenant certain que s'étageait dans l'espace une succession de faciès appartenant au bassin du Lagonegro, s'alignant actuellement du Nord au Sud et ayant gardé leur disposition générale d'ensemble.

-Selon l'hypothèse de Scandone, l'unité inférieure du Lagonegro I serait composée du faciès Lagonegro (s.s.) (distal) et de celui de Sasso di Castalda (intermédiaire), tandis que l'unité supérieure serait formée des faciès Armizzone (distal), Pignola-Abriola (intermédiaire) et San Fele (proximal). Le niveau de décollement délimitant les deux unités

passerait donc entre les faciès Pignola-Abriola et Sasso di Castalda, entre Sasso di Castalda et Armizzone, et enfin entre Armizzone et Lagonegro, ce qui paraît un peu compliqué (fig. 107).

-La figure 108, basée sur un schéma effectué par Scandone (1973), représente l'allure des affleurements des unités du bassin du Lagonegro avec le report des différents chevauchements observés (trait plein) et interprétés (tireté) ; ont aussi été replacées de la même manière, les grandes fractures plio-quaternaires de direction apenninique. Cette hypothèse permet d'interpréter de façon différente la structure du bassin ; ainsi, s'étageraient en se chevauchant, une succession de "faciès" à valeur d'unité, c'est-à-dire du Nord au Sud :

- l'unité de San Fele (Lagonegro V) ;
- l'unité de Pignola-Abriola (Lagonegro IV) ;
- l'unité de Sasso di Castalda (Lagonegro III) ;
- l'unité d'Armizzone (Lagonegro II) ;
- l'unité de Lagonegro (Lagonegro I).

Les contacts anormaux emprunteraient alors d'anciennes discontinuités comme des plans de failles listriques par exemple, chaque unité-faciès se décollant de son substratum inconnu par l'intermédiaire de niveaux plus plastiques (formation du Monte Facito) (fig. 109).

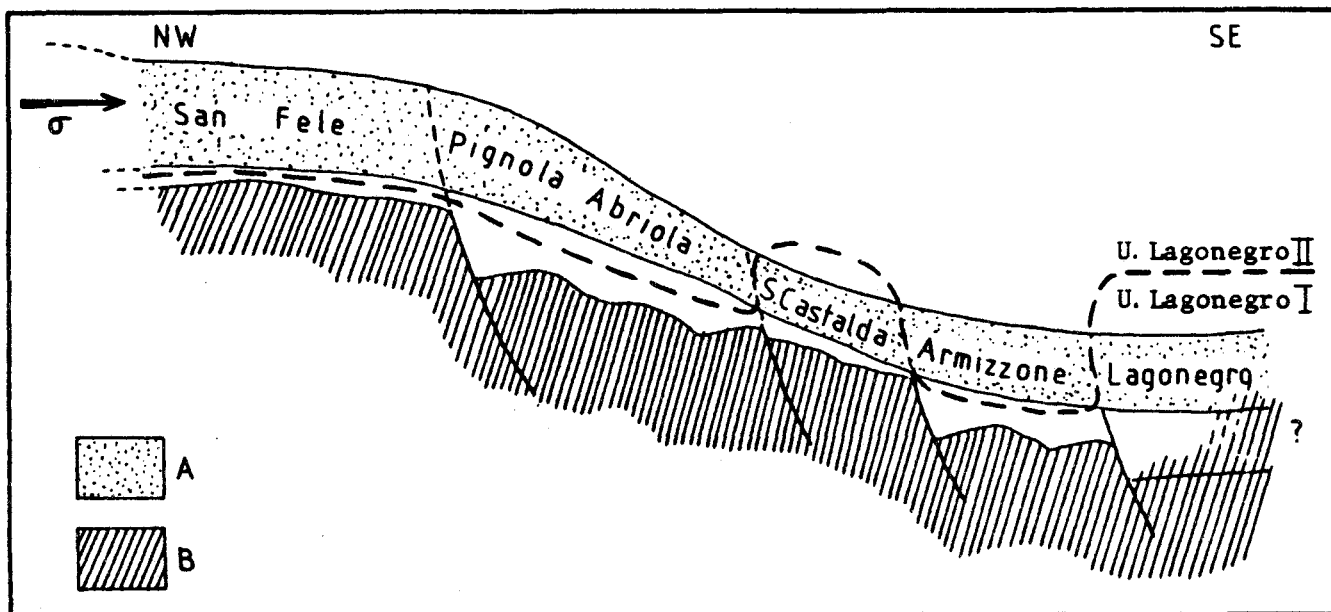


Fig. 107.- Plan de décollement replacé dans la paléogéographie anté-tectonique, selon les travaux antérieurs (Scandone, 1961 à 1972).

Remarque : on a porté sur la coupe les coordonnées actuelles ; l'échelle des hauteurs est exagérée par rapport à celle des longueurs. A. Unités du bassin du Lagonegro. - B. Soubassement autochtone hypothétique. - σ . Projection de la contrainte sur le plan de coupe. Le décollement se fait au niveau de la formation du Monte Facito.

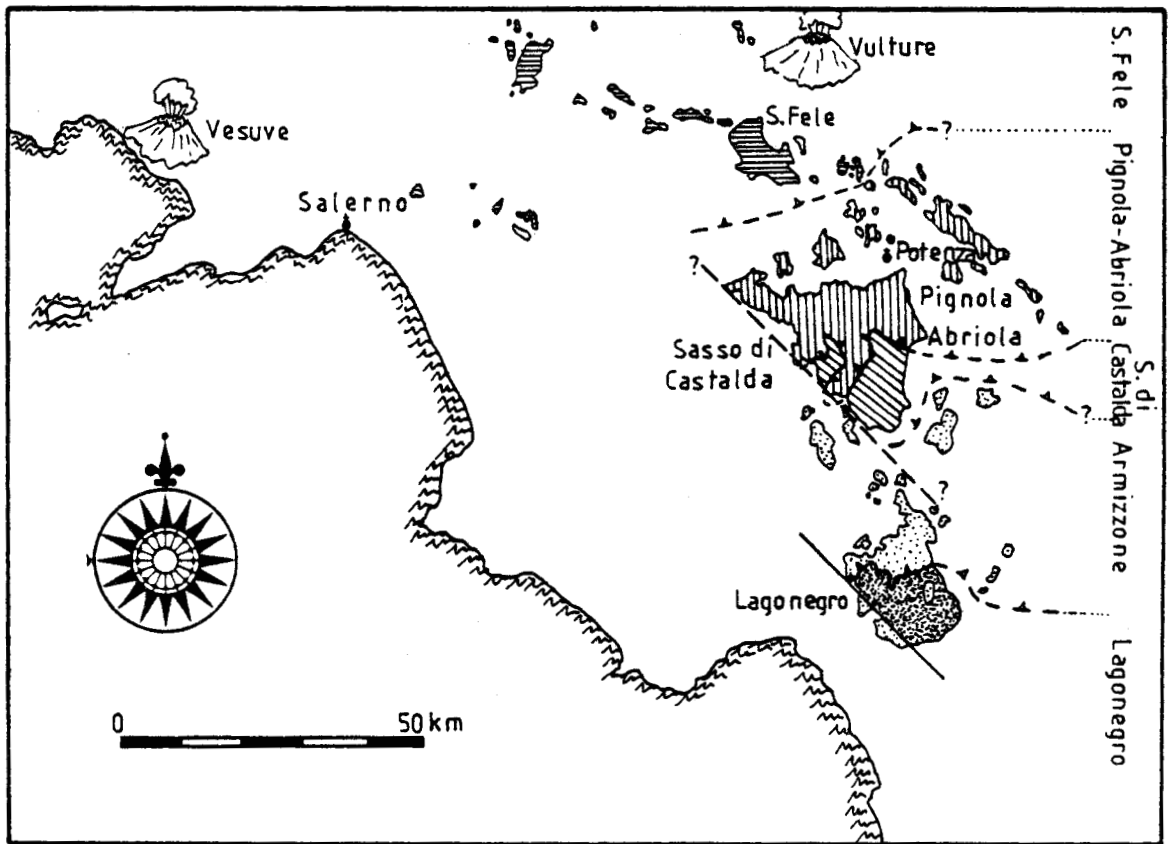


Fig. 108.- Affleurement des différentes unités-faciès de Lagonegro et interprétation structurale (d'après Scandone, 1973, modifié).

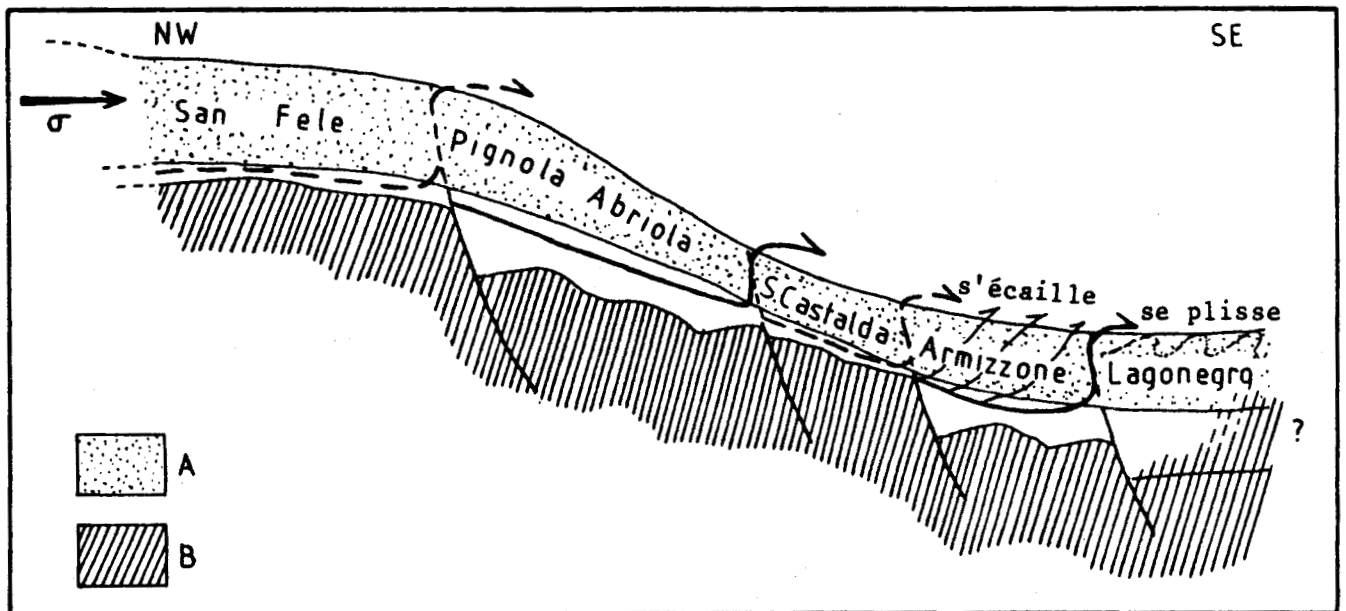


Fig. 109.- Modèle proposé où chaque faciès représente une unité propre.

Remarque et légende : voir fig. 107.
En trait plein : chevauchement observé.
En tireté : chevauchement interprété.



L'unité du Lagonegro I, plus ou moins bloquée lors de la structuration, se serait alors plissée, tandis que l'unité du Lahonegro II (Armizzone), encore solidaire du Lagonegro I, s'écaïlle et vient chevaucher cette dernière.

Cette nouvelle interprétation des séries sous-entend une position para-autochtone du bassin du Lagonegro. Celui-ci serait constitué d'un sillon profond bordé à l'Ouest de la plate-forme interne campano-lucanienne et à l'Est par la plate-forme d'Abruzze-Campanie.

Pour d'autres (Selli, 1962 ; Scandone, 1967), le bassin du Lagonegro serait totalement allochtone. D'origine interne, il aurait glissé d'Ouest en Est pour venir aboutir dans un sillon d'âge miocène, au milieu de la plate-forme unique d'Apulie, d'Abruzze-Campanie et de Campanie-Lucanie (cf. Miconnet, 1982). Ces partisans de l'allochtonie généralisée se basent principalement sur :

1. la nécessité d'invoquer un décollement pour expliquer le style tectonique de l'unité du Lagonegro I ainsi que l'absence de séries plus anciennes que le Trias supérieur (Grandjacquet, 1961) ;
2. la position "flottante" (en klippe) de certains niveaux du Lagonegro sur du flysch tertiaire aux environs de Nemoli-Rivello (Grandjacquet, 1963 b) ;
3. la présence de brèches de roches éruptives dans le flysch Galestri, nécessitant obligatoirement une position proximale du socle interne (Scandone, 1967) ;
4. l'origine de la silice présente dans l'ensemble de la série et notamment dans le flysch Galestri ne s'expliquant que par une alimentation proximale en produit gréseux provenant du socle interne (Grandjacquet, 1963 b).

A la faveur de l'étude entreprise ici, les faits mis en avant pour argumenter l'allochtonie du bassin peuvent être expliqués et interprétés d'une autre façon. C'est ainsi que le décollement invoqué en 1 peut être interprété comme une réponse d'une unité para-autochtone obligée de se plisser pour dissiper la contrainte. Si un décollement est nécessaire, celui-ci n'est en rien comparable à une surface de charriage (cf. *supra*). La position flottante de certains niveaux du Lagonegro sur le flysch tertiaire (2) a été reconnue ici ; par contre, il ne s'agit pas de l'ensemble du bassin qui reposerait sur

du flysch tertiaire, mais de l'unité du Lagonegro II qui chevauche le flysch éocène-oligocène, lui-même tectoniquement (ou stratigraphiquement ?) au-dessus du Lagonegro I. Je n'ai jamais rencontré, malgré le grand nombre d'échantillons récoltés, de brèches de roches éruptives ou même endogènes dans la formation du flysch Galestri (3) ; mais de tels morceaux existent dans le flysch éocène-oligocène par ailleurs fort semblable au Galestri. Enfin, il n'est pas besoin d'invoquer une alimentation à partir du socle interne pour expliquer l'origine de la silice (4). Celle-ci est présente dans l'ensemble de la série mais elle est d'origine essentiellement biogénique (tests de Radiolaires ou spicules d'Eponges) et non pas détritique. On a vu aussi que le flysch Galestri n'était pas formé d'alternances grésopélimitiques, mais d'alternances calcaropélimitiques.

