

THÈSES

présentées à la Faculté des Sciences de Lille
pour obtenir le grade de
DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

par

Paul BROQUET

Maître-assistant à la Faculté des Sciences d'Amiens

PREMIERE THESE :

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION DES MADONIES (SICILE)

SECONDE THESE :

Propositions données par la Faculté

Soutenues publiquement le 28 Novembre 1968 devant la Commission d'Examen

JURY

Messieurs les Professeurs :

Gérard WATERLOT, *Président.*

André CAIRE, *Rapporteur.*

Antoine BONTE }
Guy MENNESSIER } *Examineurs.*



UNIVERSITE DE LILLE

FACULTE DES SCIENCES

- Doyen : M. R. DEFRETIN, Professeur de Biologie et
Physiologie animales.
- Assesseurs : MM. J. HEUBEL, Professeur de Chimie minérale;
A. LEBRUN, Professeur de Radioélectricité.
- Doyens honoraires : MM. H. LEFEBVRE, M. PARREAU.
- Professeurs honoraires : MM. ARNOULT, BEGHIN, BROCHARD, CAU, CHAPPELON,
CHAUDRON, CORDONNIER, DEHEUVELS, DEHORNE,
DOLLE, FLEURY, P. GERMAIN, KAMPE DE FERIET,
KOURGANOFF, LAMOTTE, LELONG, Mme LELONG,
MM. MAZET, MICHEL, NORMANT, PARISELLE,
PASCAL, PAUTHENIER, ROIG, ROSEAU, ROUBINE,
ROUELLE, WIEMAN, ZAMANSKY.
- Professeurs : MM. BACCHUS, Astronomie et Calcul Numérique;
BEAUFILS, Catalyse;
BECART, Spectroscopie moléculaire;
BLOCH, Psychophysiologie;
BONNEMAN, Chimie Analytique Industrielle;
BONTE, Géologie appliquée;
BOUGHON, Mathématiques;
BOUISSET, Physiologie Générale;
BOURIQUET, Physiologie Végétale;
CELET, Géologie Dynamique;
CONSTANT, Hyperfréquences et semi-conducteur;
CORSIN, Paléontologie Végétale et Palynologie;
DECUYPER, Mathématiques;
DEDECKER, Mathématiques;
DEHORS, Automatique et Calcul Analogique;
DELATRE, Géologie Régionale;
DELEAU, Sédimentologie;
DELHAYE, Spectroscopie Raman;
DERCOURT, Géologie structurale;

MM. DESCOMBES, Mathématiques;
 DURCHON, Endocrinologie des Invertébrés;
 FOURET, Physique des Solides Rayons X;
 GABILLARD, Géopropagation et Résonances magné-
 tiques;
 GLACET, Chimie Organique I;
 GONTIER, Mécanique des Fluides;
 HEIM DE BALSAC, Ecologie des Vertébrés;
 HOCQUETTE, Botanique;
 LEBEGUE, Botanique;
 Mme LEBEGUE, Physique;
 Mle LENOBLE, Optique Atmosphérique;
 MM. LIEBAERT, Spectrométrie des Solides et Mesures
 Automatiques, Génie Electrique;
 LINDER, Cytogénétique;
 LUCQUIN, Chimie de la Combustion;
 MARION, Chimie;
 MARTINOT-LAGARDE, Mécanique des Fluides;
 Mle MARQUET, Mathématiques;
 MM. MENNESSIER, Géologie;
 MONTARIOL, Métallurgie;
 MONTREUIL, Physico-Chimie Biologique;
 MORIAMEZ, Physique des Ultra-Sons;
 MOUVIER, Chimie;
 PARREAU, Mathématiques;
 PEREZ, Mécanique des Cristaux;
 PHAM MAU QUAN, Mathématiques;
 POUZET, Calcul Numérique;
 PROUVOST, Minéralogie;
 SAVARD, Catalyse;
 SCHALLER, Entomologie;
 SCHILTZ, Spectroscopie Générale;
 Mme SCHWARTZ, Mathématiques;
 MM. TILLIEU, Physique Théorique;
 TRIDOT, Chimie Minérale Appliquée;
 VAILLANT, Mathématiques;
 VAZART, Botanique;
 VIVIER, Prostitologie et Microscopie;
 WATERLOT, Géologie Stratigraphique;
 WERTHEIMER, Spectroscopie hertzienne et Elec-
 tronique quantique;

Maîtres de Conférences : Mme BADIER, Physique;
 Mle BASTIANI, Mathématiques;
 MM. BELLET, Spectroscopie hertzienne et Electro-
 nique quantique;
 BENADOU, Mathématiques;
 BILLARD, Stases Amisotropes;

MM. BOILLET, Spectroscopie Infra-rouge;
BUI TRONG LIEU, Mathématiques;
CHERRUAULT, Mathématiques;
CHEVALIER, Mathématiques;
DEVRAINNE, Chimie Minérale II;
Mme DIXIMIER, Mathématiques;
M. DOUCET, Chimie;
Mme DRAN, Chimie Organique II;
MM. DUSQUENOY, Chimie;
GOUDMAND, Photochimie;
GUILBAUT, Physiologie Comparée;
GUILLAUME, Microbiologie;
HANGAN, Mathématiques;
HENRY, Physique;
HERZ, Calcul Numérique;
HEYMAN, Physique;
HUARD DE LA MARRE, Calcul Numérique;
JOLY, Endocrinologie des Arthropodes;
LABLACHE-COMBIER, Chimie Organique Physique;
LACOSTE, Cryptogamie;
LAMBERT, Physique;
LANDAIS, Chimie Organique III;
LEHMANN, Mathématiques;
Mme LEHMANN, Mathématiques;
MM. LOUCHEUX, Chimie Macromoléculaire;
MAES, Spectroscopie hertzienne et Electro-
nique quantique;
METTETAL, Optique des Rayons X;
MONTEL, Physique;
NGUYEN PHONG CHAU, Mathématiques;
PANET, Electrotechnique;
PARSY, Mathématiques;
RACZY, Hypterfréquences et semi-conducteurs;
ROBERT, Mathématiques Appliquées;
SAADA, Défauts dans les Cristaux;
SEGARD, Biochimie Cellulaire;
TUDO, Chimie Minérale Appliquée;
VIDAL, Automatique Théorique et Appliquée;
Mme ZINN-JUSTIN, Mathématiques.

A ma femme.

AVANT - PROPOS

Avant d'entreprendre la description géologique d'une des plus pittoresques régions de Sicile, je voudrais exprimer mes remerciements à tous ceux qui ont contribué à la réalisation de cet ouvrage.

Je dois associer dans un commun hommage de respectueuse gratitude et de très profonde reconnaissance Messieurs les Professeurs A. BONTE et A. CAIRE.

C'est en me faisant l'honneur de me choisir comme Assistant voici un peu plus de huit ans que M. A. BONTE m'a permis d'entreprendre cette thèse de Doctorat. Je lui dois de m'avoir appris à travailler avec minutie, à faire des levés précis et détaillés au cours de campagnes de terrain consacrées à la révision des feuilles au 1/50 000 de Boulogne et Marquise. Je lui suis redevable de m'avoir guidé vers l'équipe scientifique dont je fais partie. Je me dois d'insister sur le libéralisme dont il fit preuve à mon égard en me permettant de consacrer un maximum de temps à ma thèse tant au Laboratoire de Géologie appliquée de Lille que lors de mes missions. Les facilités qu'il m'accorda me permirent de profiter au maximum des mois d'été consacrés chaque année depuis 1961 à la Sicile, mes charges d'enseignement me retenant pendant l'année scolaire. Que Monsieur le Professeur BONTE trouve ici mes plus sincères remerciements.

Etudiant, je me suis passionné pour la Géologie de terrain, mettant à profit toutes mes vacances pour faire des stages dans de nombreuses compagnies pétrolières, tant en France qu'en Algérie et au Sahara. La découverte de l'Algérie en cette époque troublée de 1959 et 1960 allait me donner le goût de la géologie méditerranéenne à laquelle je pensais me consacrer comme géologue pétrolier. Si le poste d'Assistant qui me fut confié au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lille allait modifier la carrière que je me proposais d'embrasser, il n'altérait en rien mon désir de travailler dans les chaînes méditerranéennes. C'est ainsi qu'en 1961, après avoir découvert la Sicile en compagnie de G. DUEE, j'eus la grande chance d'être intégré, en accord avec Monsieur le Professeur A. BONTE, dans "l'équipe sicilienne" que dirige Monsieur le Professeur A. CAIRE.

Je suis particulièrement redevable à Monsieur le Professeur A. CAIRE de m'avoir confié l'étude d'un secteur passionnant de la Sicile et je lui sais gré de m'avoir guidé dans mes recherches. Les nombreuses semaines qu'il a passées sur mon terrain de thèse m'ont énormément appris, tant dans l'élaboration d'une longue, patiente et précise cartographie, que dans celui de l'interprétation judicieuse et logique des faits. Avoir le souci du détail, savoir le dominer lors de l'élaboration d'une synthèse rigoureuse, constamment guidée par un esprit critique, voilà les notions scientifiques essentielles qu'il a su m'enseigner. Il s'est révélé à moi comme un Maître dont la rigueur de pensée et la parfaite logique ont su redresser mon jugement et me conseiller la prudence lors de l'élaboration de mes conclusions. J'ai contracté une immense dette de reconnaissance envers celui dont l'aide efficace m'a été si précieuse.