Plus rien n'interdit dès lors de considérer une position relativement autochtone du sillon du Lagonegro par rapport à ses plates-formes limitrophes. A l'appui de cette thèse, on peut signaler :

- l'absence de séries ou de lambeaux de séries de type Lagonegro tectoniquement superposées à la plate-forme interne, qu'on serait en droit d'attendre s'il y avait eu charriage des unités du bassin sur la plate-forme ;

- l'absence de fenêtre tectonique affleurant dans le sillon lucanien sous les unités du Lagonegro ;

- la présence de faciès de "transition" sur le bord oriental de la plate-forme interne (unité de Foraporta-Maddalena) qui pourrait représenter la marge de la plate-forme interne vers le sillon lucanien (Grandjacquet et Mascle, 1978).

Si l'on admet l'autochtonie relative, le problème reste de connaître l'agencement des différentes unités à l'intérieur du sillon ; comment la tectonique miocène, qui s'exerce d'Ouest en Est, affecte-t-elle les "unités-faciès" du sillon qui s'agencent actuellement du Nord au Sud ?

V. CONCLUSION : LES PRINCIPALES ETAPES DE LA TECTOGENESE

L'Apennin méridional, tel qu'il nous apparaît aujourd'hui, est le résultat d'une tectogenèse ayant commencé dès le Crétacé pour les zones internes (Dubois, 1976).

★-Tout comme l'Apennin calabro-lucanien (Bousquet, 1971), le bassin du Lagonegro semble avoir subi les effets d'une tectonique cassante suivie d'une certaine érosion avant son recouvrement tectonique et sa structuration (cf. faille du Monte Niella fossilisée par une unité chevauchante).

★-Selon nous, la sédimentation dans le bassin du Lagonegro et notamment l'absence de séries stratigraphiques concordantes plus récentes que l'Oligocène, permet de penser que la tectonique majeure débute dès le Miocène. Cette idée est confirmée par les études menées dans les régions avoisinantes : Bousquet (1973) pour l'Apennin calabro-lucanien, Scandone (1967) pour l'Apennin lucanien, et Grandjacquet (1971) pour l'Apennin méridional. Donc, probablement fin Aquitanien à Burdigalien (Scandone, 1967), la tectonique de compression met en place la plate-forme interne de Campanie-Lucanie au-dessus des unités du Lagonegro :

- dans le Sud du bassin, le recouvrement tectonique du Lagonegro II (Armizzone) par les unités de la plate-forme interne est accompagné d'un bombement et d'un soulèvement des zones internes permettant le décollement et la migration vers l'Est d'un ensemble d'unités flyschoides dont notamment celle du flysch éocène-oligocène ;

- les unités du Lagonegro s'individualisent et s'empilent alors ; les unités supérieures de San Fele, Pignola-Abriola et Sasso di Castalda, franchement allochtones, ne subissent pas de plissement important. L'unité d'Armizzone (Lagonegro II) s'écaïlle et vient recouvrir à la fois l'unité du flysch éocène-oligocène, d'origine plus interne, et l'unité para-autochtone du Lagonegro I en cours de plissement.

Ce premier ensemble de phases tangentielles se prolonge jusqu'au Tortonien, chacune des étapes de l'avancée des nappes (Aquitano-Burdigalien, Langhien, Tortonien supérieur) étant enregistrée par des dépôts transgressifs (Elter et Scandone, 1980). Les produits détritiques provenant des reliefs en cours de création s'accumulent dans une fosse miocène surimposée en partie au sillon lucanien : la fosse Irpinienne.

★-Après cet épisode violent, une seconde phase à contraintes N-S vient replisser les structures acquises lors des phases E-W et former un ensemble de dômes et de cuvettes dans le Lagonegro I, peut-être accompagnée d'une remobilisation des nappes. Cette seconde phase compressive est aussi connue sur la plate-forme interne dans l'unité de Campo-Tenese (Grandjacquet et Mascle, 1978).

★-Enfin, des événements récents, plio-quadernaires, affectent la région. Les plus visibles et les plus spectaculaires sont les grandes failles normales ayant joué en horst et en graben, directement responsables de l'affleurement de l'unité tout à fait inférieure du Lagonegro I. Ces failles sont à associer aux mouvements à grands rayons de courbure qui ont soulevé toute la chaîne calcaire et abaissé la fosse bradanique créant ainsi une dénivellation de plus de 5 000 m sur une cinquantaine de kilomètres ! (Bousquet, 1973). L'origine de la tectonique récente en distension serait à rapporter à l'expansion de la mer tyrrhénienne à partir du Miocène supérieur. Cette tectonique en distension est, de plus, compliquée par les effets de la subduction de la mer ionienne responsable, outre du volcanisme de l'Etna et du Stromboli, de nombreux tremblements de terre ayant réactivé certaines failles.

☆☆

QUATRIEME PARTIE

INTERPRETATION GEODYNAMIQUE

- Modèle

paléogéographique

- Conclusion générale

Les différentes études menées précédemment ont permis de préciser certaines caractéristiques du bassin. En rassemblant ces caractéristiques, il est possible de tenter une synthèse sous forme d'un modèle possible d'évolution géodynamique de la région de Lagonegro. L'étude régionale que j'ai effectuée ne me permet pas d'établir directement un modèle global, j'ai donc choisi, en accord avec ceux proposés par Biju-Duval *et al.* (1977), Caire (1973), D'Argenio et Alvarez (1980), Dercourt (1970), Dubois (1976), Elter et Scandone (1980), Grandjacquet et Mascle (1978), Laubscher et Bernouilli (1977) et Scandone (1972, 1975 a et b), celui qui me paraissait le mieux convenir à l'ensemble des observations effectuées.

Le modèle proposé, dont l'évolution ne concerne que le bassin du Lagonegro, reste soumis à un grand nombre d'interprétations et d'hypothèses, notamment sur la continuité des faciès vers le Nord. Le bassin a été replacé dans son contexte paléogéographique établi auparavant (cf. Tectonique, paragraphe IV), c'est-à-dire en position "intraplate-forme".

1. La période anté-orogénique

Cette première période correspond à la naissance et au développement du bassin.

a. Le Trias inférieur (Scythien) (fig. 110).

Les faits se rapportant à cette époque sont peu nombreux. Il semblerait qu'après le cycle orogénique hercynien se soit installée, notamment au Scythien, une plate-forme carbonatée dont le seul témoignage nous parvient au travers des blocs de la formation du Monte Facito. Cette plate-forme, en général peu profonde (structures fenestrées, Dasycladacées),

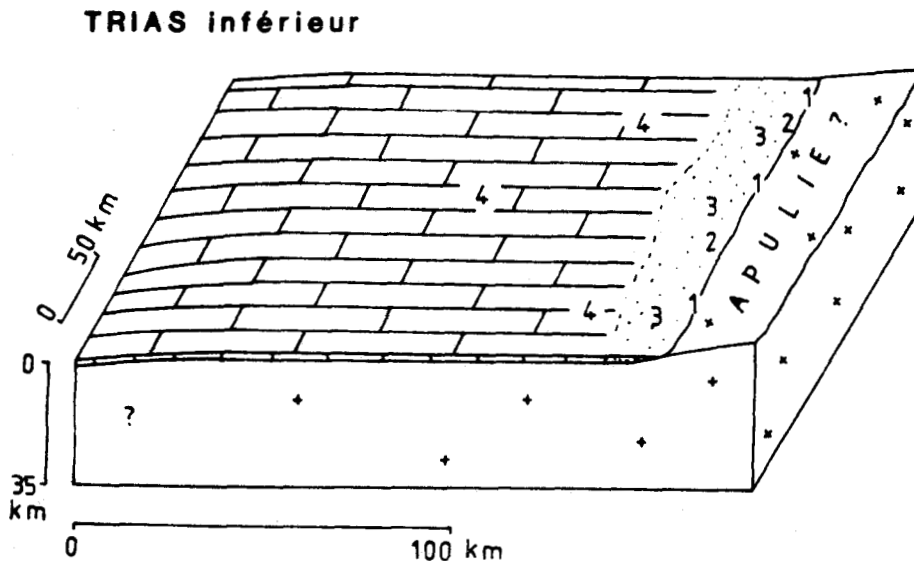


Fig. 110.- Bloc diagramme de la région avant l'ouverture ; la plate-forme scythienne.

Faciès à : 1. *Meandrospira pusilla*. - 2. Structures fenestrées. - 3. Dasycladacées. - 4. Oolites.

serait bordée à l'Est (?) par un cordon littoral (grès, galet, grands Gastéropodes, *Meandrospira pusilla*) (cf. Stratigraphie, paragraphe III, 1) puis par une aire continentale à sol peu évolué (cf. Stratigraphie, paragraphe VII).

b. L'Aniso-Ladinien (fig. 111)

C'est vraisemblablement dès l'Anisien inférieur (peut-être déjà au Scythien terminal [cf. Stratigraphie, paragraphe III, 1]) que l'ouverture du bassin se produit. Elle se poursuit durant tout l'Anisien et le Ladinien pour s'arrêter à la limite Ladinien-Carnien. La naissance du bassin se manifeste par la création de dénivellés importants et par le démantèlement de la plate-forme scythienne en vastes panneaux. Ces deux phénomènes sont à l'origine de la formation du Monte Facito (cf. Stratigraphie, paragraphe III, 1). La profondeur encore peu importante permet l'installation locale de récifs tandis que s'épanchent sur le fond du bassin quelques roches éruptives (cf. Stratigraphie, paragraphe V, 1). Le mécanisme de l'ouverture du bassin est encore mal connu ; il semblerait que celui-ci soit de type fracturation intra-continentale et donc à rattacher directement à la tectonique en distension du Trias moyen (cf. Stratigraphie, paragraphe V, 1).

TRIAS moyen

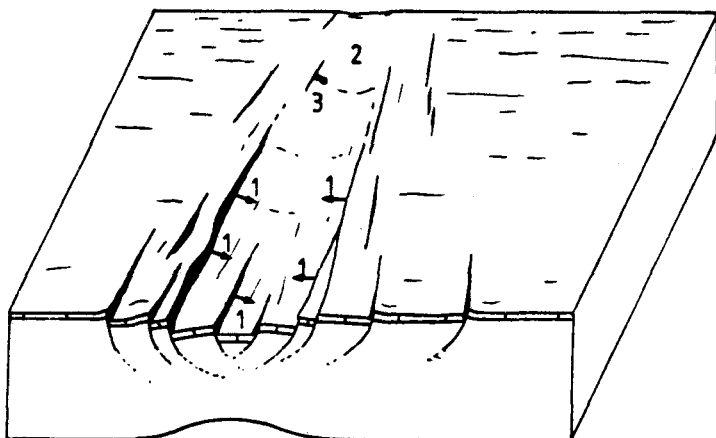


Fig. 111.- Ouverture anisoadinienne ; la naissance du bassin.

1. Mise en place d'olistolites. -
2. Formation de récifs (localement dans le secteur de Pignola Abriola).- 3. Mise en place de roches effusives (localement dans le secteur de Pignola-Abriola).

Remarque : les mouvements verticaux sont exagérés.

c. Du Carnien à l'Oligocène (fig. 112 et 113)

C'est la période de quiescence du bassin. L'individualisation des différents secteurs (San Fele, Pignola-Abriola, Sasso di Castalda, Armizzone et Lagonegro) déjà amorcée auparavant se poursuit. Un fleuve formé au Trias supérieur et qui se jette à proximité du secteur de San Fele,

alimente au moins jusqu'au Crétacé inférieur, le bassin en produits détritiques [sables et sablons, éléments carbonatés et charbonneux (cf. Stratigraphie, paragraphe VI, 1)]. L'approfondissement du bassin est attribuable à la subsidence. Sa profondeur atteint la surface de compensation des carbonates dès le Norien moyen pour les secteurs distaux alors que la C. C. D. n'est atteinte qu'à la limite Oxfordien-Kimméridgien pour les secteurs proximaux (cf. Stratigraphie, paragraphe VIII).

TRIAS supérieur

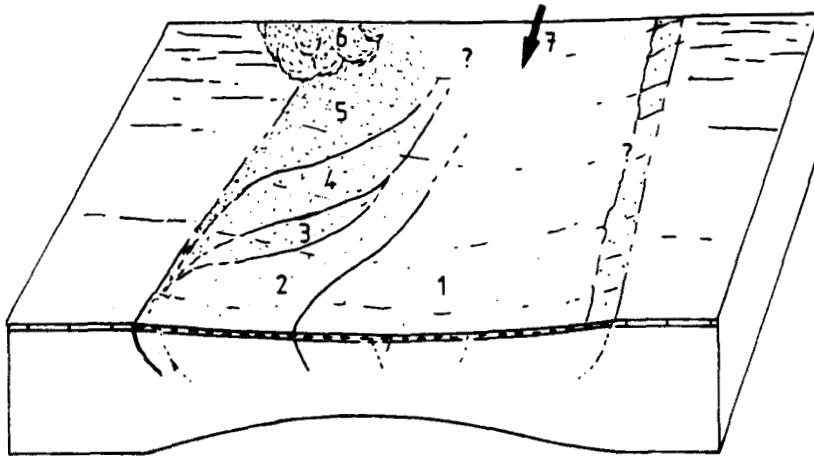


Fig. 112.- Individualisation des faciès ; période de subsidence marquée.

Faciès : 1. Lagonegro I. - 2. Armizzone. - 3. Sasso di Castalda. - 4. Pignola-Abriola. - 5. San Fele. - 6. Cône deltaïque. - 7. Sens du courant.

La sédimentation jusqu'alors essentiellement carbonatée (formation des calcaires à silex) devient siliceuse (formation des radiolarites).

L'apparition soudaine et synchrone de nouvelles alternances pélico-calcaires au Crétacé basal (formation du flysch Galestri) est globalement attribuable à une brusque chute de la surface de compensation des carbonates. Néanmoins, le renouvellement tout aussi brutal du cortège argileux (cf. Stratigraphie, paragraphe VII) pourrait correspondre à un lointain écho tectonique.

PALEOCENE

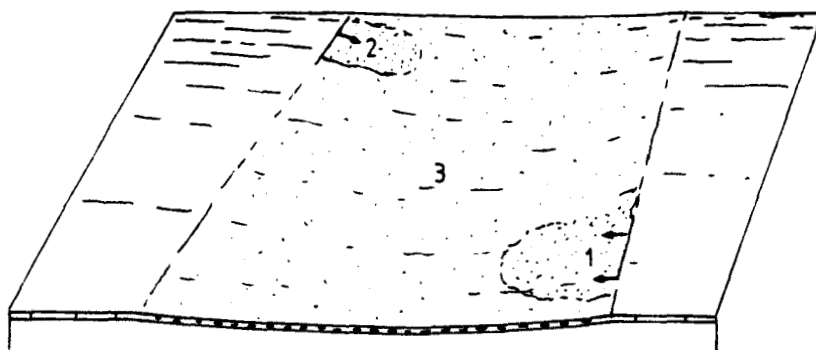


Fig. 113.- Fin de la période de vacuité.

1. Arrivées détritiques ; formation des argiles rouges de Pecorone. - 2. Arrivées détritiques ; formation de Bella. - 3. Formation du flysch Galestri.

Cette période de vacuité commence à prendre fin dès le Sénonien. De nouvelles "pulsions" tectoniques se traduisent dans le bassin par des apports microbréchiques à bréchiques (formation de Pecorone, formation de Bella). Ces arrivées se poursuivraient jusqu'à l'Eocène-Oligocène avant la tectonisation du secteur (fig. 113).

2. La période de tectonisation (Miocène-Actuel)

a. Les phases de structuration (Miocène-Pliocène inférieur)

Les manifestations tectoniques se produisent d'abord à l'Ouest du bassin par la mise en place des unités de la plate-forme interne de Campanie-Lucanie (cf. Introduction, fig. 5) sur les futures unités du Lagonegro au Miocène inférieur.

MIOCENE inférieur et moyen

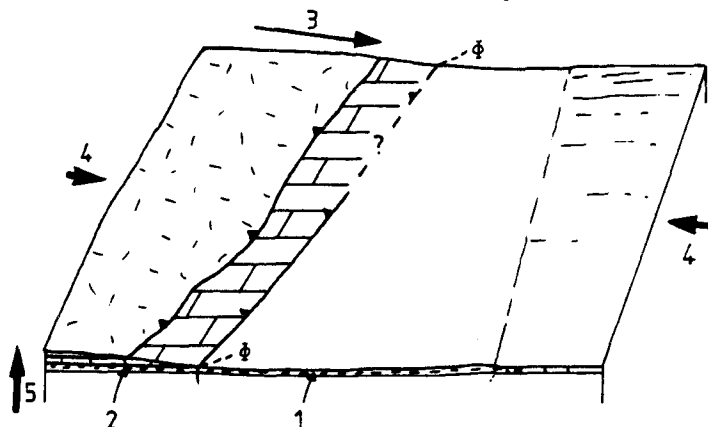


Fig. 114.- Le début de la tectonisation.

1. Unité du Lagonegro I. -
2. Unité du Lagonegro II (Armizzone). - 3. Sens de glissement (par gravité) des nappes plastiques. - 4. Sens des contraintes. - 5. Soulèvement des zones internes.

Dans le secteur méridional du bassin, la future unité du Lagonegro II (Armizzone) est chevauchée par l'unité de Foraporta-Maddalena et de Pollino. Ce chevauchement est accompagné par un soulèvement des zones internes et notamment du sillon des flyschs internes qui se décollent et commencent à glisser vers l'Est (fig. 114). Le bassin commence à se structurer et une petite partie de l'ensemble des flyschs en train de migrer vers l'Est, va venir s'intercaler entre l'unité du Lagonegro II (Armizzone) et l'unité du Lagonegro I qui semble déjà fracturée (cf. Tectonique, paragraphe IV). L'unité du Lagonegro II, en chevauchant celle du Lagonegro I, va s'écailler alors que l'unité du Lagonegro I, apparemment bloquée à l'Est, est contrainte de se plisser.

Au Nord du bassin, l'unité de San Fele est charriée jusque sur l'unité du Lagonegro I (Scandone *et al.*, 1967) tandis qu'en général, les unités

[individualisées à partir des secteurs sédimentaires et calquées sur leur faciès (cf. Tectonique, paragraphe IV)] s'empilent suivant une vergence orientale.

Cet épisode violent de structuration a vu la création d'une nouvelle paléogéographie et notamment la formation de la fosse Irpinienne en partie surimposée à l'ancien bassin du Lagonegro.

A la fin du Miocène, ou peut-être au Pliocène inférieur, une phase tardive à contraintes N-S affecte légèrement la région et replisse les structures du Lagonegro.

b. La tectonique récente (Pliocène supérieur-Actuel) (fig. 115)

Après les phases compressives du Miocène, la tectonique récente agit en distension. Elle se manifeste sous trois aspects (*in* Bousquet, 1973) :

- la création d'un important réseau de failles normales à fort rejet ;

- des mouvements verticaux ayant provoqué le soulèvement de la chaîne calcaire et l'affaissement de la fosse bradanique ;

- la poursuite de la migration des nappes plastiques (ensemble des flyschs internes et formation de la fosse Irpinienne) vers l'Est et vers la fosse bradanique.

QUATERNAIRE

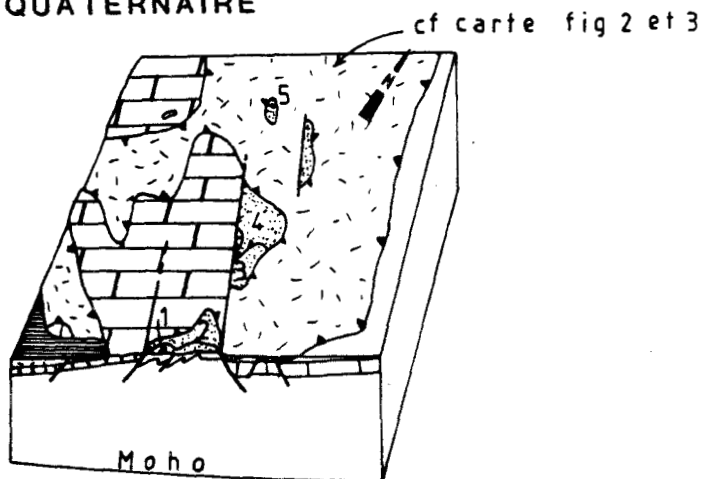


Fig. 115.- La tectonique récente.

1. Unité du Lagonegro I. - 2. Unité du Lagonegro II (Armizzone). -
3. Unité de Sasso di Castalda. -
4. Unité de Pignola-Abriola. -
5. Unité de San Fele.

Seules les failles normales sont visibles dans la région étudiée. Elles ont provoqué, d'une manière générale, le soulèvement en horst de la région du Lagonegro par rapport à ses bordures. Selon Bousquet (1973), l'expansion de la mer tyrrhénienne serait à l'origine de cette tectonique.

BIBLIOGRAPHIE

- AGIP MINERARIA (1959).- Microfacies italiane (dal carbonifero al miocene medio). 35 p., 145 pl., San Donato Milanese.
- ALLEMANN F., CATALANO R., FARES F. et REMANE J. (1970).- Standard Calpionellid zonation (upper Tithonian-Valanginian) of the western Mediterranean province. *In* : Proceedings of the II Planktonic Conference, A. Farinacci (Ed.), p. 1337-1340, Roma.
- AMODIO MORELLI M., GONARDI G., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LORENZONI S., PERRONE V., PICARRETTA U., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN E. et ZUPPETTA A. (1976).- L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide. *Mem. Soc. geol. Italia*, 17, p. 1-60.
- ANONYME (1978).- Technique de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des rayons X. *Publ. int. L. Pasteur*, 27 p., Strasbourg.
- ARTHAUD F. (1969).- Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XI, p. 729-737.
- ARTHAUD F. et MATTAUER M. (1969).- Exemples de stylotites d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante. *Bull. Soc. géol. France*, (7), p. 738-744.
- AUBOUIN J. (1964).- Réflexions sur le faciès "ammonitico-rosso". *Bull. Soc. géol. France*, (7), VI, p. 475-501.
- AUBOUIN J. et DEBELMAS J. (1980).- L'Europe alpine : les chaînes périméditerranéennes. Introduction. *In* : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Congr. géol. int., Colloq. C5, p. 62-66.
- BASSOULET J.P. et FOURCADE E. (1979).- Essai de synthèse de répartition de Foraminifères benthiques du Jurassique carbonaté mésogéen. *C. R. somm. Soc. géol. France*, p. 69-71.
- BAUMBARTNER P.O. (1980).- Late Jurassic Hagiastriidae and Patulibraechiidae (Radiolaria) from the Argolis peninsula (Peloponnesus, Greece). *Micro-paleont.*, 26, p. 274-322.
- BAUMBARTNER P.O., DE WEVER P. et KOCHER R.N. (1980).- Correlation of Tethyan late jurassic-early cretaceous radiolarian events. *Cah. micropaléont.*, 2, p. 23-72.
- BENEIO E. (1949).- Tentativo di sintesi tettonica dell'Italia peninsulare e insulare. *Boll. Soc. Geol. Italia*, 68, p. 66-80.
- BENEIO E. (1955).- The results of the studies on petroleum exploration in Sicily. IV World Petrol. Congr. Roma sect. I/A/2, *Boll. Serv. Geol. Italia*, 78, p. 27-50.
- BERGER W.H. (1970).- Biogenous deep-sea sediments : fractionation by deep-sea circulation. *Bull. Soc. geol. Am.*, 81, p. 1385-1402.
- BERGER W.H. (1979).- Impact of deep-sea drilling on paleoceanography. *In* : Deep drilling results in the Atlantic ocean : continental margins and paleoenvironment, Talwani M., Hay W. et Ryan W.B.F. (Ed.). *Am. geophys. Union*, (3), p. 297-314.
- BERGER W.H. et WINTERER E.L. (1974).- Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. *In* : Pelagic sediments on land and under the sea. *Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ.*, 1, p. 11-48.
- BERNOULLI D. et LEMOINE M. (1980).- Birth and early evolution of the Tethys : the overall situation. *In* : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Congr. géol. int., Colloq. C5, p. 168-179.

- BEUGNIES A., BROQUET P., CAIRE A., CHARLET J.M., DUEE G., MASCLE G. et TRUILLET R. (1969).- Contribution de la thermoluminescence à la paléogéographie de la Méditerranée centrale. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XI, p. 307-322.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. et LE PICHON X. (1977).- From the Tethys ocean to the mediterranean seas ; a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. *In* : International symposium on the structural history of the mediterranean basin, Split (Yugoslavia), p. 143-164.
- BLANC J.J. (1982).- Sédimentation des marges continentales actuelles et anciennes. Masson (éd.), 159 p.
- BOIRIE J.M. et SOUQUET P. (1979).- Le flysch : une mise au point. C. R. D. P., Toulouse, p. 669-706.
- BORDET P. (1980).- Evolution tectogénétique de l'Afghanistan. *In* : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Congr. géol. int., Colloq. C5, p. 309-310.
- BOSELLINI A. et WINTERER E.L. (1975).- Pelagic limestone and radiolarite of the tethyan mesozoic : a genetic model. *Geology*, 3, p. 279-283.
- BOUSQUET J.C. (1962).- Age de la série des diabases-porphyrites (roches vertes du flysch calabro-lucanien ; Italie méridionale). *Bull. Soc. géol. France*, (7), IV, p. 712-718.
- BOUSQUET J.C. (1965).- Sur l'allure et la mise en place des formations allochtones de la bordure orientale des massifs calabro-lucaniens. *Bull. Soc. géol. France*, (7), VII, p. 937-945.
- BOUSQUET J.C. (1971).- La tectonique tangentielle des séries calcaro-dolomitiques du Nord Est de l'Apennin calabro-lucanien. *Geol. Romana*, X, p. 23-52.
- BOUSQUET J.C. (1972).- La tectonique récente de l'Apennin calabro-lucanien dans son cadre géologique et géophysique. Thèse Sci., Montpellier, 171 p. *Geol. Romana*, XII, (1973), p. 1-104.
- BOUSQUET J.C. et GRANDJACQUET C. (1969).- Structure de l'Apennin calabro-lucanien (Italie méridionale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 268, p. 13-16.
- BOUSQUET J.C., MEGARD-GALLI J. et ZORN H. (1978).- Quelques éléments de datation du Trias moyen et supérieur de l'Apennin calabro-lucanien (Italie méridionale). *Geol. Romana*, XVII, p. 71-83.
- BRONNIMANN P., DURAND-DELGA M. et GRANDJACQUET C. (1971).- Présence simultanée de *Protopenneroplis striata* Weynschenk et de Calpionelles néocomiennes dans le "flysch galestrino" de Lucanie (Italie méridionale). *Rev. Micropaléont.*, 14, 5, p. 96-101.
- BROQUET P. (1970).- Notion d'olistolite et d'olistostrome (historique et étude critique). *Ann. Soc. géol. Nord*, XC, p. 78-86.
- BROQUET P. (1973).- Olistostrome-olistolite-klippe sédimentaire. *Ann. Sci. Univ. Besançon*, (3), 20, p. 45-53.
- CADET J.P., BONNEAU M., CHARVET J., DÜRR S., ELTER P., FERRIERE J., SCANDONE P. et THIEBAULT F. (1980).- Les chaînes de la Méditerranée moyenne et orientale. *In* : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Congr. géol. int., Colloq. C5, p. 98-118.
- CAIRE A. (1970 a).- Sicily in its mediterranean setting. Geology and history of Sicily. *Petr. expl. Soc. of Libya*, Alvarez W. et Gohrbandt K.H.A. (Ed.), Tripoli, p. 145-170.
- CAIRE A. (1970 b).- Tectonique de la Méditerranée centrale. *Ann. Soc. géol. Nord*, XC, 4, p. 307-346.