Les nombreux parcours sur le terrain réalisés en compagnie de G. DUEE, R. TRUILLET et G. MASCLE ont scellé une amitié précieuse et durable. Entre nous a toujours régné un parfait esprit d'équipe qui a permis d'établir une coopération sincère et fructueuse dont résulte la solution de nombreux problèmes structuraux et paléogéographiques. Tout particulièrement, c'est de cette collaboration orchestrée par Monsieur le Professeur A. CAIRE qu'émane un essai de reconstitution paléogéographique du Nord-Est sicilien en 1963. Beaucoup plus récemment, en 1967, une étroite coopération entre G. DUEE et moi-même a permis de découvrir une nouvelle nappe : le Numidien intermédiaire. Il s'agit de deux exemples parmi beaucoup d'autres qu'il serait trop long de rappeler, mais dont le résultat a été la publication de nombreux travaux communs cités en bibliographie.

Que mes camarades G. DUEE, R. TRUILLET et G. MASCLE trouvent ici la marque de ma profonde gratitude et le gage de mon amitié.

Que Monsieur le Professeur G. WATERLOT, qui m'a toujours manifesté sa sympathie et a accepté de bien vouloir présider le Jury de ma thèse trouve ici le témoignage de ma profonde reconnaissance.

Monsieur le Professeur P. CELET m'a toujours accueilli avec bienveillance dans son laboratoire. Je l'en remercie.

Je dois aussi beaucoup de ma formation scientifique aux autres Professeurs qui m'ont enseigné la Géologie à Lille.

Ces dernières années, j'eus la chance de rencontrer Monsieur le Professeur J. DERCOURT. Sa parfaite connaissance des chaînes helléniques et son immense culture ont permis des échanges de vues toujours fructueux. Je l'en remercie.

Il m'est agréable d'évoquer qu'au Laboratoire de Lille, de nombreuses réunions improvisées, avec mes amis, G. DUEE et J. PAQUET, ont permis de discuter, souvent avec passion, des nombreux problèmes de la géologie méditerranéenne.

Qu'il me soit permis d'exprimer ma respectueuse reconnaissance à Monsieur le Professeur G. MENNESSIER qui a bien voulu accepter de participer à mon jury de thèse et de me faire bénéficier de sa grande compétence de tectonicien.

A l'Institut de Géologie de Palerme, j'ai toujours trouvé l'accueil le plus chaleureux auprès de Monsieur le Professeur G. RUGGIERI qui a toujours mis à ma disposition ses vastes connaissances de la géologie sicilienne, qu'il trouve ici le témoignage de ma profonde gratitude.

J'ai, en 1967, bénéficié des avis autorisés des participants à l'excursion de Sicile, organisée par Monsieur le Professeur A. CAIRE, et que j'ai eu l'honneur de diriger sur mon secteur d'étude. J'en remercie Messieurs BLONDEAU, BOURROUILH, BOUSQUET, CAFLISCH, CHAUVE, DARS, DELTEIL, DIDON, DUBOIS, GRANDJACQUET, LEIKINE, LEPVRIER, POLVECHE, RAOULT, ROUVIER, SCHMIDT DI FRIEDBERG, VILA...

Qu'il me soit permis de remercier également tous ceux qui, en Sicile, facilitèrent ma tâche. Leur liste serait trop longue, mais que les nombreux amis que j'ai rencontrés dans les villages de Cefalu, Polizzi Generosa, Nicosia, Cammarata, Lercara Friddi, où j'ai résidé, trouvent ici la marque de ma gratitude. Je ne saurais oublier l'accueil qui m'a toujours été réservé par les montagnards, qu'ils soient des Madonies ou des Sicani orientaux. Leur gentillesse, leur empressement à offrir le couvert et le gîte malgré la modestie de leurs moyens d'existence vont droit au cœur. L'hospitalité biblique qu'ils réservent aux étrangers a beaucoup contribué à m'attacher à cette terre sicilienne qui demeurera dans mon souvenir.

Le chapitre stratigraphique de cette thèse doit beaucoup aux nombreux spécialistes qui contribuèrent à déterminer ou à confirmer mes déterminations des faunes ou microfaunes recueillies sur le terrain. Messieurs J. SIGAL et J. MAGNE déterminèrent la plupart des microfaunes jurassiques, crétacées et tertiaires. Il m'est agréable de les remercier.

M. J. SIGAL accepta de passer de très longues heures à l'étude de mes microfaunes secondaires et même tertiaires. Son immense dévouement me rendit un inestimable service. Qu'il trouve ici l'expression de ma plus vive gratitude.

M. J. MAGNE, Chef du laboratoire stratigraphique de la Compagnie ESSO-REP, consentit, malgré les lourdes tâches qui sont les siennes, à étudier mes microfaunes tertiaires. Son aide a été précieuse et déterminante et, sans sa collaboration, la stratigraphie si ardue de l'Oligocène et du Miocène n'aurait pu être précisée. Je lui exprime ma plus vive reconnaissance.

Au laboratoire de Lille, M. P. ANDREIEFF a toujours accepté de regarder mes plaques minces, il s'est particulièrement attaché à déterminer les microfaunes du Crétacé supérieur, je le remercie de son amicale collaboration.

De nombreux autres éminents spécialistes m'ont généreusement prêté leur concours. Ce sont Messieurs A. BLONDEAU pour les Nummulites; J. LORENZ ainsi que Madame A. POIGNANT pour les Lépidocyclines; O. GREKOFF pour les Ostracodes jurassiques; FREUDENTHAL pour les Miogypsines; KIEVER pour les Fusulines; Madame CITA et Mademoiselle PREMOLI SILVA pour certaines microfaunes du Miocène supérieur.

Bien que la macrofaune soit peu abondante, elle a permis de préciser la stratigraphie de certains niveaux notamment du Lias et je tiens à remercier Monsieur le Chanoine G. DUBAR qui accueille toujours aussi chaleureusement les jeunes chercheurs, d'avoir bien voulu déterminer les Bélemnites que j'avais recueillies.

Monsieur le Professeur DURAND DELGA m'a toujours reçu avec une souriante amabilité, prenant sur un temps précieux le soin de déterminer les Aptychus que j'avais recueillis. Qu'il trouve ici l'expression de ma respectueuse gratitude et de ma profonde reconnaissance.

Il m'est particulièrement agréable de souligner l'accueil chaleureux que j'ai toujours reçu au Laboratoire de Minéralogie de la Faculté Polytechnique de Mons lors de mes nombreuses et longues visites, de la part de Messieurs M. MARLIERE, A. BEUGNIES, Y. GODFRIAUX et J.M. CHARLET.

Monsieur le Professeur A. BEUGNIES a bien voulu étudier mes roches éruptives et me faire profiter de ses immenses connaissances dans tous les domaines de la géologie, je l'en remercie.

Quant au travail sur la thermoluminescence, il n'a pu aboutir que grâce au concours, au dévouement et à l'aide cordiale de J.M. CHARLET. Qu'il trouve ici mes remerciements pour sa précieuse et étroite collaboration.

Je ne saurais oublier ceux qui m'ont aidé dans la réalisation matérielle de ce travail : Madame PAILLARD qui prépara avec dévouement plus de 1000 lavages de marnes et assura la première frappe de mon manuscrit en compagnie de M^{le} LECERF et M^{me} MASSINON; M. A. CONSTANT à qui je dois la préparation de plus de 2 500 admirables lames minces; M. A. LEBLANC qui réalisa avec dextérité les planches photographiques; M. M. PROUVOST à qui revient l'illustration à laquelle il apporta beaucoup de soin et de compétence; Mademoiselle F. PETIAUX qui a assuré, avec sollicitude, la frappe de mon manuscrit.

Enfin que Monsieur le Directeur du C.N.R.S. trouve ici la marque de ma profonde gratitude pour l'aide financière qui m'a été apportée chaque année depuis 1962. Sans elle, je n'aurais pu mener à bien plus de 18 mois de recherches sur le terrain pendant lesquels j'ai levé une trentaine de cartes au 1/25 000, couvrant environ une surface de 3 000 km².

CHAPITRE I

**CADRE GEOGRAPHIQUE
ET GENERALITES**

C H A P I T R E I

CADRE GEOGRAPHIQUE ET GENERALITES

I) SITUATION DE LA REGION ETUDIEE	2
II) CARTOGRAPHIE ET EXTENSION DES LEVERS	3
III) BUT DE L'OUVRAGE	4
IV) OROGRAPHIE, HYDROGRAPHIE, CLIMAT, HABITAT ET ECONOMIE	4
A) Orographie	4
I° Les Madonies	4
2° Les Sicani orientaux	5
B) Hydrographie	5
C) Climat	6
D) Habitat	9
E) Economie	9
V) GEOMORPHOLOGIE	10
VI) DONNEES GEOPHYSIQUES	10
VII) HISTORIQUE GENERAL	13

CHAPITRE I

CADRE GEOGRAPHIQUE ET GENERALITES

I) SITUATION DE LA REGION ETUDIEE (fig. 1)

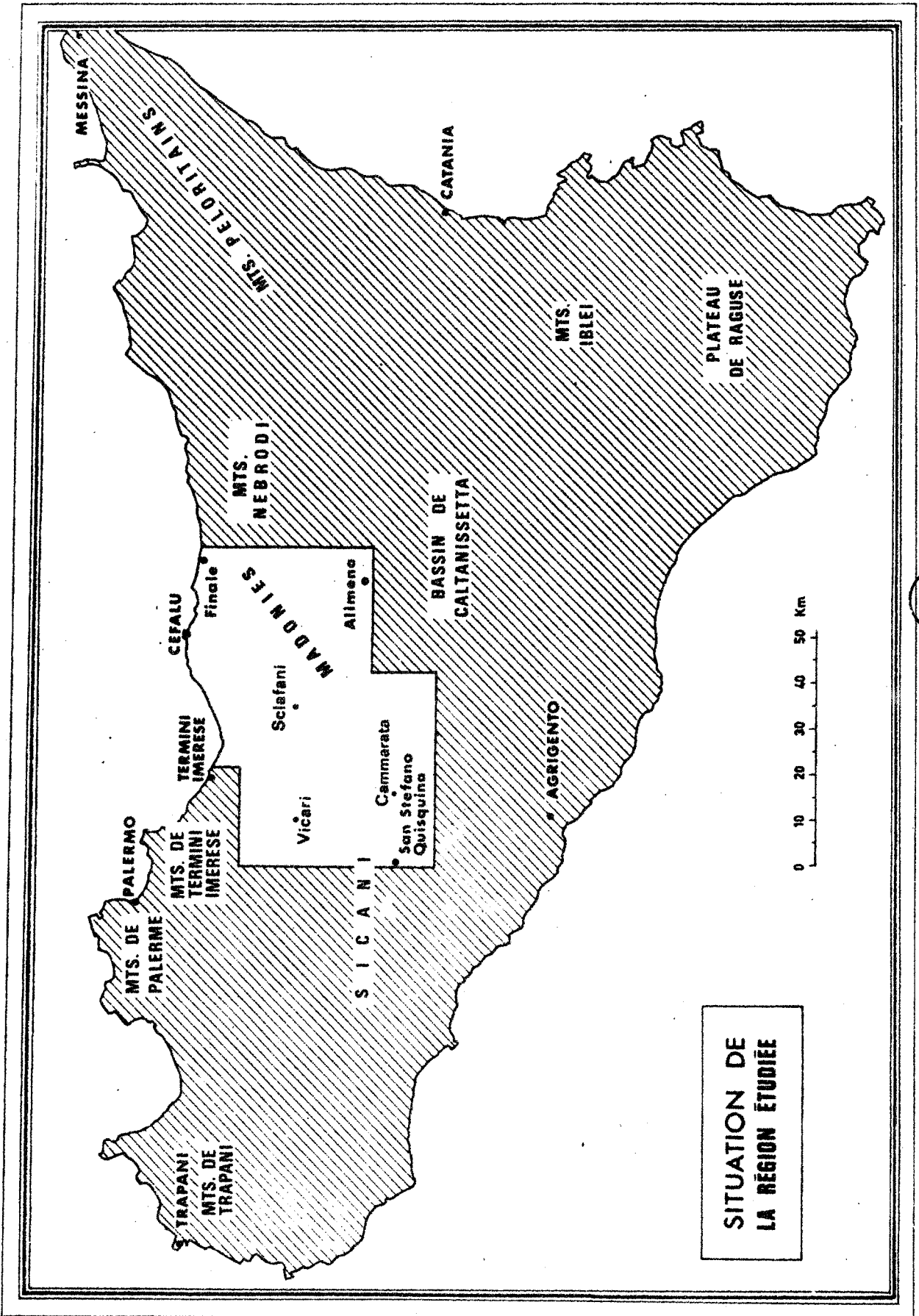
La Sicile occupe environ le centre de la Méditerranée dont elle est la plus grande île (25.460 km² - 4.369.000 habitants).

La province des Madonies se situe dans la partie centro-septentrionale de la Sicile. Le terme de Madonies (en italien = Madonie) peut correspondre, selon les conceptions, à divers secteurs plus ou moins vastes. Au sens propre et le plus restreint, les Madonies représentent le massif montagneux dont le point culminant est à l'altitude 1979 m (Pizzo Carbonara). Au sens large, il s'agit du massif précédent et de ses abords, c'est-à-dire de toute la contrée limitée par les localités de Finale-Alimena - Vicari - Termini Imerese.

Nous y avons joint à titre d'annexe les Sicani orientaux, situés au SW des Madonies et limités par les villages de Vicari - Cammarata - San Stefano Quisquina, afin de mettre en évidence les rapports entre les diverses zones externes plus ou moins largement charriées de Sicile.

Ce territoire, compris sur les feuilles au 1/200 000 de Bagheria et Caltanissetta, s'étend sur les provinces de Palerme, d'Agrigente et d'Enna.

II) CARTOGRAPHIE ET EXTENSION DES LEVERS



SITUATION DE
LA RÉGION ÉTUDIÉE



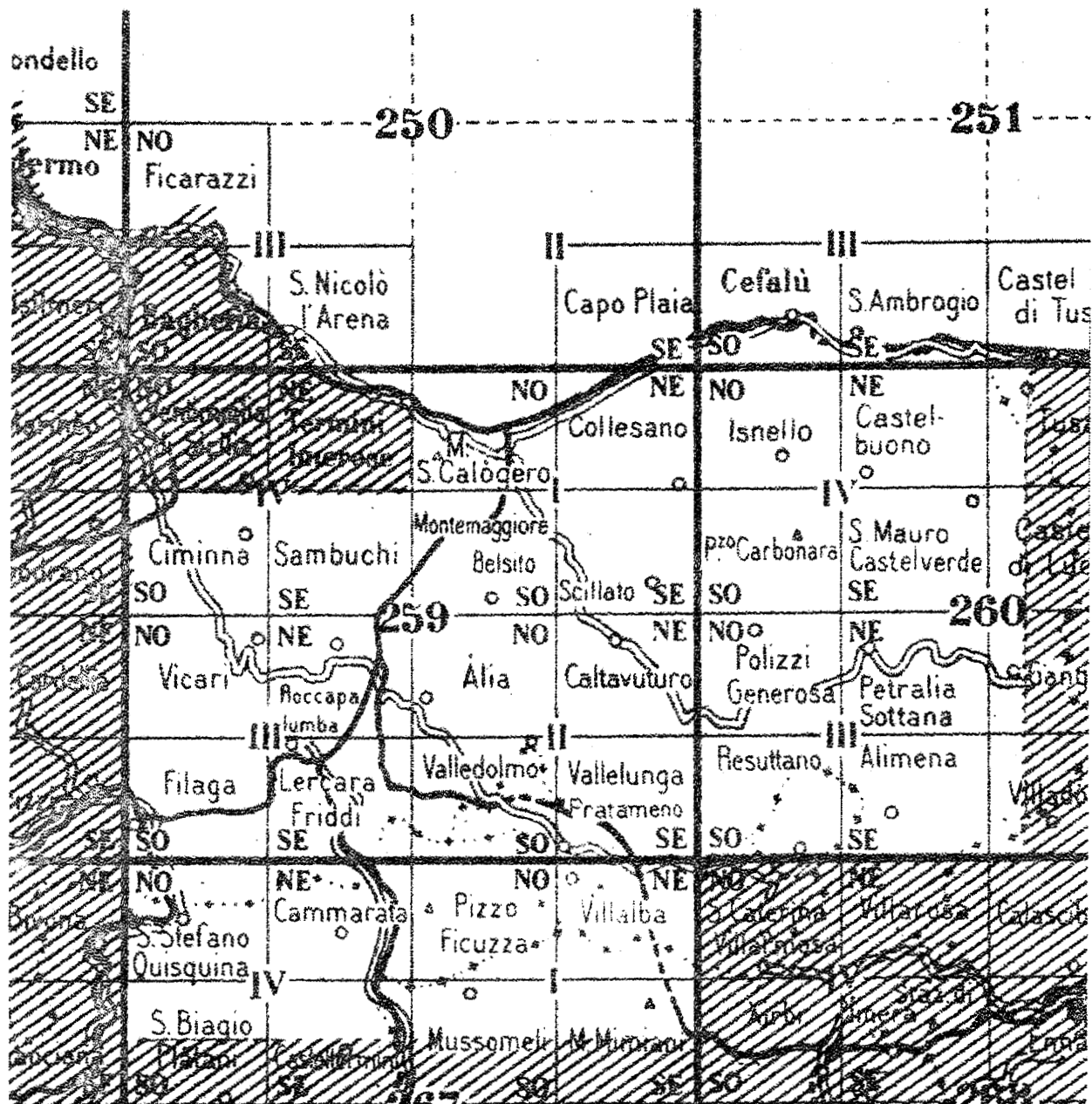


fig. 2 Tableau d'assemblage des coupures cartographiques au 1/25 000 du secteur étudié.
 Sur cette figure on reconnaît également les principales routes et les voies ferrées. Les zones hachurées n'ont pas été étudiées.

Trente feuilles au I/25 000 (fig. 2) ont été levées sur l'ensemble de la zone étudiée qui couvre environ 3.000 km². Elles ont nécessité de 1961 à 1968, 18 mois de travail sur le terrain. Des agrandissements au I/10 000 de minutes originales au I/25 000 ont permis de cartographier les zones complexes, notamment le front actuel de chevauchement du principal lambeau de Panormide.

Les photographies aériennes à l'échelle approximative du I/30 000, prises par l'armée américaine, ont permis de préciser certains détails topographiques et d'indiquer quelques routes et chemins récents.

Tous ces levés ont été reportés au I/100 000 et I/200 000.

III) BUT DE L'OUVRAGE

Cette monographie des Madonies et de leurs abords s'intègre dans une étude stratigraphique et tectonique beaucoup plus vaste qui vise à connaître plus complètement la géologie de la Sicile. Cette étude d'ensemble dirigée par Monsieur le Professeur André Caire porte sur toutes les zones de faciès qui affleurent entre les monts Péloritains et les Sicani. Le domaine le plus interne est étudié par René Truillet dans les monts Péloritains et Gérard Duée dans les monts Nebrodi alors que Georges Mascle se consacre aux zones les plus externes dans les monts Sicani et leurs abords (voir, fig. I).

IV) OROGRAPHIE, HYDROGRAPHIE, CLIMAT, HABITAT ET ECONOMIE

A) Orographie

La Sicile est une île montagneuse accusant une dissymétrie très marquée, les chaînes les plus imposantes frangeant la côte septentrionale entre Trapani et Messine.

Notre région d'étude, variée, se compose du NE au SW, des Madonies et de la bordure orientale des Sicani (voir fig. I).