- CAIRE A. (1973).- Italy in its Mediterranean setting. *In* : Geology of Italy. Coy Squyres (Ed.). *Earth Sci. Soc. Libyan*, p. 11-63, Tripoli.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. et GRANDJACQUET C. (1960).- Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien (Italie méridionale). *Bull. Soc. géol. France*, (7), II, p. 915-938.
- CELET P. (1977).- The Dinaric and Aegean arcs : the geology of the Adriatic. *In* : the ocean Basins and Margins, Nairn, Kanes et Stehli (Ed.), 4A, p. 215-261.
- CELET P., CLEMENT B., FERRIERE J. et THIEBAULT F. (1980).- Tableau des principaux événements tectoniques, métamorphiques et magmatiques dans les Hellénides au cours du cycle alpin. *In* : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Congr. géol. int., Colloq. C5, p. 306-307.
- CHAMLEY H. et MASSE J.P. (1975).- Sur la signification des minéraux argileux dans les sédiments barrémiens et bédouliens de Provence (SE de la France). *IXe Congr. int. Sédiment.*, 1, p. 25-33, Nice.
- CHARVET J. (1978).- Essai sur un orogène alpin. Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo (Yougoslavie). *Soc. géol. Nord*, Publ. n° 2, 554 p.
- CORTESE E. (1895).- Descrizione geologica della Calabria. *Mem. Descr. Carta geol. Italia*, IX.
- COTECCHIA V. (1958).- Le argille scagliose ofiolitifere della valle del Frido a nord del Monte Pollino. *Boll. Soc. Geol. Italia*, 77, p. 205-246.
- CRESCENTI U. (1966).- Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle recenti ricerche micropaleontologiche. *Boll. Soc. Geol. Italia*, 85, p. 541-579.
- CUVILLIER J. (1969).- Proceedings of the first international conference on planktonic microfossils, 2, p. 123-125.
- D'ARGENIO B. (1966).- Zone isopiche e faglie trascorrenti nell'Appennino centro-meridionale. *Mem. Soc. Geol. Italia*, 5, p. 279-299.
- D'ARGENIO B. et ALVAREZ W. (1980).- Stratigraphic evidence for crustal thickness changes on the southern Tethyan margin during the Alpine cycle. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1, 91, p. 681-689.
- D'ARGENIO B., HORVATH F. et CHANNELL J.E.T. (1980).- Paleotectonic evolution of Adria, the African promontory. *In* : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Congr. géol. int., Colloq. C5, p. 331-351.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. et SCANDONE P. (1973).- Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania Lucania). Atti del Conv. sul tema "Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino", Quad. n° 183, Accad. Naz. Lincei.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. et SCANDONE P. (1975).- Structural pattern of the Campania-Lucania Apennines. *In* : Structural Model of Italy, Quad. Ric. Scient., 90, Ogniben L., Parotto M. et Praturlon A. (Ed.), p. 313-327, Roma.
- 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. Nat. Napoli*, 78, p. 1-127.
- DE LORENZO G. (1894a).- Le montagne mesozoiche di Lagonegro. *Atti Ac. Sc. Fis. Mat. Napoli*, 2, 6, 15, p. 1-124.
- DE LORENZO G. (1894 b).- Osservazioni geologiche sul tronco ferroviario Casalbuono Lagonegro, della linea Sicignano-Castrocucco. *At. r. Ist. Incorrag.*, 7, 5, p. 1-5, Naples.

- DE LORENZO G. (1896).- Fossili del Trias medio di Lagonegro. *Paleont. Italica*, 2, p. 113-148.
- DE LORENZO G. (1898).- Guida geologica dei dintorni di Lagonegro in Basilicata. *Boll. Soc. Geol. Italia*, 17, p. 170-195.
- DE LORENZO G. (1910).- Costituzione geologica e configurazione geographica della Basilicata e della Calabria. *In* : Inchiesta parlament. sulle condiz. dei contadini nelle prov. merid. e nella Sicilia, 5, 3, Roma.
- DERCOURT J. (1970).- L'expansion océanique actuelle et fossile : ses implications géotectoniques. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XII, p. 261-317.
- DERCOURT J. (1972).- The Canadian Cordillera, the Hellenides and the sea floor spreading theory. *Canad. J. Earth Sci.*, 9, p. 709-743.
- DESMONS J. (1980 a).- Etapes tectogénétiques des chaînes alpines : corrélations des phases de déformation, métamorphisme et magmatisme. *In* : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Congr. géol. int., Colloq. C5, p. 290.
- DESMONS J. (1980 b).- The Western Alps : correlation of the phases of deformation, metamorphism and magmatism. *In* : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Congr. géol. int., Colloq. C5, p. 294.
- DESMONS J. (1980 c).- Iran : correlation of the phases of deformation, metamorphism and magmatism. *In* : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Congr. géol. int., Colloq. C5, p. 308.
- DE STASIO L.M. (1971).- Su di alcune microfaune rinvenute nel flysch galestrino della Lucania (serie calcareo-silico-marnosa). *Mem. Soc. Nat. Napoli*, 78, p. 409-419.
- DE WEVER P. (1982).- Radiolaires du Trias et du Lias de la Téthys. *Soc. géol. Nord*, Publ. n° 7, 599 p.
- DE WEVER P. et RIEDEL W., avec la participation de BAUMGARTNER P., DUMITRICA P., BJORKLUND K., CAULET P., DROBNE K., GRANLUND A., KOCHER R., SCHAAF A. (1978).- Recherches actuelles sur les Radiolaires en Europe. *Ann. Soc. géol. Nord*, LXXXVIII, p. 205-222.
- DIAZ DE FEDERICO A., PUGA E., TORRES-ROLDAN R. et VERA J.A. (1980).- Correlation of the phases of deformation, metamorphism and magmatism in the Betic ranges. *In* : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Congr. géol. int., Colloq. C5, p. 291-293.
- DIETRICH D. et SCANDONE P. (1972).- The position of the basic rocks in the tectonic units of the Southern Apennines. *Atti. Acad. Pontaniana*, 21, p. 61-75.
- DI STEFANO G. (1896).- Per la geologica della Calabria settentrionale. *Boll. Soc. Geol. Italia*, 15, p. 375-384.
- DI STEFANO G. (1904).- Osservazione geologiche nella Calabria settentrionale. *Mem. Carta geol. Italia*, IX. (Appendice vol. IX, 1895).
- DONZELLI G. et CRESCENTI U. (1970).- Segnalazione di una microbiofacies permiana, probabilmente rimanneggiata, nella formazione di M. Facito (Lucania occidentale). *Boll. Soc. Nat. Napoli*, 79, p. 3-19.
- DUBOIS R. (1967).- La suture calabro-apenninique. *C. R. somm. Soc. géol. France*, 6, p. 236-237.
- DUBOIS R. (1970).- Phases de serrage, nappes de socle et métamorphisme alpin à la jonction Calabre-Apennin : la structure calabro-apenninique. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), XII, 3, p. 221-254.

- DUBOIS R. (1976).- La suture calabro-apenninique Crétacé-Eocène et l'ouverture Tyrrhénienne Néogène ; étude pétrographique et structurale de la Calabre centrale. Thèse Etat, Paris VI, 3 t., 577 p.
- DURAND-DELGA M. (1980).- Considération sur les flyschs du Crétacé inférieur dans les chaînes alpines d'Europe. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXII, p. 15-31.
- ELTER P. et SCANDONE P. (1980).- Les Apennins. In : Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Congr. géol. int., Colloq. C5, p. 99-102.
- ENAY R. (1972).- Paléobiogéographie des Ammonites du Jurassique terminal (Tithonique/Volgien/Portlandien l.s.) et mobilité continentale. *C. R. somm. Soc. géol. France*, 4, p. 163-168.
- ENOS P. (1978).- Dolomite, dolomitization. In : The Encyclopedia of sedimentology, Fairbridge et Bourgeois (Ed.), p. 266-274.
- FABIANI R. et SEGRE A. (1952).- Schema strutturale della regione italiana. *Cons. naz. Ric. Contr. Sci. geol.*, 23, p. 7-23.
- FABIANI R. et TREVISAN L. (1940).- Prove dell' esistenza di uno stile tettonico a falde di ricoprimento nei Monti di Palermo. *Atti. r. Acad. Italia*, II, p. 435-448.
- FLAMENT J.M. (1973).- De l'Olonos au Chelmos, étude géologique d'un secteur de la nappe du Pinde-Olonos. Thèse 3e cycle, Lille, 206 p.
- FLEURY J.J. (1980).- Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin. *Soc. géol. Nord*, Publ. n° 4, 651 p.
- FLORES G. (1955).- In Beneo (1955), p. 47.
- FLORIDIA G.B. (1953).- Notizie e considerazioni sul basamento sedimentario etneo nei dintorni di Vena e di Presa presso Piedimonte etneo. "*Plinia*", 4, Palermo.
- FOLK R.L. et Mc BRIDE E.F. (1978).- Radiolarites and their relation to subjacent "oceanic crust" in Liguria, Italy. *J. Sed. Petrol.*, 48, p. 1069-1102.
- FONTEILLES M. (1968).- Etude chimique comparée des séries de la Bruche et de la Brevenne. *Bull. B. R. G. M.*, (2), II, p. 1-54.
- FOREMAN H. (1975).- Radiolaria from the north Pacific, Deep Sea Drilling Project, leg. 32. In : Init. Rep. D. S. D. P., Larson et al. (Ed.), XXXII, p. 579-676.
- GIESE P. et MORELLI C. (1975).- Crustal structure in Italy. In : Structural Model of Italy, Ogniben L., Parotto M. et Praturlon A. (Ed.). *Quad. Ric. Sci.*, 90, p. 453-490.
- GIROD M., BAILEY D.K., BAKER P.E., FISCHER R.V., MAURY R., ROCCI M., SCHMINCKE H. et UPTON B.G. (1978).- Les roches volcaniques. Pétrologie et cadre structural. Doin (Ed.), 239 p.
- GIROUD D'ARGOUD G., CHAMLEY H. et MASSE J.P. (1976).- Sur la signification des minéraux argileux dans les sédiments de l'Aptien supérieur de Provence. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 282, p. 1673-1675.
- GLANGEAUD L. (1970).- Les structures mégamétriques de la Méditerranée. Méditerranée occidentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 270, p. 3184-3189.
- GLANGEAUD L., GRANDJACQUET C., BOUSQUET J.C. et AFCHAIN C. (1961).- Sur l'origine des flyschs et des nappes de la Lucanie méridionale. *Bull. Soc. géol. France*, (7), III, p. 619-624.

- GLANGEAUD L. et OLIVE P. (1970).- Structures mégamétriques de la Méditerranée. Evolution de la Mésogée de Gibraltar à l'Italie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 271, p. 1161-1166.
- GRANDJACQUET C. (1961).- Aperçu morphotectonique et paléogéographique du domaine calabro-lucanien (Italie méridionale). *Bull. Soc. géol. France*, (7), III, p. 610-618.
- GRANDJACQUET C. (1962).- Données nouvelles sur la tectonique tertiaire des massifs calabro-lucaniens. *Bull. Soc. géol. France*, (7), IV, p. 695-706.
- GRANDJACQUET C. (1963 a).- Importance de la tectonique tangentielle en Italie méridionale. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), V, 2, p. 109-113.
- GRANDJACQUET C. (1963 b).- Schéma structural de l'Apennin campano-lucanien (Italie). *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), V, 3, p. 185-202.
- GRANDJACQUET C. (1964).- Brèves remarques sur la tectonique de la "nappe calcaire" de l'Apennin méridional. *C. R. somm. Soc. géol. France*, 10, p. 424-426.
- GRANDJACQUET C. (1967).- Age et nature du métamorphisme "alpin" en Calabre du Nord. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 265, p. 1035.
- GRANDJACQUET C. (1969).- Phases tectoniques et métamorphiques tertiaires de la Calabre du Nord et de la Campanie du Sud (Italie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 269, p. 1819-1822.
- GRANDJACQUET C. (1971).- Les séries transgressives d'âge oligo-miocène inférieur de l'Apennin méridional ; conséquences tectonique et paléogéographique. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XIII, p. 315-320.
- GRANDJACQUET C. et GLANGEAUD L. (1962).- Structures mégamétriques et évolution de la mer Tyrrhénienne et des zones pérityrrhéniennes. *Bull. Soc. géol. France*, (7), IV, p. 760-773.
- GRANDJACQUET C. et HACCARD D. (1972).- Tectoniques superposées et orientation des accidents principaux dans les Alpes méridionales et l'Apennin. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 274, p. 2845-2847.
- GRANDJACQUET C., HACCARD D. et LORENZ C. (1972 a).- Sur l'importance de la phase tectonique aquitanienne dans l'Apennin et les Alpes occidentales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 275, p. 807-810.
- GRANDJACQUET C., HACCARD D. et LORENZ C. (1972 b).- Essai de tableau synthétique des principaux événements affectant les domaines alpin et apennin à partir du Trias. *C. R. somm. Soc. géol. France*, 4, p. 158-160.
- GRANDJACQUET C. et MASCLE G. (1978).- The structure of the ionian sea, Sicily and Calabria-Lucania. *In* : The ocean basins and margins, Nairn, Kanes et Stehli (Ed.), 4B, p. 257-329.
- HEATH G.R. (1974).- Dissolved silica and deep-sea sediments. *In* : Studies in Paleo-Oceanography, Hay W.W. (Ed.). *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.*, 20, p. 77-93, Tulsa.
- HEDBERG H. (1979).- Guide stratigraphique international (classification, terminologie et règles de procédures). Doin (Ed.), 233 p., Paris.
- HOLTZAPFFEL T. (1981).- Minéralogie des argiles dans les roches anté-Crétacé supérieur d'Othrys (Grèce continentale). D. E. A., Lille, 52 p.
- HSÛ K.J. (1976).- Paleoceanography of the mesozoic alpin Tethys. *Geol. Soc. Am.*, Spec. Pap. 170, 44 p.
- HSÛ K.J. (1977).- Tectonic evolution of the Mediterranean basins. *In* : The ocean basins and margins, Nairn, Kanes et Stehli (Ed.), 4A.