I° Les Madonies

Il s'agit d'une province montagneuse très pittoresque dont les sommets

sont, après l'Etna , les plus hauts de l'île et culminent aux alentours de 2000 m (Pizzo Carbonara : 1979 m; Monte San Salvatore : 1912 m; Monte Ferro : 1966 m; Monte Dei Cervi : 1794 m etc...). Plusieurs panoramas (Pl. 2-5) rendent compte de l'aspect de ces sommets calcaires ou dolomitiques escarpés et dénudés qui se dressent majestueusement dès la côte et se développent essentiellement entre Cefalù et Polizzi Generosa. Cette région naturelle est bordée à l'Est par les monts Nebrodi qui constituent le domaine des flyschs, à l'Ouest par la plaine effondrée de Cerda qui fait transition entre les Madonies et leurs prolongements naturels que sont les monts de Termini Imerese puis de Palerme. Au S des Madonies, on trouve la partie septentrionale du haut plateau solfifère (bassin de Caltanissetta) qui passe vers l'Ouest aux monts Sicani.

2° Les Sicani orientaux

La chaîne des Sicani, étudiée par G. Mascle, se développe d'Est en Ouest sur plus de 50 km; j'en ai parcouru la bordure orientale qui jouxte à l'Est les Madonies et le bassin de Caltanissetta. Moins escarpée que les Madonies, elle n'en constitue pas moins un obstacle sérieux, culminant à 1578 m (Monte Cammarata). Les reliefs sont calcaires, dénudés et profondément entaillés par l'érosion. Au S des Sicani se développent les séries marno-gypseuses du Mio-Pliocène et les reliefs se transforment en "bad-lands" généralement arides.

B) Hydrographie

Les rivières siciliennes sont à l'image de tous les cours d'eau méditerranéens; elles sont soumises à de fortes crues de courte durée et à de longues périodes de basses eaux.

Les principaux cours d'eau (fig. 3) sont :

- Le Pollina, l'Imera et le Torto qui se trouvent dans les Madonies et coulent vers le Nord;
- Le Platani et le Salso situés à l'E des Sicani et coulant vers le Sud.

La ligne de partage des eaux, de direction E-W, se situe au S des Madonies.

Le réseau fluvial est étroitement contrôlé par la tectonique; on note en effet dans la zone étudiée 3 directions privilégiées :

NE-SW

NW-SE

E-W

qui correspondent aux principales directions des failles.

Il faut signaler dans les Sicani, au NW de Cammarata et au S de Filaga, deux lacs artificiels.

C) Climat

Le climat est un facteur important qui conditionne généralement l'aspect d'un pays et s'il est assez évident pour un voyageur venant d'Afrique du Nord, que la Sicile est pour bien des raisons un morceau d'Afrique, il est non moins frappant de constater que le climat sicilien est en tout point comparable au climat africain. On peut donc qualifier de méditerranéen le climat sicilien caractérisé par des étés longs, chauds et secs pendant lesquels le ciel est immuablement bleu et l'atmosphère lumineuse, et par des hivers courts mais parfois rudes. La neige ne couvre les Madonies que pendant quelques jours ou au maximum quelques semaines chaque année, ce qui limite beaucoup l'activité de l'embryon de station de sports d'hiver implantée au N de Polizzi Generosa sur les flancs du Monte Mufara.

Nous indiquons ici les températures mensuelles moyennes de ces cinquante dernières années, relevées à Palerme.

JANVIER	FEVRIER	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUILLET	AOUT	SEPTEMBRE	OCTOBRE	NOVEMBRE	DECEMBRE	MOYENNE ANNUELLE
10,3	11,2	12,6	14,8	17,8	21,5	24,6	24,8	23	19,6	15,2	11,9	17,3

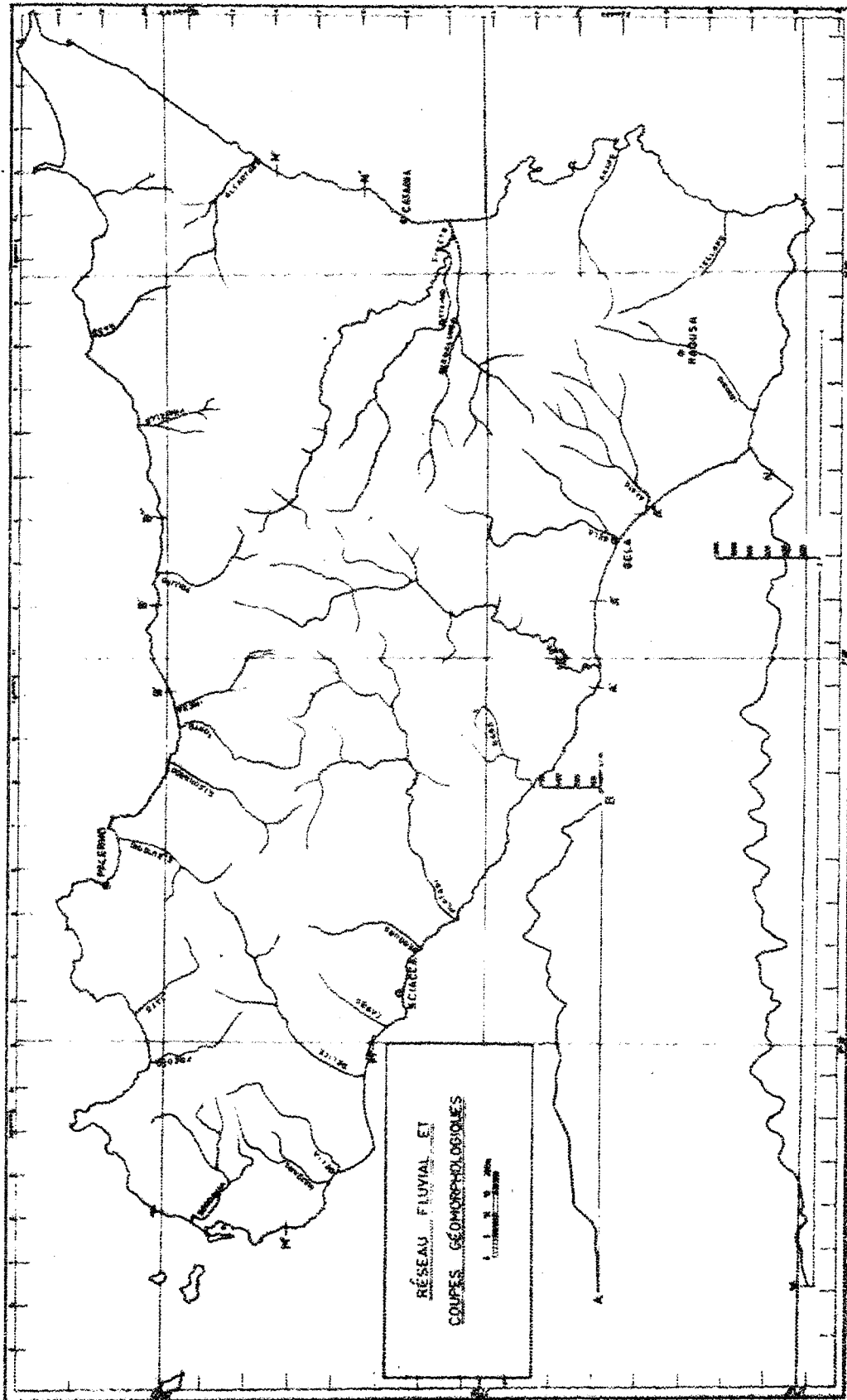


fig. 3 Réseau fluvial et coupes géomorphologiques d'après P. Schmidt di Friedberg (1962)

Les étés très secs éprouvent la végétation constituée essentiellement dans les peuplements naturels, d'épineux et de graminées. Le vent africain, brûlant, desséchant que l'on nomme "sirocco" contribue à aggraver cette sécheresse. Lorsque souffle le "sirocco", la température atteint couramment 40 à 45°.

Les précipitations sont surtout réparties entre octobre et mars. Cependant, depuis quelques années, de rares et violents mais brefs orages déversent en quelques heures une grande quantité d'eau toujours très rapidement évaporée et restituée à la mer par des cours d'eau asséchés qui, l'été, n'écoulent que peu d'eau provenant des sources situées au flanc des montagnes calcaires. Cette eau rare suffit néanmoins à l'épanouissement de magnifiques lauriers-roses qui ornent les fonds des vallées.

Les plantes sont essentiellement xérophiles; les arbres les plus fréquents sont le chêne liège, l'olivier et dans les régions irriguées le citronnier, l'oranger, le caroubier et aussi le palmier jadis implanté par les Arabes.

Nous indiquons les précipitations mensuelles relevées à Palerme en 1957.

- a) nombre de jours de pluie (1957)
- b) chutes de pluie en millimètres (1957)
- c) moyenne des chutes de pluie en millimètres pendant les derniers cinquante ans.

	JANV.	FEV.	MARS	AVR.	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT	SEPT	OCT.	NOV.	DEC.
a	14		7	6	5	1		2	5	13	11	12
b	72		47	76	27	3		13	31	84	121	66
c	104	78	81	67	34	15	8	14	38	101	101	115

D) Habitat

L'habitat est groupé, les villages de l'intérieur sont en général perchés sur des sommets et leur implantation daterait de la plus haute antiquité, peut-être de l'époque qui précède l'arrivée des grecs. D'après Thucydide, au moment de l'arrivée des grecs, la population de la Sicile comprenait quatre groupes ethniques : les Sicanes, les Sicules, les Elymes et les Phéniciens. Les Sicanes qui représenteraient la plus ancienne population de l'île connue à date historique durent guerroyer contre l'envahisseur sicule venant de l'Est, ce qui expliquerait la position défensive des villages.

E) Economie

L'économie de la Sicile a traditionnellement été agricole et l'île a longtemps été considérée comme le "grenier de Rome"; mais les temps ont changé et la Sicile n'est plus ce pays riche que Carthage et Rome se disputaient dans l'antiquité. La **céréaliculture** est extensive, chaque lopin de terre arable est ensemencé, mais l'île ne produit que 8 à 9 % du blé italien. On y cultive également l'orge et les fèves dont les productions sont comparables à celles d'Afrique.

L'île produit également 8 % du vin italien et 10 % de l'huile. Seule l'agrumiculture est prospère et quoiqu'elle ne couvre que 2 à 3 % des surfaces cultivées, cette culture irriguée intensive n'emploie pas moins de 20 % des travailleurs agricoles siciliens.

Les autres ressources siciliennes sont la pêche (20 % de la production italienne), les gisements de sel, le pétrole de Gela et Ragusa, le gaz de Gagliano. L'exploitation du soufre, éprouvée par la concurrence étrangère, devient de moins en moins rentable. L'économie sicilienne ne permet pas d'occuper toute la population, ce qui explique le chômage, l'émigration (depuis le début du siècle plus de deux millions de siciliens ont quitté l'île), et les perspectives d'avenir demeurent sombres à une époque où le centre de gravité économique de l'Europe se déplace vers l'Ouest et vers le Nord.

Depuis cinq ans on assiste cependant à un accroissement intensif du tourisme qui contribue au développement des villes et villages de la côte septentrionale et orientale.

Cette esquisse géographique et humaine de la Sicile serait incomplète si l'on ne parlait de ce produit si typiquement sicilien qu'est la "Mafia" encore qualifiée du terme savoureux d'"Onorata Societa". Aussi complexe que la géologie de l'île, cette société est née, semble-t-il, vers 1861 à la suite de la prescription des lois sur la conscription et, pour cette raison, a surtout été constituée au départ de déserteurs. Ensuite, elle s'est développée dans un monde où régnait la violence et l'illégalité et son histoire au demeurant très embrouillée comporte désormais plusieurs héros de légende chantés par les "cantastore".

V) GEOMORPHOLOGIE

La figure 3 rend compte de la géomorphologie. Très schématiquement, on constate l'existence de deux plans inclinés en sens opposés, l'un vers le Nord très abrupt et l'autre vers le Sud beaucoup plus doux. L'intersection de ces deux plans constitue dans notre région d'étude la crête des Madonies.

VI) DONNEES GEOPHYSIQUES

Les recherches pétrolières qui se poursuivent activement en Sicile depuis 1950 ont permis d'établir des cartes géophysiques très intéressantes. Nous reproduisons deux cartes, dont l'une (fig. 4) en isoanomales de la composante verticale magnétique est due à G.L. Spinicci (1954) et l'autre (fig. 5) en anomalie de Bouguer a été établie par A. Ciani, G. Gantar et G. Morelli (1960). Ces cartes ont déjà été données par P. Schmidt di Friedberg (1962).

Elles reflètent les principales directions structurales récentes relevées en surface c'est-à-dire : E-W; NE-SW et NW-SE. Cette dernière direction est particulièrement apparente sur la figure 4.