- IPPOLITO F. et LUCINI P. (1956).- Il flysch nell'Appennino meridionale. *Boll. Soc. Geol. Italia*, 75, p. 139-159.
- JACOBACCI A. (1962).- Evolution de la fosse mio-pliocène de l'Apennin apulo-campanien (Italie méridionale). *Bull. Soc. géol. France*, (7), IV, p. 691-694.
- JENKYN H.C. (1974).- Origin of red nodular limestones (Ammonitico rosso, Knollenkalke) in the mediterranean jurassic : a diagenetic model. *Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ.*, 1, p. 249-271.
- KOCHER R.N. (1981).- Biochronostratigraphische untersuchungen oberjurassischer radiolarienführender Gesteine, insbesondere der Suedalpen. *Dipl. Geol. ETH, Zurich*, 185 p.
- LAMARE P. (1946).- Les formations détritiques crétacées du massif de Mendibelza. *Bull. Soc. géol. France*, (5), XVI, p. 265-312.
- LAPIERRE H. (1975).- Les formations sédimentaires et éruptives des nappes de Mamonnia et leurs relations avec le massif du Troodos (Chypre orientale). *Mém. Soc. géol. France*, LIV, 123, p. 1-132.
- LAUBSCHER H. et BERNOULLI D. (1977).- Mediterranean and Tethys. In : *The Ocean Basins and Margins*, Nairn, Kaner et Stehli (Ed.), 4A, p. 1-28.
- LAZZARI A. (1953).- Primi risultati dell'indagine geofisica con il metodo sismico a riflessione nella Piana di Catania. *Rdc. Acad. Sci. Fis. Nat. Napoli*, 4, 5 p.
- LECLAIRE L. (1974).- Hypothèse sur l'origine des silicifications dans les grands bassins océaniques. Le rôle des climats hydrolysants. *Bull. Soc. géol. France*, XVI, p. 214-224.
- LETOUZEY J. et TREMOLIERES P. (1980).- Paleo-stress fields around the Mediterranean since the Mesozoic derived from microtectonics : comparisons with plate tectonic data. In : *Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys*. Congr. géol. int., Colloq. C5, p. 261-273.
- LIMANOWSKI M. (1913).- Die grosse Kalabrische Decke. *Bull. Acad. Sci. Cracovie, Cl. Sci. mat. nat.*, A, p. 370-385.
- LLIBOUTRY L. (1982).- Tectonophysique et géodynamique. Une synthèse. *Géologie structurale. Géophysique interne*. Masson (Ed.), 339 p., Paris.
- LORENZ C. et MAGNE J. (1974).- Répartition de quelques Foraminifères vers la limite Oligo-Miocène. *Mém. B. R. G. M.*, 1, p. 415-419.
- LOWRIE W. (1980).- A paleomagnetic overview of the Alpine system. In : *Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys*. Congr. géol. int., Colloq. C5, p. 316-330.
- LUCAS J. (1962).- La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etude sur les argiles du Trias. *Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, 23, 202 p.
- 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. Italia*, 75, p. 16-23.
- LUGEON M. et ARGAND E. (1906).- Sur de grands phénomènes de charriage en Sicile. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 142, p. 966-968.
- LUPERTO E. (1964).- Faune mesozoïque di Pignola (Potenza). *Paleont. Italica*, 57, p. 1-9.
- MAC BRIDE E.F. et FOLK R.L. (1979).- Features and origin of italian jurassic radiolarites deposited on continental crust. *J. Sed. Petrol.*, 49, p. 837-868.

- MARCOUX J. et RICOU L.E. (1979).- Classification des ophiolites et radiolarites alpino-méditerranéennes d'après leur contexte paléogéographique et structural. Implication sur leur signification géodynamique. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXI, 5, p. 643-653.
- MASCLE G.H. (1973).- Etude géologique des monts Sicani (Sicile). Thèse Etat, Paris VI, 691 p.
- MATTAUER M. (1973).- Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre, Hermann (Ed.), 493 p., Paris.
- MATTAVELLI L. et NOVELLI L. (1968).- Petrografia e diagenesi della serie carbonato-argilloso-silicea di S. Fele. *Rend. Soc. Ital. Min. Petr.*, 24, p. 47-67.
- MEYERS W.J. (1977).- Chertification in the Mississippian Lake Valley Formation, Sacramento Mountains, New Mexico. *Sedimentology*, p. 75-105.
- MICHARD A. (1969).- Les dolomies, une revue. *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, 22, p. 3-92.
- MICONNET P. (1982).- Précisions stratigraphiques et tectoniques dans un secteur du Lagonegro (Italie méridionale). *Ann. Soc. géol. Nord*, CII, p. 17-24.
- MICONNET P., CIARAPICA G. et ZANINETTI L. (à paraître).- Faune à Foraminifères du Trias supérieur d'affinité sud-téthysienne dans l'Apennin méridional (Bassin de Lagonegro, Province de Potenza, Italie) ; comparaison avec l'Apennin septentrional.
- MUTTI E. (1977).- Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-Central Pyrenees, Spain). *Sedimentology*, 24, p. 107-131.
- MUTTI E. et RICCI LUCCHI F. (1974).- La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XVI, p. 577-582.
- ODIN G.S. et CURRY D. (1981).- L'échelle numérique des temps paléogènes en 1981. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 293, p. 1003-1006.
- ODIN G.S. et KENNEDY W.J. (1982).- Mise à jour de l'échelle des temps mésozoïques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294, p. 383-386.
- OGNIBEN L. (1969).- Schèma introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. *Mem. Soc. Geol. Italia*, VIII, 4, p. 485-490.
- OGNIBEN L. (1975).- Lithostratigraphic complexes and evidence for tectonic phases in Sicily and Calabria. In : Structural Model of Italy, Ogniben L., Parotto M. et Praturlon (Ed.). *Quad. Ric. Sci.*, 90, p. 365-408.
- PAQUET J. (1969).- Etude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne). *Mém. Soc. géol. France*, XLVIII, 111, p. 1-270.
- PATACCA E., SCANDONE P., GIUNTA G. et LIGUORI V. (1979).- Mesozoic paleotectonic evolution of the Ragusa zone (southeastern Sicily). *Geol. Romana*, XVIII, p. 331-369.
- PESSAGNO E.A. Jr. (1977).- Upper Jurassic Radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges. *Micropaleontology*, 23, p. 56-113.
- PEYRE Y. (1959).- Etude sur les organismes du Jurassique supérieur présentant en section taillée l'aspect de filaments. *Rev. micropaléont.*, 2, 2, p. 80-87.
- POZZUOLI A., SCANDONE P., HUERTAS F. et LINARES J. (1977).- Risultati preliminari dello studio sui minerali argillosi triassici del bacino lagonegrese (Lucania, Appennino meridionale). *Geologia applicata e idrogeologia*, XII, p. 109-121.

- QUITZOW H.W. (1935).- Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete. *Beitr. geol. westl. Mediterrangebiete*, 14 (Abh. Ges. Wiss. Göttingen), p. 63-186.
- RADINA B. (1958).- Rilievo geologico della zona compresa tra San Fele, Bella et Muro Lucano. *Boll. Soc. Geol. Italia*, 77, 3, p. 183-203.
- REINECK H.E. et SINGH I.B. (1973).- Depositional sedimentary environments, Springer-Verlag (Ed.), 439 p.
- REMANE J. (1967).- Proceedings of the first international conference on planktonic microfossils, Brönnimann P. et Renz H.H. (Ed.), II, Genova.
- RICCHETTI G. (1961).- Geologia del nucleo mesozoico di Pignola e Abriola (Potenza). *Boll. Soc. Geol. Italia*, 80, p. 247-267.
- RICOU L.E. (1971).- Le croissant ophiolitique péri-arabe, une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 13, p. 327-350.
- RICOU L.E. et MARCOUX J. (1980).- Organisation générale et rôle structural des radiolarites et ophiolites le long du système alpino-méditerranéen. *Bull. Soc. géol. France*, XXII, 1, p. 1-15.
- ROCCI G., BAROZ F., BEBIEN J., DESMET A., LAPIERRE H., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. et PARROT J.F. (1980).- Les ophiolites méditerranéennes et les formations volcano-sédimentaires qui leur sont associées. *Int. Ophiolites Symp.*, Chypre (1979). Geol. Survey Departm. (Nicosia), p. 273-286.
- SANDER N.J. (1970).- Structural evolution of the Mediterranean region during the Mesozoic area. In : Geology and history of Sicily, Alvarez W. et Gohrbandt K.H.A. (Ed.). *Petr. expl. Soc. of Libya*, p. 145-170, Tripoli.
- SCANDONE P. (1961).- Nuove vedute sulla geologia dei dintorni di Lagonegro. *Rcd. Acad. Sci. Fis. Mat. Soc. Sci. Lett. Arti Napoli*, 4, 28, p. 436-444.
- SCANDONE P. (1965).- Osservazioni su una localita fossilifera a Brachiopodi nel Ladinico della serie calcareo-silico marnosa lucana al M. Facito. *Boll. Soc. Nat. Napoli*, 74, p. 311-316.
- SCANDONE P. (1967 a).- Sul significato dei "calcari con liste e noduli di selce" di S. Fele e delle brecciole calcaree negli scisti silicei della Lucania. *Boll. Soc. Nat. Napoli*, 76, p. 189-198.
- SCANDONE P. (1967 b).- Studi di geologia lucana : la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo. *Boll. Soc. Nat. Napoli*, 76, p. 301-469.
- SCANDONE P. (1972).- Studi di geologia lucana : carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative. *Boll. Soc. Nat. Napoli*, 81, p. 225-300.
- SCANDONE P. (1975 a).- The preorogenic history of the Lagonegro basin (southern Apennines). In : Geology of Italia, Coy Squyres (Ed.). *Earth Sci. Soc. Libyan*, p. 305-315, Tripoli.
- SCANDONE P. (1975 b).- Triassic seaways and the jurassic Tethys ocean in the central mediterranean area. *Nature*, 256, p. 117-119.
- SCANDONE P., SGROSSO I. et VALLARIO A. (1967).- Finestra tettonica nella serie calcareo silico-marnosa presso Campagna (M. Picentini, Salerno). *Boll. Soc. Nat. Napoli*, 76, p. 3-10.
- SELLI R. (1962).- Il paleogene nel quadro della geologia dell'Italia centro-meridionale. *Mem. Soc. Geol. Italia*, 3, p. 737-789.