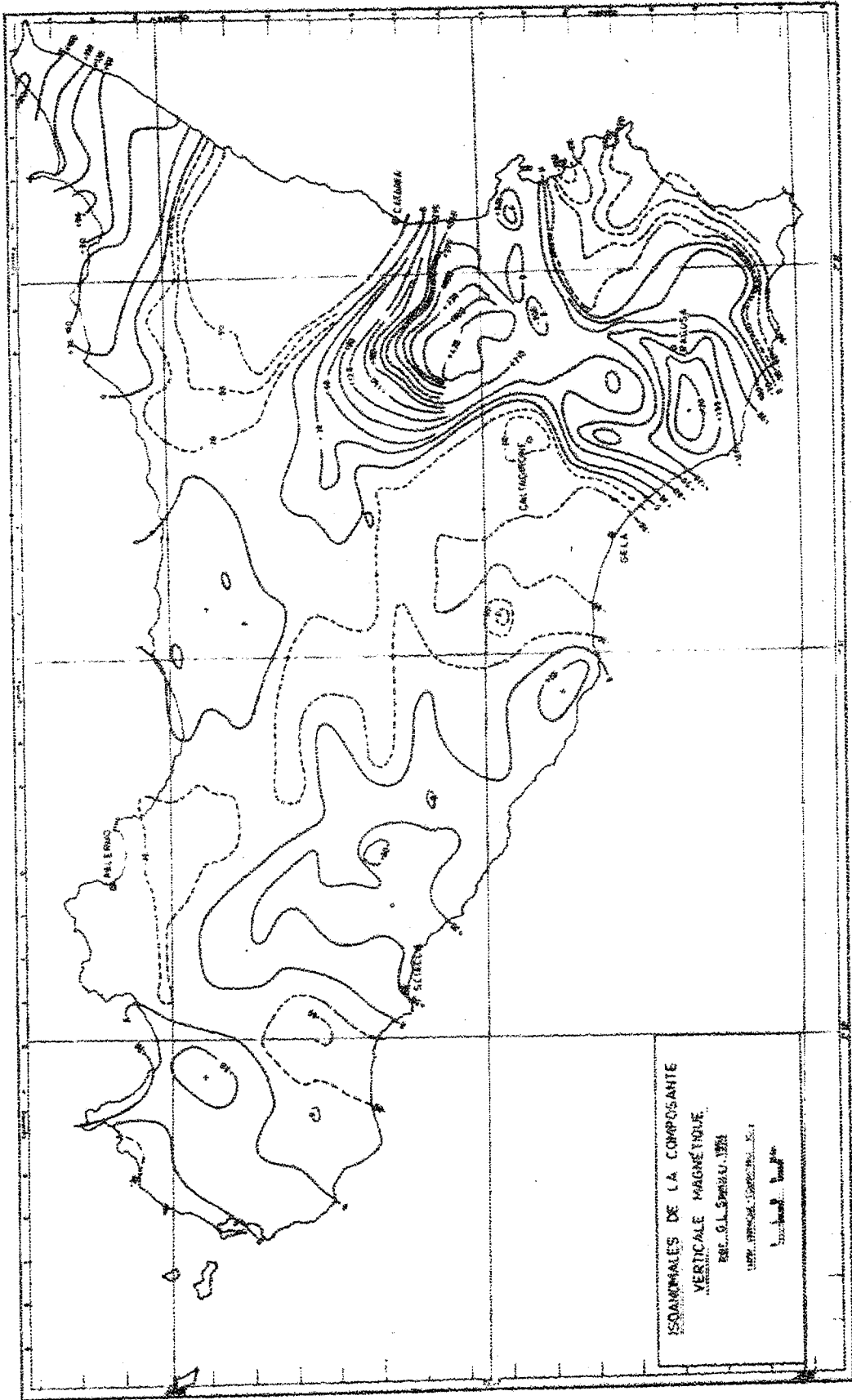


fig. 4

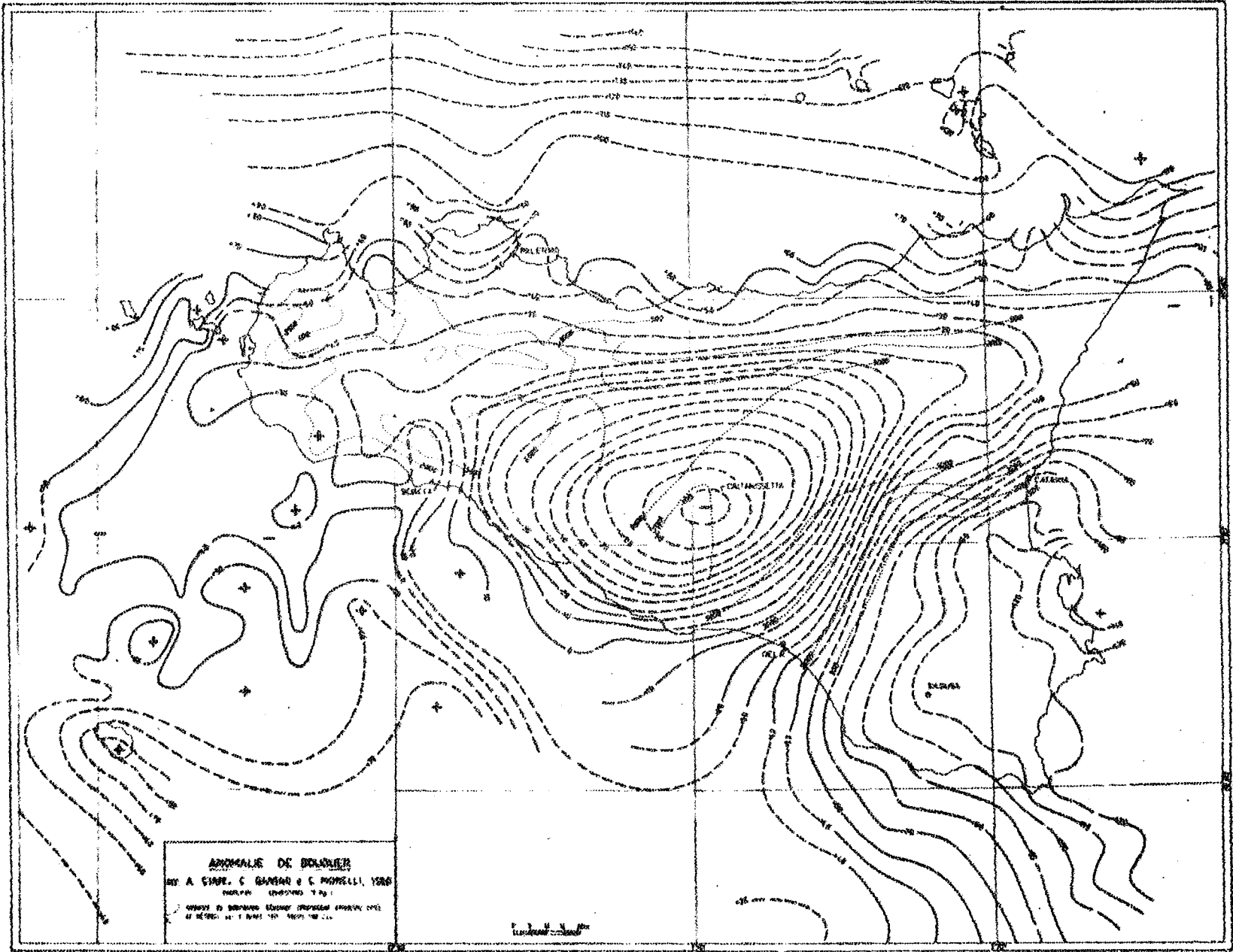


fig. 5

La carte de l'anomalie de Bouguer révèle une zone négative dont les limites sont orientées E-W dans la partie septentrionale de l'île. Cette zone négative est entourée d'une zone positive. Au delà des limites actuelles de l'île on constate que la zone positive ceinture la zone négative. On constate que la valeur négative maximum est de 100 mgl et se situe au SW de Caltanissetta. Les auteurs semblent s'accorder pour constater qu'elle doit être due à une importante accumulation de sédiments légers. Ceci concorde parfaitement avec les observations géologiques qui démontrent que l'ombilic de subsidence maximum dans l'avant-fosse du Miocène supérieur se situe au niveau de Caltanissetta. Ceci apparaît très nettement sur les isobathes du substratum résistant (calcaire) qui a été localisé par sondage électrique lors d'une campagne de prospection de la Regione Siciliana entre 1952 et 1954 (voir E. Beneo, 1955). Ces isobathes démontrent que la fosse de la Sicile centrale recèle, au-dessus du substratum calcaire, d'âge secondaire, 7500 m de sédiments tertiaires.

On trouvera des renseignements plus complets dans E. Beneo (1961).

VII) HISTORIQUE GENERAL

Cet historique général, très bref consiste en une énumération des principaux auteurs ayant travaillé dans les Madonies et contribué à des découvertes stratigraphiques et tectoniques. Certaines découvertes citées sont relatives à l'ensemble de la géologie sicilienne mais d'autres intéressent en particulier notre secteur d'étude. Un historique plus détaillé précèdera chacun des chapitres stratigraphiques, sédimentologique et tectonique.

Le premier travail important est dû à L. Baldacci (1886); sa synthèse de la géologie sicilienne s'appuie sur des cartes géologiques qui couvrent toute l'île et qu'il a levées dès 1877 en compagnie de plusieurs ingénieurs parmi lesquels L. Mazzetti, V. Di Stefano, M. Anselmo. Ces travaux ont été effectués sous la direction scientifique du Professeur G.G. Gemmellaro de Palerme qui, de 1872 à 1904, a publié de très nombreuses études paléontologiques toujours valables de nos jours. Ces études s'appliquent surtout aux monts de Palerme et à la Sicile occidentale et concernent peu notre région d'étude, assez ignorée

jusqu'en 1935, année qui voit L. Trevisan publier un travail sur les monts de Sclafani et Caltavuturo. Je tiens à rendre hommage à cet auteur dont les travaux très remarquables ont tendance à être oubliés de nos jours bien qu'ils soient, ~~pour la plupart~~, toujours valables. Il est certain qu'ils ont fait faire de gros progrès dans la connaissance géologique de l'île, de même que les travaux de R. Fabiani (1926 à 1940). D'ailleurs, ces deux auteurs (R. Fabiani et L. Trevisan) ont démontré en 1940 la réalité de la nappe de Palerme ou Panormide (du nom de Panormos qui est l'antique appellation de Palerme) dont ils ont noté le prolongement dans les Madonies. Dès avant cette découverte et jusqu'à nos jours la littérature géologique sicilienne a vu s'affronter partisans et farouches opposants de la théorie nappiste. Les premiers auteurs à introduire le nappisme en Sicile furent M. Lugeon et E. Argand (1906) qui publièrent trois notes aussi brèves que géniales qui n'eurent guère d'écho avant 1940 mais s'avèrent de nos jours comme les travaux de remarquables précurseurs. Quoiqu'ils n'aient parcouru la Sicile que fort rapidement et que leur oeuvre soit essentiellement théorique et ne s'appuie que sur quelques points d'observations, ils ont fait des remarques fondamentales et nous reviendrons dans le chapitre tectonique sur leurs écrits.

Il faut ensuite attendre E. Beneo (1956-1960) pour voir se développer une idée nouvelle, celle des olistostromes et des olistolites définis par G. Flores (1955). E. Beneo a, sans aucun doute, été le plus ardent défenseur de cette théorie. Nous y reviendrons.

En 1959, P. Schmidt di Friedberg présente une étude stratigraphique des Madonies qui marque un réel progrès. Puis L. Ogniben (1960) publie un travail qui dresse le premier cadre tectonique de la Sicile centro-septentrionale.

Depuis 1960, le Professeur Caire et son équipe ont publié un certain nombre de travaux tant stratigraphiques que tectoniques dont le but n'est pas uniquement de résoudre des problèmes siciliens, puisque certains visent à replacer la Sicile dans son cadre berbéro-apenninique. A. Caire et M. Mattauer (1960) sont les premiers auteurs à montrer l'étroite analogie entre l'Afrique du Nord et la Sicile, puis A. Caire (1961-1965) précise ces analogies et montre les corrélations qui existent également avec la Calabre et l'Apennin. Depuis 1962, j'ai moi-même publié un certain nombre de travaux cités en bibliographie qui seront analysés ultérieurement et portent essentiellement sur le flysch numidien et sur les recons-

titutions paléogéographiques des zones qui se développent des Madonies aux Sicani et dont j'ai démontré les relations paléogéographiques en 1964. Le premier cadre paléogéographique qui nous semble cohérent, de la Sicile occidentale, a été proposé en 1966 par P. Broquet, A. Caire et G. Mascle.

PREMIERE PARTIE
ETUDE STRATIGRAPHIQUE

CHAPITRE II

LE PERMIEN

C H A P I T R E I I

LE PERMIEN

I) INTRODUCTION ET HISTORIQUE	18
II) CARACTERES PETROGRAPHIQUES GENERAUX	20
A - Description des principaux constituants	20
1° Les dépôts sédimentaires	20
- Les grès	20
- Les argiles	21
- Les calcaires	21
2° Les blocs de calcaires	21
3° Les roches éruptives basiques	21
B - Analogies de faciès	24
III) LE PERMIEN DES SICANI	24
A - Coupe du Viaduc de Roccapalumba	24
B - Coupe de la Contrada "Le Rocche"	25
C - Coupes du Fiume San Filippo	25
D - Coupe de la Contrada Panicella	27
E - Coupe de la Contrada Balatelle	28
IV) LE PERMIEN DES MADONIES	30
A - Coupe du Cozzo Rasolocollo	31
V) REMARQUES PALEOCEANOGRAPHIQUES ET PALEO GEOGRAPHIQUES	34
VI) PROVENANCE DU QUARTZ DETRITIQUE. MISE EN EVIDENCE DE LA PATRIE NOURRICIERE DU PERMIEN	35
VII) CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES	36

CHAPITRE II

LE PERMIEN

I) INTRODUCTION ET HISTORIQUE

L'importance du Permien qui affleure dans la Sicile centrale réside en ce qu'il est la plus ancienne série sédimentaire non métamorphisée de l'île. Affleurant sur une superficie relativement restreinte, il n'en permet pas moins :

- de raccorder les zones paléogéographiques anciennes de Sicile et du Sud-Tunisien;
- de constater qu'il est recouvert en apparente transgression par le Trias supérieur;
- de présumer que le matériel détritique dont il est constitué provient d'une province de type péloritain que nous appellerons **province péloritaine**. Il faut cependant regretter de ne pas connaître la limite inférieure de cette formation.

La découverte du Permien en Sicile revient à G.G. Gemmellaro (1888-1889) qui a mis en évidence dans la vallée du Sosio au SW du village de Palazzo Adriano (Sicani), cinq blocs de calcaires permien qui constituent l'un des plus riches gisements du monde. Ils ont fourni 522 espèces de fossiles parmi lesquels 342 espèces nouvelles décrites par G.G. Gemmellaro, dont 74 Ammonites. Une intéressante synthèse se trouve dans Montanaro Gallitelli (1961).

Je ne m'attarderai pas sur ce Permien moyen qui se situe en dehors de mon secteur d'étude à moins de 10 km à l'W de Filaga, mais qui valait d'être signalé puisqu'il s'agit certainement du plus célèbre site géologique de Sicile.

Par ailleurs, il existe un Permien argilo-gréseux, plus ancien que celui dont nous venons de parler et presque aussi méconnu que l'autre est célèbre. Sa découverte dans la région de Lercara Friddi (Sicani) par R. Fabiani et L. Trevisan remonte à 1937. Ces auteurs signalent y avoir trouvé quelques microbrèches à Fusulines, une Ammonite d'habitus paléozoïque (du genre Agathiceras) à rapporter à un horizon à déterminer du Permien; ils indiquent également que des blocs de

calcaires emballés dans les argiles contiennent une faune à Brachiopodes, gros Crinoïdes etc... comparable à celle que Gemmellaro a signalé près de Palazzo Adriano, ainsi que des Productus cora d'ORB. (R. Fabiani) qui indiquent que certains blocs calcaires sont d'âge carbonifère. La présence dans les argiles de blocs calcaires et basaltiques, parfois de grandes dimensions ont porté les auteurs à émettre l'hypothèse d'un transport glaciaire à l'aide d'icebergs.