- SIGNORINI R. (1939).- Sulla tettonica dei terreni mesozoici nell'Appennino Lucano. *Rend. Acad. Naz. Lincei, Cl. Sci. Fis. mat. nat.*, 6, 29, p. 558-606.
- SIGNORINI R. (1946).- Autoctonia e alloctonia dei terreni dell'Appennino centrale e settentrionale. *Rdc. Acad. Lincei*, 8, 1, p. 99.
- SIGNORINI R. (1952).- Le nuove conoscenze stratigrafiche e tettoniche dell'Appennino meridionale. *Atti. VII Conv. naz. Metano e Petrol.*, 1, p. 311-319.
- SOUBIAS D. (1973).- Reconnaissance macroscopique et microscopique des carbonates naturels par une méthode de coloration simple. *Bull. Centre Rech. SNPA Pau*, 7, 1, p. 285-289.
- STEINBERG M., DESPRAIRIES A., FOGELGESANG J.F., MARTIN A., CARON D. et BLANCHET R. (1977).- Radiolarites et sédiments hypersiliceux océaniques : une comparaison. *Sedimentology*, 24, p. 547-563.
- SUESS E. (1910).- *Das Antlitz der Erde*. Prague, 1888.
- TACOLI M.L. et ZOJA L. (1957).- L'età degli scisti silicei di S. Fele. *Boll. Soc. Geol. Italia*, 76, p. 36-45.
- TADDEI RUGGIERO E. (1968).- Brachiopodi triassici della Pietra Maura (Lucania), studio paleontologico e statistico. *Boll. Soc. Nat. Napoli*, 77, p. 349-392.
- TEICHMULLER R. et QUITZOW H.W. (1935).- Die Beziehungen zwischen dem nordappenninen und dem kalabrischen Deckenbau. *Beitr. geol. westl. Mediterran-gebiete* (Abh. Ges. Wiss. Göttingen), p. 181-186.
- TERRY J. (1974).- Ensembles lithologiques et structures internes du cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce). Construction d'un modèle pétrogénétique. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XVI, p. 204-213.
- THIEBAULT F. (1982).- L'évolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridional. *Soc. géol. Nord*, Publ. n° 6, 574 p.
- TILLEY C.E. et MUIR I.D. (1967).- Tholeiite and tholeiitic series. *Geol. Mag.*, 104, 4, p. 337-343.
- VEZZANI L. (1975).- Lithostratigraphic complexes and evidence for tectonic phases in the Molise-Puglia-Lucania Apennines. In : Structural Model of Italy, Ogniben L., Parotto M. et Praturlon A. (Ed.). *Quad. Ric. Sci.*, 90, p. 329-363.
- VIOLA C. (1892 a).- Nota preliminare sulle regione dei gabbri e delle serpentine nell'alta valle del Sinni, in Basilicata. *Boll. r. Com. Geol. Italia*, III, IV, p. 105-129.
- VIOLA C. (1892 b).- Comunicazione preliminare sopra un terreno cristallino in Basilicata (alta valle del Sinni). *Boll. r. Com. Geol. Italia*, III, III, p. 244-246.
- VRIELYNCK B. (1976).- Etude géologique des massifs bordiers de la plaine d'Argos. D. E. A., Lille, 99 p.
- VRIELYNCK B. (1980).- Précisions sur la stratigraphie du Trias d'Argolide (Péloponnèse, Grèce) et conséquences structurales. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXII, p. 345-352.
- VRIELYNCK B. (1982).- Préparation des Conodontes par manipulation en milieu liquide. *Géobios*, (15), p. 97-100.

WINTERER E.L. et BOSELLINI A. (1981).- Subsidence and sedimentation on jurassic passive continental margin, southern Alps, Italy. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 65/3, p. 394-421.

ZANINETTI L. (1976).- Les foraminifères du Trias. Essai de synthèse et de corrélation entre les domaines mésogéens européen et asiatique. *Riv. ital. Paleont.*, 82, p. 1-258.

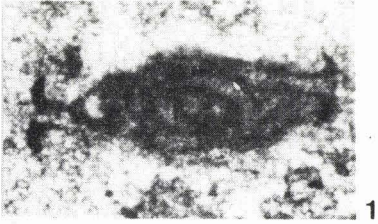
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PLANCHES 1, 2 et 3

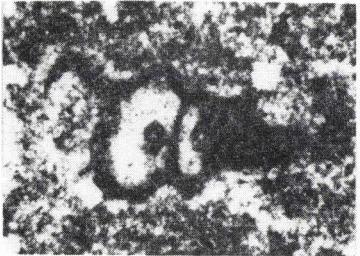
PLANCHE 1

- 1 : cf. ? *Hydrania dulloi* Senowbari-Daryan (x 100). Membre basal des radiolarites faciès Sasso di Castalda, Mt Buccaglione ; éch. 10582.
- 2 : *Costifera battagliaensis* Senowbari-Daryan (x 55). Membre basal des radiolarites faciès Sasso di Castalda, Mt Buccaglione ; éch. 10582.
- 3 : *Costifera cylindrica* Senowbari-Daryan (x 80). Membre basal des radiolarites faciès Sasso di Castalda, Mt Buccaglione ; éch. 10582.
- 4 : *Costifera cylindrica* Senowbari-Daryan (x 70). Membre basal des radiolarites faciès Sasso di Castalda, Mt Buccaglione ; éch. 10582.
- 5 : *Galeanella panticae* Zaninetti et Brönnimann (x 150). Remaniées dans une brèche du Dogger, membre basal des radiolarites faciès San Fele, Torrente Brādano ; éch. 12282.
- 6 : *Galeanella lucana* Miconnet, Ciarapica et Zaninette (x 80). Coupe longitudinale. Membre basal des radiolarites faciès Sasso di Castalda, Mt Buccaglione ; éch. 10582.
- 7 : *Galeanella lucana* Miconnet, Ciarapica et Zaninette (x 80). Coupe tangentielle. Membre basal des radiolarites faciès Sasso di Castalda, Mt Buccaglione ; éch. 10582.
- 8 : *Costifera battagliaensis* Senowbari-Daryan (x 60). Membre basal des radiolarites faciès Sasso di Castalda, Mt Buccaglione ; éch. 10582.
- 9 : ? *Costifera cylindrica* Senowbari-Daryan (x 120). Membre basal des radiolarites faciès Sasso di Castalda, Mt Buccaglione ; éch. 10582.
- 10 : *Costifera battagliaensis* Senowbari-Daryan (x 150). Membre basal des radiolarites faciès Sasso di Castalda, Mt Buccaglione ; éch. 10582.

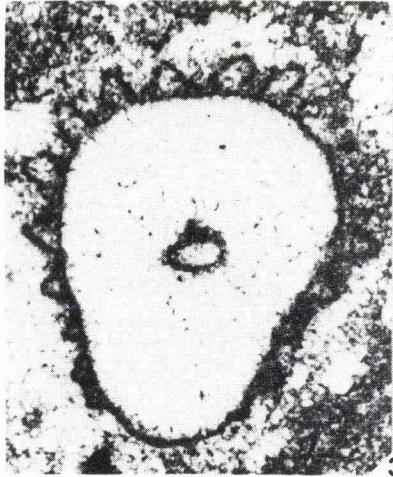
PLANCHE 1



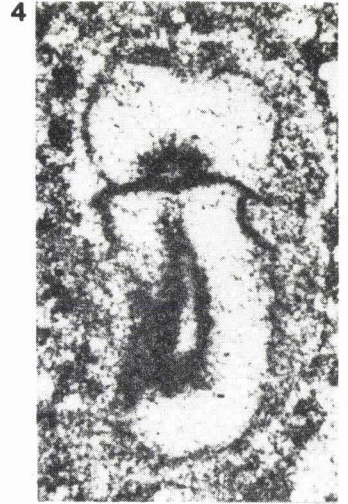
1



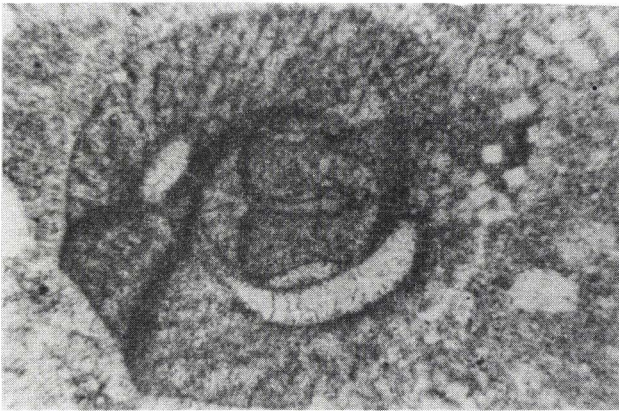
2



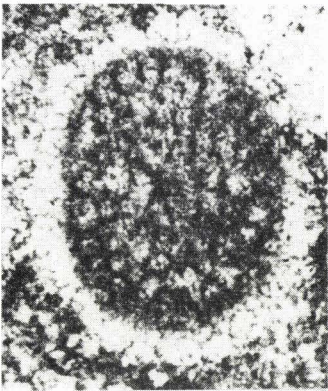
3



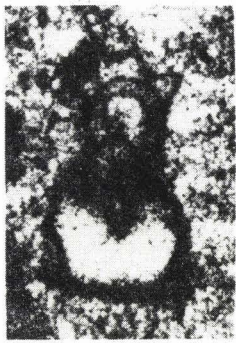
4



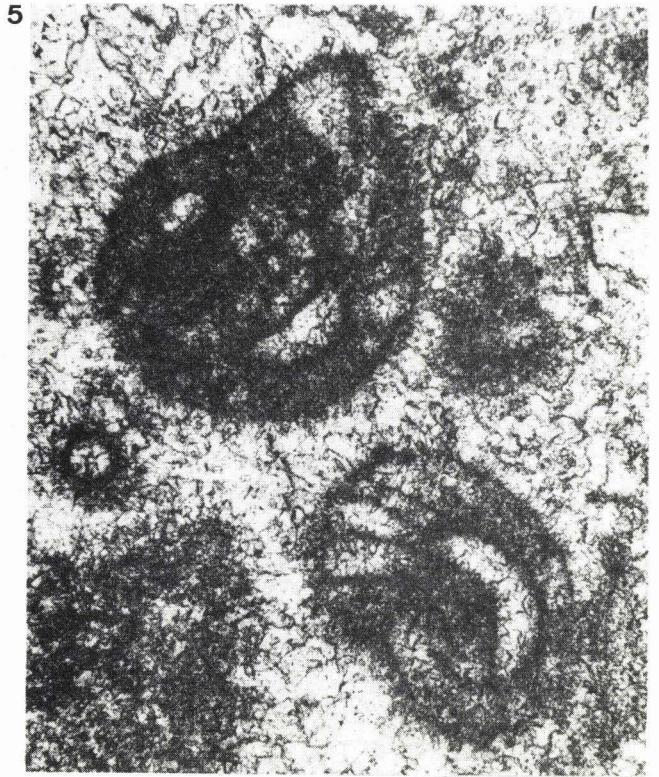
6



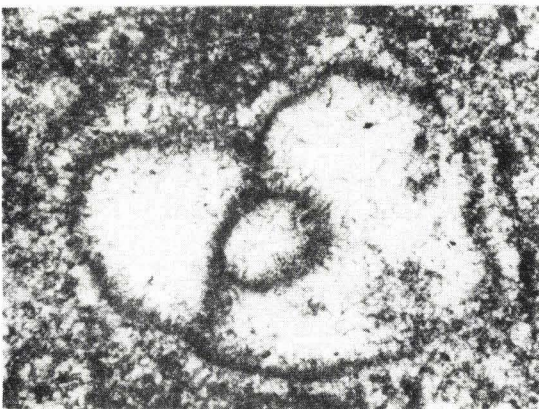
7



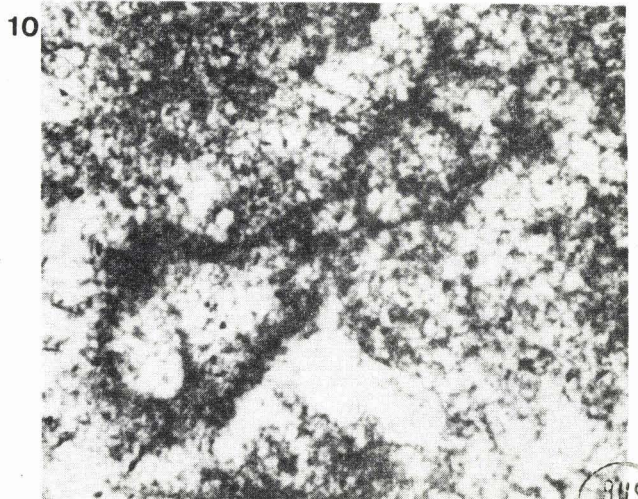
8



5



9

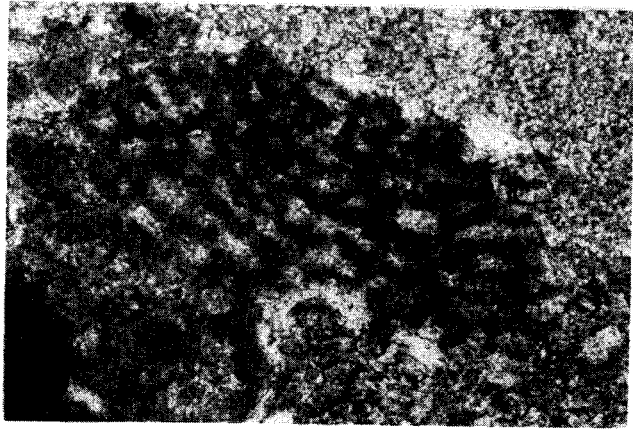


10

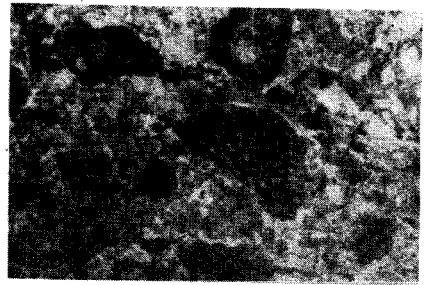
PLANCHE 2

- 1 : *Lucasella cayeuxi* (Lucas) (x 100). Calcaires à silex faciès San Fele, Torrente Brádano ; éch. 12982. Aalénien.
- 2 et 3 : *Lucasella cayeuxi* (Lucas) (x 25). Calcaires à silex faciès San Fele, Torrente Brádano ; éch. 12982. Aalénien.
- 4 : *Protopeneroplis striata* Weynschenk (x 25) ; remanié au coeur d'une oolite. Calcaires à silex faciès San Fele, Torrente Brádano ; éch. 12582. Dogger-Malm ?
- 5 : *Protopeneroplis striata* Weynschenk (x 25) ; remanié au coeur d'une oolite. Calcaires à silex faciès San Fele, Monte Fieno ; éch. 15581. Malm ?
- 6 : *Protopeneroplis striata* Weynschenk (x 100) ; non remanié mais déplacé et partiellement dolomitisé. Calcaires à silex faciès San Fele, Torrente Brádano ; éch. 12682. Dogger-Malm.
- 7 : *Remaniella dadayi* (Knauer) (x 200). Flysch Galestri faciès Lagonegro I, rivière Cogliandrino ; éch. 1681. Berriasien.
- 8 : *Calpionella elliptica* Cadish (x 200). Flysch Galestri faciès Lagonegro I, rivière Cogliandrino ; éch. 6781. Berriasien.
- 9 : *Calpionellites darderi* (Colom) (x 200). Flysch Galestri faciès Lagonegro I, rivière Cogliandrino ; éch. 1681. Valanginien.
- 10 : *Miogypsina* sp. (x 25) ; coupe équatoriale. Flysch éocène-oligocène ; éch. 0982 A. Oligocène supérieur.
- 11 : *Lepidocyclina* sp. (x 25) ; coupe tangentielle. Flysch éocène-oligocène ; éch. 5182. Oligocène supérieur.
- 12 : *Nephrolepidina* sp. (x 25) ; coupe équatoriale. Flysch éocène-oligocène ; éch. 0682. Oligocène supérieur.

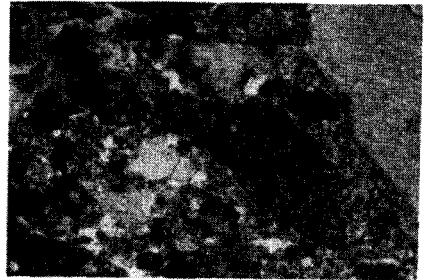
PLANCHE 2



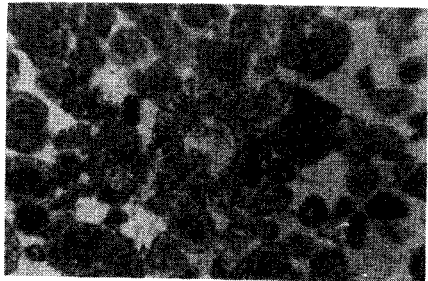
2



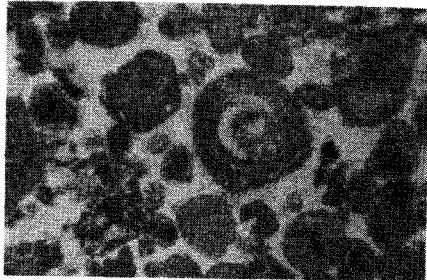
3



6



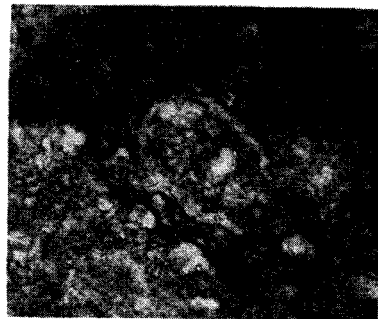
4



5

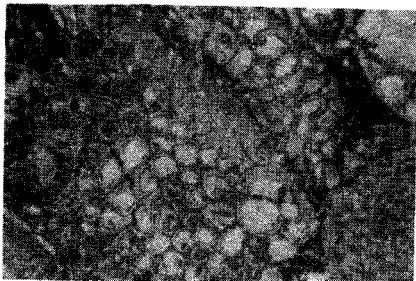
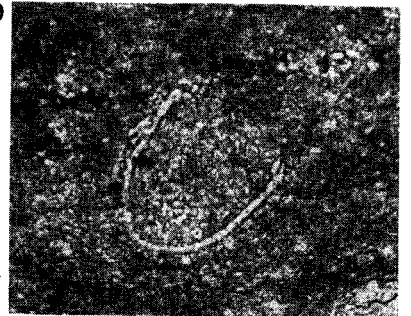


7

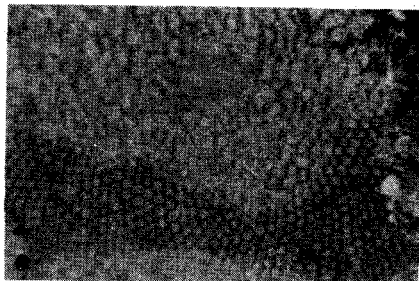


8

9



10



11

12



PLANCHE 3

Radiolarites faciès Sasso di Castalda, Mt Buccaglione :

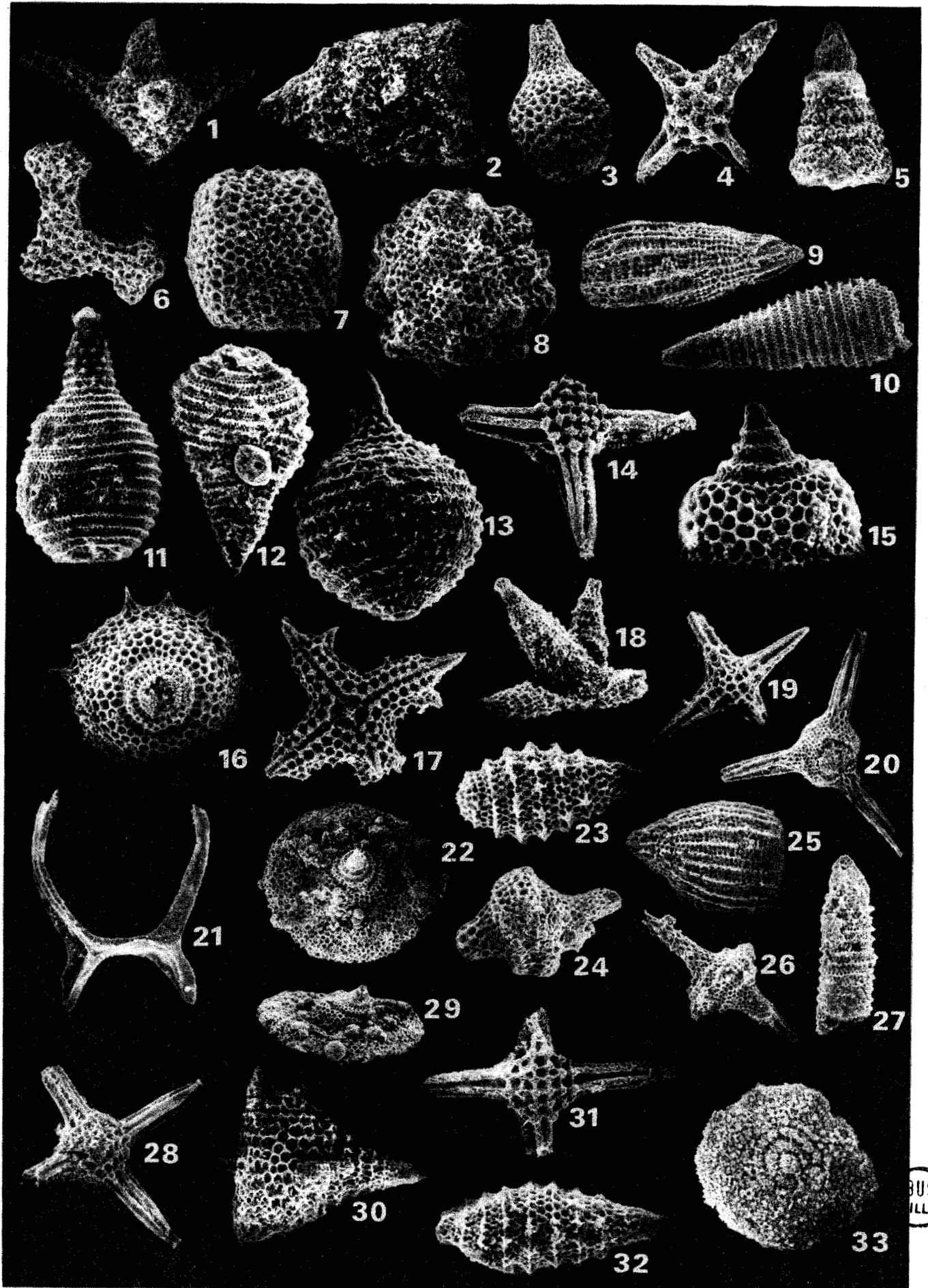
- 1 : *Podocapsa* sp. cf. *P. amphitreptera* (x 300) ; éch. 10782.
2 : *Spongocapsula palmerae* Pessagno (x 430) ; éch. 10782.

Radiolarites faciès Pignola-Abriola, vallée de "La Fiumarella" :

- 3 : g. sp. indét. (x 300) ; éch. 11482.
4 : g. sp. indét. (x 540) ; éch. 11482.
5 : g. sp. indét. (x 400) ; éch. 11482.
6 : *Paronaella* (?) *diamphidia* Foreman (x 340) ; éch. 11682 B.
7 : g. sp. indét. (x 500) ; éch. 11682 B.
8 : *Praeconocaryamma* sp. (: 480) ; éch. 11682 B.
9 : g. sp. indét. (x 200) ; éch. 11682 B.

Radiolarites faciès San Fele, Torrente Brädano :

- 10 : *Parvicingula* sp. (x 213) ; éch. 15081.
11 : *Mirifusus* sp. (x 230) ; éch. 14981.
12 : *Mirifusus* sp. (x 230) ; éch. 14981.
13 : *Mirifusus* sp. aff. *M. guadalupensis* (x 260) ; éch. 14981.
14 : *Emiluvia* sp. aff. *E. orea* (x 260) (à mailles carrées) ; éch. 15181.
15 : *Andromeda* sp. (forme haute) (x 270) ; éch. 14981.
16 : *Andromeda podbielensis* (Ozvoidova) (x 260) ; éch. 15181.
17 : *Higunastra* sp. (x 290) ; éch. 15181.
18 : g. sp. indét. (x 330) ; éch. 15081.
19 : *Emiluvia* sp. (x 330) ; éch. 14981.
20 : *Triactoma* sp. (x 270) ; éch. 15081.
21 : *Acanthocircus* sp. cf. *A. carinatus* (x 360) ; éch. 15081.
22 : *Andromeda* sp. (forme basse) (x 200) ; éch. 15181.
23 : *Parvicingula* sp. cf. *P. boesii* (à épines périphériques) (x 450) ;
éch. 15081.
24 : *Podobursa* sp. aff. *P. helvetica* (x 370) ; éch. 14981.
25 : g. sp. indét. (x 410) ; éch. 15181.
26 : *Podobursa helvetica* (Rüst) (x 250) ; éch. 15081.
27 : *Parvicingula altissima* (Rüst) (x 260) ; éch. 15181.
28 : *Emiluvia orea* Baumgartner (x 210) ; éch. 15081.
29 : *Andromeda* sp. (forme basse) (x 200) ; éch. 15181.
30 : g. sp. indét. (x 300) ; éch. 15081.
31 : *Emiluvia* sp. aff. *E. orea* (à mailles carrées) (x 260) ; éch. 15181.
32 : *Parvicingula* sp. cf. *P. boesii* (à épines périphériques) (x 500) ;
éch. 15181.
33 : g. sp. indét. (x 200) ; éch. 15181.



**TABLE DES MATIERES ET
LISTE DES FIGURES**

PREMIERE PARTIE : INTRODUCTION

I. LE CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE.....	1
1. Les régions naturelles de l'Italie.....	1
2. L'Apennin méridional.....	2
II. GENERALITES.....	7
1. Buts de l'étude, problèmes posés et résultats.....	7
2. Nomenclature et terminologie.....	8
3. Plan de l'ouvrage.....	12

DEUXIEME PARTIE : STRATIGRAPHIE

I. INTRODUCTION.....	15
1. Généralités.....	15
2. Historique succinct.....	16
3. Le cadre stratigraphique général.....	16
II. LE FACIES DU LAGONEGRO I.....	19
1. La formation des calcaires à silex.....	19
a. Les coupes.....	19
a1. Le membre basal (p. 19) ; a2. Le membre sommital (p. 23).	
b. Interprétation.....	25
c. Conclusion.....	27
2. La formation des radiolarites.....	27
a. La coupe.....	27
b. Interprétation.....	30
c. Conclusion.....	32
3. Le flysch Galestri.....	32
a. Les coupes.....	33
a1. La formation du flysch Galestri (p. 33) ; a2. La formation des argiles rouges de Pecorone (p. 35).	
b. Interprétation.....	39
c. Conclusion.....	41
4. Faciès du Lagonegro I, Récapitulatif.....	42
III. LE FACIES ARMIZZONE.....	45
1. La formation du Monte Facito.....	45
a. Observations.....	45
a1. La matrice et la sédimentation autochtone (p. 45) ; a2. Les blocs (p. 46) ; a3. Le rapport bloc/matrice (p. 50).	
b. Interprétation.....	51
c. Conclusion.....	54

2. La formation des calcaires à silex.....	54
a. Les coupes.....	54
a1. Le membre basal (p. 54) ; a2. Le membre sommital (p. 58).	
b. Interprétation.....	59
c. Conclusion.....	62
3. La formation des radiolarites.....	62
a. Coupe.....	62
b. Interprétation.....	64
c. Conclusion.....	64
4. La formation du flysch Galestri.....	64
5. Le faciès Armizzone, Récapitulatif.....	66
 IV. LE FACIES SASSO DI CASTALDA.....	 69
1. La formation des calcaires à silex.....	69
a. La coupe.....	69
b. Interprétation.....	72
c. Conclusion.....	72
2. La formation des radiolarites.....	72
a. Les coupes.....	72
a1. Le membre basal (p. 72) ; a2. Le membre sommital (p. 76).	
b. Interprétation.....	78
c. Conclusion.....	79
3. La formation du flysch Galestri.....	79
4. Le faciès Sasso di Castalda, Récapitulatif.....	80
 V. LE FACIES PIGNOLA-ABRIOLA.....	 81
1. La formation du Monte Facito.....	81
a. Observations.....	81
a1. Caractères semblables aux deux formations (p. 81);	
a2. Les caractères particuliers au faciès Pignola-Abriola (p. 82).	
b. Conclusion.....	86
2. La formation des calcaires à silex.....	87
a. Les coupes.....	87
a1. Le membre basal (p. 87) ; a2. Le membre sommital (p. 90).	
b. Interprétation.....	94
c. Conclusion.....	95
3. La formation des radiolarites.....	95
a. Les coupes.....	96
b. Interprétation.....	97
c. Conclusion.....	100
4. La formation du flysch Galestri.....	101
5. Le faciès Pignola-Abriola, Récapitulatif.....	101
 VI. LE FACIES SAN FELE.....	 103
1. La formation des calcaires à silex.....	103
a. La coupe.....	105
b. Interprétation.....	108
c. Conclusion.....	110