En 1953, G. Tongiorgi et L. Trevisan confirment l'âge permien que L. Trevisan (in E. Beneo 1955) étend du Permien au Carbonifère supérieur.

Quelques rares travaux vont ensuite mettre en doute puis confirmer la découverte de R. Fabiani et L. Trevisan. En 1948, T. de Stefani considère que les blocs permien sont contenus dans une matrice argilo-gréseuse à faciès flysch du Paléocène. A. Jacobacci en 1955 avance sans preuve absolue l'âge permien ou triasique inférieur et moyen de la série. Selon G. Castany, qui retrouve en Sicile le même type de sédimentation qu'en Tunisie, il s'agirait de Permien inférieur (1956). Ses observations le conduisent à des corrélations de faciès avec le Permien tunisien découvert en 1932 par E. Berkaloff étudié ensuite en affleurements et en sondage (M. Solignac, E. Berkaloff, H. Douvillé et le R. P. A. Valette, 1934); M. Solignac et E. Berkaloff (1934); G. Mathieu (1949); G. Castany (1953), Termier H. et G. (1955, 1957, 1958, 1959); Miller A. K. et Furnish W.M. (1957); Lucia Memmi et J. David (1965).

Dans sa synthèse sur la Sicile centro-septentrionale, L. Ogniben (1960) bien que donnant peu d'éléments, paraît ignorer l'existence du Permien de Lercara Friddi qu'il assimile, semble-t-il, à la nappe des "Argille Scagliose Superiore". Cette nappe emballerait les blocs de Vicari, Roccapalumba etc...

Une publication récente de L. Montanari (1967) évoque un remaniement de la faune permienne et propose un âge carnien pour l'ensemble de la série précédemment attribuée au Permien.

II) CARACTERES PETROGRAPHIQUES GENERAUX

Le Permien comporte trois sortes de constituants :

- I°) des dépôts sédimentaires qui en constituent l'élément fondamental;
- 2°) des blocs plus ou moins arrondis de calcaires permien et carbonifères qui sont emballés dans la formation à l'état de klippes sédimentaires;
- 3°) des lambeaux de roches éruptives basiques.

La partie supérieure de la série sédimentaire est à dominante gréseuse et passe vers le bas à des argiles rouges et vertes alternant avec de minces niveaux gréseux à la base desquels on note quelques figures de courant; il s'agit d'une sédimentation rythmique de type flysch. La chaoticité de la formation ne permet pas de faire une étude sérieuse de ces figures de courant. Les bancs ne dépassant pas 1 m d'épaisseur, sauf cas exceptionnels. A la base de la série les grès sont beaucoup plus rares, faisant place à des marnes parfois rouges ou vertes, généralement sombre contenant des minces niveaux de calcaires microbréchiques dans lesquels nous avons trouvé quelques Fusulines.

A - Description des principaux constituants

I° Les dépôts sédimentaires

- Les grès

Ils sont fins à ciment argileux, localement calcaires, généralement très durs et compacts, verdâtres ou roux, parfois rouges ou verts. Ils contiennent des débris charbonneux de petite taille souvent à l'état de traces, qui correspondent à des restes végétaux que nous n'avons pu déchiffrer. Ils renferment également quelques feldspaths plagioclases; des micas assez rares, notamment de la muscovite bien conservée et de la biotite (très rare) et très altérée et quelques zircons. Les grès sont formés de grains de quartz anguleux dont les dimensions sont comprises entre 0,025 mm et 0,400 mm; raison pour laquelle nous les définissons comme des grès fins. La majeure partie des grains a une dimension de 0,075 mm et on pourrait également les qualifier d'arénites à grain très fin.

Le pourcentage en carbonate de calcium varie entre 3 et 12,5 % suivant les échantillons. Le carbonate de calcium se trouve réparti soit dans le ciment soit à l'état d'éléments calcaires de petite taille inclus dans les grès.

- Les argiles

Bien stratifiées, elles sont généralement indurées, de couleurs vives : rouges, vertes ou noires. Leur teneur en carbonate de chaux varie entre 3 % et 5 % tout au moins pour les échantillons que nous avons étudiés. Certaines assises peuvent acquérir une schistosité assez nette et se débiter en lamelles ou écailles.

- Les calcaires

Les strates de la base de la série sont représentées par des calcaires microbréchiques à Algues, Fusulines (voir Pl. I5-I6), petits Foraminifères. Généralement elles passent progressivement vers le bas à de minces niveaux de grès très fins à ciment siliceux, azoïques.

2° Les blocs de calcaires

Les blocs de calcaires emballés dans les argiles ont un microfaciès très proche de celui que nous venons de décrire, mais généralement beaucoup plus varié; il s'agit de **calcaires** microbréchiques à bréchiques, graveleux, oolithiques, pisolithiques, microconglomératiques à ciment calcaréo-ferrugineux, pyriteux, ou calcaréo-gréseux de teinte rouille... les Algues et les Fusulines y abondent.

3° Les roches éruptives basiques (voir fig. 6)

Il s'agit soit de lamprophyres (Contrada Panicella et Contrada Balatelle : Coord. 7688I6) soit de diabases (Rocca Pettineo). Leurs caractères pétrographiques

seront évoqués ultérieurement dans un chapitre réservé à l'étude des roches éruptives basiques de la Sicile centro-septentrionale.

fig. 6 Carte géologique au 1/25 000 de la région de Lercara Friddi.

Légende

Série de Cammarata

- I - Eboulis et alluvions.
- 2 - Série à gypse du Miocène terminal.
- 3 - Molasse tortonienne (grès tendres).
- 4 - Marnes gris-bleuté du Miocène moyen - supérieur.
- 5 - Grès glauconieux du Miocène inférieur (Aquitano (?) - Burdigalien).
- 6 - Marnes sableuses de l'Oligocène moyen (?) - supérieur.
- 7 - Calcaires néritiques (Oligocène inférieur et moyen); calcaires à pâte fine, calcaires marneux et marnes rouges et blancs : Paléocène à Eocène supérieur.
- 8 - Radiolarites, calcaires silicifiés à Aptychus et marnes vertes. Calcaires oolithiques. Lias inférieur à Aptien.
- 9 - Calcaires clairs à silex du Carnien (?) - Norien - Rhétien.

Série de Vicari

- 10 - Calcaires du Crétacé supérieur et du Jurassique moyen - supérieur.
- 11 - "Pillows-lavas" et tuffites du Bajocien.
- 12 - Calcaires du Lias inférieur à moyen.

Substratum des séries de Vicari et de Cammarata

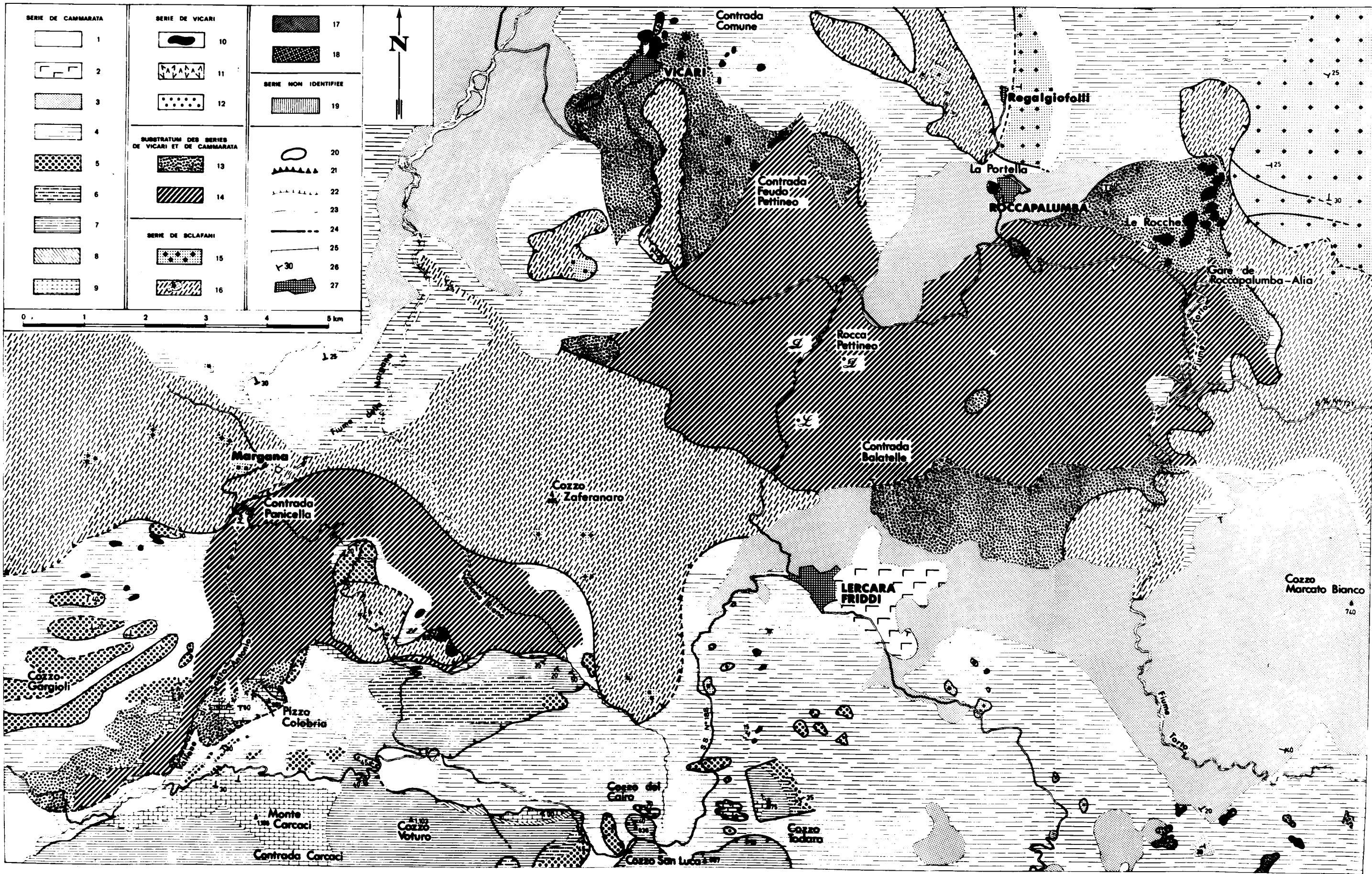
- 13 - Trias pleistique - Carnien.
- 14 - Flysch permien. L = Lamprophyres. D = Diabases.