2. La formation des radiolarites.....	110
a. La coupe.....	110
b. Interprétation.....	113
c. Conclusion.....	116
3. La formation du flysch Galestri.....	116
4. Le faciès San Fele, Récapitulatif.....	117
VII. MINERALOGIE DES ARGILES.....	119
1. Introduction.....	119
a. But de l'étude.....	119
b. Méthode d'étude.....	119
2. Résultats.....	119
a. Les minéraux présents.....	119
b. Observation.....	120
3. Interprétation.....	122
4. Conclusion.....	122
VIII. CONCLUSIONS GENERALES A L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE DES SERIES DU LAGONEGRO.....	123
1. La lithologie.....	123
2. La biostratigraphie.....	125
3. Interprétation géodynamique, caractéristique du bassin...	126

TROISIEME PARTIE : TECTONIQUE

I. INTRODUCTION.....	129
1. Généralités.....	129
2. Historique succinct.....	129
3. Problèmes posés et plan adopté.....	130
II. DISPOSITIF STRUCTURAL D'ENSEMBLE.....	131
1. Les grandes unités tectoniques.....	131
2. Le système de fracturation générale.....	133
3. Coupe structurale.....	134
III. ANALYSE STRUCTURALE.....	137
1. Le massif des Murge del Principe (secteur Nord).....	138
a. L'écaillage de l'unité du Lagonegro II.....	138
b. L'unité de Foraporta.....	139
2. Le massif du Monte del Papa.....	140
a. Le style tectonique du Lagonegro I.....	141
a1. Les différents types de plis (p. 141) ; a2. La fracturation (p. 144).	
b. Le recouvrement tectonique du Lagonegro I.....	145
3. Le secteur Sud Ouest.....	150

4. Autres secteurs.....	152
a. Le secteur du Monte Armizzone, Castelsaraceno.....	152
b. Le secteur de Sasso di Castalda.....	154
c. Le secteur de San Fele.....	155
IV. CARACTERISTIQUES TECTONIQUES GENERALES ; APPORTS DE L'ETUDE.	159
V. CONCLUSION : LES PRINCIPALES ETAPES DE LA TECTOGENESE.....	167

QUATRIEME PARTIE : INTERPRETATION GEODYNAMIQUE

BIBLIOGRAPHIE

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

PREMIERE PARTIE : INTRODUCTION

Fig. 1.- Carte tectonique schématique de la Méditerranée centrale.....	1
Fig. 2.- Carte structurale simplifiée de l'Italie et de la Sicile.....	3
Fig. 3.- Carte structurale simplifiée de la Basilicate.....	4
Fig. 4.- Coupe structurale schématique dans l'Apennin méridional.....	5
Fig. 5.- Correspondance entre zones paléogéographiques, unités tectoniques et domaines.....	5
Fig. 6.- Les faciès du sillon du Lagonegro et localisation des secteurs étudiés.....	7
Fig. 7.- Echelle stratigraphique.....	10
Fig. 8.- Symboles généralement utilisés.....	11

DEUXIEME PARTIE : STRATIGRAPHIE

Fig. 9.- Le bassin du Lagonegro. Localisation des faciès et des secteurs étudiés.....	15
Fig. 10.- Section de la base des calcaires à silex, faciès du Lagonegro I.....	19
Fig. 11.- Plis disharmoniques dans la série pélitico-calcaire de la base des calcaires à silex de l'unité du Lagonegro I.....	20
Fig. 12.- Figure de slump dans la base des calcaires à silex du Lagonegro I.....	20
Fig. 13.- Colonne stratigraphique de la formation des calcaires à silex du faciès du Lagonegro I, membre inférieur...	21
Fig. 14 A.- Calcaire turbiditique micritique à filaments.....	22
Fig. 14 B.- Calcaire pélagique micritique à filaments.....	22
Fig. 15.- Coupe des calcaires à silex du Lagonegro I, flanc Nord Ouest du Monte del Papa.....	23
Fig. 16.- Colonne stratigraphique de la formation des calcaires à silex du faciès du Lagonegro I, membre supérieur...	24
Fig. 17.- Plis d'entraînement à la base du massif de Gianni Grieco.....	25
Fig. 18.- Coupe des radiolarites du Lagonegro I dans la "valle della Nevara".....	28
Fig. 19.- Colonne stratigraphique de la formation des radiolarites du faciès du Lagonegro I.....	29
Fig. 20.- Lamination dans les radiolarites du Lagonegro I, niveau 8.....	30
Fig. 21.- Le passage radiolarites/flysch Galestri dans le Lagonegro I.....	33
Fig. 22.- Calpionelles de la base du flysch Galestri.....	34

Fig. 23.- Répartition stratigraphique des Calpionelles rencontrées.....	35
Fig. 24.- Le sommet de la série du flysch Galestri : les argiles rouges de Pecorone.....	36
Fig. 25.- Position des différents échantillons des "argiles rouges de Pecorone" ayant fourni une datation.....	37
Fig. 26.- Répartition des Foraminifères d'intérêt stratigraphique et numéro de l'échantillon où ils ont été trouvés	38
Fig. 27.- Disposition des sillons des flyschs éocénés en Europe.....	40
Fig. 28.- Litholog récapitulatif du faciès du Lagonegro I.....	43
Fig. 29.- Carte géologique de la région de Castelsaraceno (Monte Armizzone).....	44
Fig. 30.- Panorama du massif de Roccarossa.....	47
Fig. 31.- Type de structure diagenétique rencontrée dans certains blocs.....	47
Fig. 32.- Allure de certains blocs surmontés par un encroûtement ferrugineux secondaire de type hard-ground.....	48
Fig. 33.- Aspect des blocs bréchiques rencontrés dans la formation du Monte Facito.....	48
Fig. 34.- Nature du contact supérieur entre un bloc et la matrice pélitique.....	51
Fig. 35.- Schéma d'un bloc type de la formation du Monte Facito	52
Fig. 36.- Modèle possible de genèse de la formation du Monte Facito.....	53
Fig. 37.- Base des calcaires à silex de faciès Armizzone.....	55
Fig. 38.- Base des calcaires à silex de faciès Armizzone. Coupe du Monte Armizzone.....	56
Fig. 39.- Comparaison entre les colonnes stratigraphiques du Monte Armizzone et de Petina Chiana.....	57
Fig. 40.- Colonne stratigraphique du membre sommital de la formation des calcaires à silex, faciès Armizzone....	59
Fig. 41.- Le faciès Armizzone ; coupe dans la vallée de la Vardaneta.....	61
Fig. 42.- Colonne stratigraphique de la formation des radiolarites, faciès Armizzone.....	63
Fig. 43.- Mode possible de formation du "flysch" Galestri.....	66
Fig. 44.- Litholog récapitulatif du faciès d'Armizzone.....	67
Fig. 45.- Carte géologique de la région de Sasso di Castalda...	68
Fig. 46.- Coupe des calcaires à silex et des radiolarites, faciès Sasso di Castalda.....	69
Fig. 47.- Colonne stratigraphique de la formation des calcaires à silex Faciès Sasso di Castalda.....	70
Fig. 48.- Stratigraphie du membre basal des radiolarites faciès Sasso di Castalda, d'après trois coupes.....	73

Fig. 49.- Répartition stratigraphique des Radiolaires déterminables rencontrés dans un niveau sommital.....	77
Fig. 50.- Litholog récapitulatif du faciès Sasso di Castalda....	80
Fig. 51.- Aspect microscopique des spilites contenues dans la formation du Monte Facito.....	82
Fig. 52.- Analyse géochimique des laves triasiques du Lagonegro.....	84
Fig. 53.- Diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = f(\text{SiO}_2)$	85
Fig. 54.- Diagramme $\text{MgO}/\text{FeO}^{\text{total}}$	85
Fig. 55.- Diagramme $\text{FeO}^{\text{total}}/\text{SiO}_2 = f(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$	86
Fig. 56.- Coupe à travers les séries du membre basal des calcaires à silex faciès Pignola-Abriola.....	88
Fig. 57.- Colonne stratigraphique du membre basal de la formation des calcaires à silex faciès Pignola-Abriola	89
Fig. 58.- Coupe du faciès Pignola-Abriola.....	91
Fig. 59.- Colonne stratigraphique du membre sommital de la formation des calcaires à silex faciès Pignola-Abriola	92
Fig. 60.- Schéma des deux modes de dolomitisation observés dans la série carbonatée de Pignola-Abriola.....	94
Fig. 61.- Colonne stratigraphique de la formation des Radiolarites faciès Pignola-Abriola.....	96
Fig. 62.- Répartition stratigraphique des Radiolaires reconnus par échantillon.....	98
Fig. 63.- Estimation relative de la base de la formation des radiolarites.....	99
Fig. 64 et 65.- Hypothèses paléogéographiques.....	100
Fig. 66.- Litholog récapitulatif du faciès Pignola-Abriola.....	102
Fig. 67.- Carte géologique de la région de San Fele.....	104
Fig. 68.- Coupe de l'unité de San Fele dans le torrent Brádano..	105
Fig. 69.- Formation des calcaires à silex faciès San Fele.....	106
Fig. 70.- Schéma montrant la chronologie des transformations subies par la roche.....	107
Fig. 71.- Origine possible de la dolomie des formations proximales de San Fele et de Pignola-Abriola.....	108
Fig. 72.- Allure de la surface supérieure de certains bancs de calcaire faciès San Fele.....	109
Fig. 73.- Formation des radiolarites faciès San Fele.....	111
Fig. 74.- Répartition stratigraphique des principaux Radiolaires rencontrés dans la formation.....	114
Fig. 75.- "Réévaluation" de la base de la formation des radiolarites.....	115
Fig. 76.- Litholog récapitulatif du faciès San Fele.....	117
Fig. 77.- Les argiles du Lagonegro I.....	121

Fig. 78.- Comparaison des différents faciès du bassin.....	124
Fig. 79.- Modèle palinspastique proposé au cours du Norien moyen.....	127

TROISIEME PARTIE : TECTONIQUE

Fig. 80.- Schéma structural.....	132
Fig. 81.- Fracturation d'ensemble du secteur couvert.....	134
Fig. 82.- Coupe structurale du secteur étudié.....	135
Fig. 83.- Localisation des coupes structurales effectuées dans la région de Lagonegro.....	137
Fig. 84.- Ecaillage à l'intérieur de l'unité du Lagonegro II faciès Armizzone. Coupe des Murge del Principe.....	138
Fig. 85.- Coupe de la klippe tectonique au Sud de Rocca Rossa..	139
Fig. 86.- Panorama des "Mass. Cavaliere". Chevauchement de l'unité de Foraporta.....	140
Fig. 87.- Répartition des pôles de stratification sur 1/2 sphère inférieure du canevas de Schmidt.....	140
Fig. 88.- Style tectonique du flanc occidental du Monte Sirino.	141
Fig. 89.- Panorama de la vallée dei Porcili vu de la Tempa de Rocca Rossa.....	142
Fig. 90.- Style tectonique du versant oriental du Monte del Papa.....	142
Fig. 91.- Répartition des pôles de stratification sur 1/2 sphère inférieure du canevas de Schmidt.....	143
Fig. 92.- Bloc diagramme montrant les deux axes principaux de plissement visibles dans le Lagonegro I.....	144
Fig. 93.- Rosace de fracturation du secteur du Monte del Papa..	145
Fig. 94.- Chevauchement du Lagonegro II (formation du Monte Facito) sur le Lagonegro I (flysch Galestri) et intercalation d'un flysch éocène-oligocène.....	146
Fig. 95.- Echantillonnage du flysch éocène-oligocène.....	147
Fig. 96.- Répartition des Foraminifères rencontrés d'intérêt stratigraphique.....	148
Fig. 97.- Coupe du chevauchement d'Alzo al Castello.....	150
Fig. 98.- Chevauchement des unités du Lagonegro par la plate-forme campano-lucanienne.....	151
Fig. 99.- Carte de la région Castelsaraceno-Monte Armizzone....	153
Fig. 100.- Carte de la région de Sasso di Castalda.....	154
Fig. 101.- Carte de la région de San Fele.....	156
Fig. 102.- Rosace de fracturation du secteur de San Fele.....	156
Fig. 103.- Importance de la tectonique récente dans l'allure des affleurements.....	157

Fig. 104.-	Modèle de mise en place des unités.....	159
Fig. 105.-	Comportement des unités soumises aux contraintes.....	160
Fig. 106.-	Allure des axes et des failles chevauchantes autour du Monte Sirino.....	161
Fig. 107.-	Plan de décollement, replacé dans la paléogéographie anté-tectonique, selon les travaux antérieurs.....	162
Fig. 108.-	Affleurement des différentes unités - faciès de Lagonegro et interprétation structurale.....	163
Fig. 109.-	Modèle proposé où chaque faciès représente une unité propre.....	163

QUATRIEME PARTIE

Fig. 110.-	Bloc diagramme de la région avant l'ouverture ; la plate-forme scythienne.....	169
Fig. 111.-	Ouverture aniso-ladinienne ; la naissance du bassin..	170
Fig. 112.-	Individualisation des faciès ; période de subsidence marquée.....	171
Fig. 113.-	Fin de la période de vacuité.....	171
Fig. 114.-	Le début de la tectonisation.....	172
Fig. 115.-	La tectonique récente.....	173