Série de Sclafani

- 15 - Flysch numidien grés-argileux (Miocène inférieur). Numidien externe.
- 16 - Flysch numidien grés-argileux chaotique. Numidien externe probable mais non certain.
- 17 - Flysch numidien argilo-gréseux externe. Oligocène.
- 18 - Eocène moyen-supérieur, marno-calcaire.

Série non identifiée

- 19 - Marno-calcaires et marnes blancs - Eocène inférieur.
- 20 - Limite visible des klippes sédimentaires
- 21 - Contacts anormaux apparents.
- 22 - Contacts mécaniques.
- 23 - Contours géologiques.
- 24 - Failles.
- 25 - Tracé et numéro des coupes
- 26 - Pendages en degrés.
- 27 - Agglomérations.



SERIE DE CAMMARATA

- 1 [Pattern]
- 2 [Pattern]
- 3 [Pattern]
- 4 [Pattern]
- 5 [Pattern]
- 6 [Pattern]
- 7 [Pattern]
- 8 [Pattern]
- 9 [Pattern]

SERIE DE VICARI

- 10 [Pattern]
- 11 [Pattern]
- 12 [Pattern]

SUBSTRATUM DES SERIES DE VICARI ET DE CAMMARATA

- 13 [Pattern]
- 14 [Pattern]

SERIE DE SCLAFANI

- 15 [Pattern]
- 16 [Pattern]

- 17 [Pattern]
- 18 [Pattern]

SERIE NON IDENTIFIEE

- 19 [Pattern]
- 20 [Pattern]
- 21 [Pattern]
- 22 [Pattern]
- 23 [Pattern]
- 24 [Pattern]
- 25 [Pattern]
- 26 [Pattern]
- 27 [Pattern]

0 1 2 3 4 5 km



Contrada Comune

Regaliofotti

La Portella

ROCCAPALUMBA

De Rocche

Gare de Roccapalumba-Alia

Contrada Feudo Pettineo

Rocca Pettineo

Contrada Balatelle

Cozzo Zaferanaro

LERCARA FRIDDI

Cozzo Marcato Bianco

Cozzo Gargioli

Margana

Contrada Panicella

Pizzo Colebria

Monte Carcaci

Contrada Carcaci

Cozzo Voturo

Cozzo del Giro

Cozzo Todaro

Cozzo San Luca

BUS LILLE

B - Analogies de faciès

Il est remarquable que les faciès gréseux et argileux du Permien sont très proches pour ne pas dire semblables à ceux des "Argilles Scagliose" que nous étudierons ultérieurement. Cette analogie peut s'expliquer en admettant des conditions de sédimentation semblables et aussi une même patrie nourricière, ce que j'évoquerai dans le chapitre réservé à l'étude sédimentologique des roches gréseuses.

III) LE PERMIEN DES SICANI

L'extension géographique du Permien est indiquée sur la fig. 6. La tectonique complexe qui affecte ce Permien ne nous a pas permis de faire une coupe stratigraphique continue de la base au sommet de la série, en conséquence, nous décrirons plusieurs coupes réalisées à la base, vers le milieu, et au sommet de la série.

A - Le Permien du Viaduc de Roccapalumba

Près de Roccapalumba et en particulier sous le viaduc, on rencontre des alternances argilo-calcaires dont voici quelques séquences.

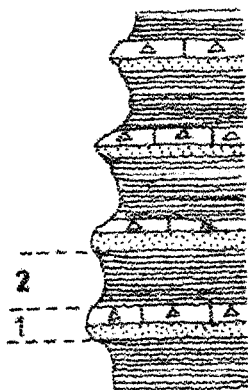


fig. 7 Profil stratigraphique indiquant les caractères lithologiques du Permien du Viaduc de Roccapalumba, Légende dans le texte.

On distingue de bas en haut :

1. des niveaux peu épais (5 à 10 cm) de calcaires gréseux fins granoclassés passant graduellement à des microbrèches bien stratifiées à Fusulines (Pl.15-3);
2. des intercalations argileuses rouges, vertes et gris-noir.

Les microbrèches à Fusulines, parfaitement stratifiées, sont en faveur d'un âge permien. Je n'ai rencontré aucune forme permettant d'affirmer un âge plus récent. *Selon les déterminations de A. Siehl, il s'agirait de Permien inf. (partie supérieure) à moyen(?) (Artinskien à Gva de loupion). Il cite entre autres, Rugososchwagerina cf. yabei (V. STAFF), Schwagerina cf. dainelli SKINNER et WILDE*

B - Le Permien de la Contrada "Le Rocche" (Coord.UB 8I9845)

On distingue de bas en haut :

- 1 - des argiles indurées rouges azoïques;
- 2 - des alternances d'argiles verdâtres et de grès verts légèrement charbonneux en bancs épais de un à quelques centimètres et au maximum de 10 cm. Pendage moyen 40°.

On remarque la parfaite rythmicité de la formation.

C - Coupes du Fiume San Filippo

La rive droite de la rivière San Filippo offre une excellente coupe où nous avons noté de bas en haut :

- 1 - argiles grises et niveaux marno-gréseux en alternance;
- 2 - argiles brunes renfermant des niveaux conglomératiques épais de quelques décimètres. Ces conglomérats sont essentiellement constitués de galets de calcaires gris à Algues dans lesquels nous n'avons pas trouvé de faunes caractéristiques si ce n'est un débris de Productus, semble-t-il. Les galets, en général de petite taille, 1 à 2 décimètres, peuvent atteindre un diamètre de 1,50 m.

Dans les argiles, on remarque des pistes fossiles. Entre les argiles (1) et le premier niveau conglomératique, il y a peut-être une discordance qui est probablement due à un phénomène de stratification entrecroisée;

3 - argiles vertes et rouges

Cette coupe est intéressante car c'est le seul point où nous avons rencontré des conglomérats dans le Permien. Il s'agit probablement de conglomérats intraformationnels sans rapport avec la sédimentation flyscholite, c'est donc une sorte de wildflysch.

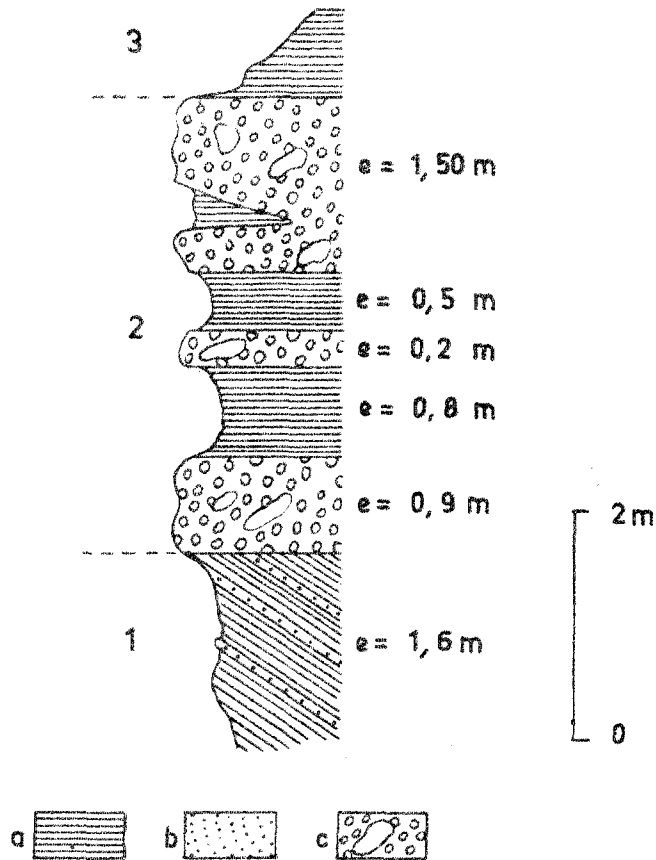


fig. 8 Profil stratigraphique du Fiume San Filippo -
a = Argiles b = Grès c = Conglomérats.

A proximité de la coupe que nous venons de décrire et sur les bords du Fiume San Filippo, au point de coordonnées 81884I se trouvent quelques blocs de calcaire gris, d'un diamètre de 1 à 1,50 m, très riches en Productus. Cette

lumachelle m'a été signalée par G. Mascle. Ces blocs ne sont pas en place et font partie des alluvions du Fiume San Filippo, ils méritent cependant d'être signalés puisqu'ils sont les témoins de terrains paléozoïques (Carbonifère) inconnus en place mais dont on peut supposer l'existence en profondeur. Cette observation rejoint celle de R. Fabiani (in R. Fabiani et L. Trevisan 1937) qui a signalé pour la première fois quelques uns de ces blocs à Productus cora d'ORB.

Toujours dans le Fiume San Filippo, 500 m au NW des maisons "dei Ferrovieri", nous avons noté des argiles verdâtres en strates de 10 à 40 cm, alternant avec des grès verts à débris organiques, en bancs de 2 à 5 cm d'épaisseur. On remarque également quelques niveaux microbréchiques gris de 10 à 30 cm d'épaisseur (fig. 9).

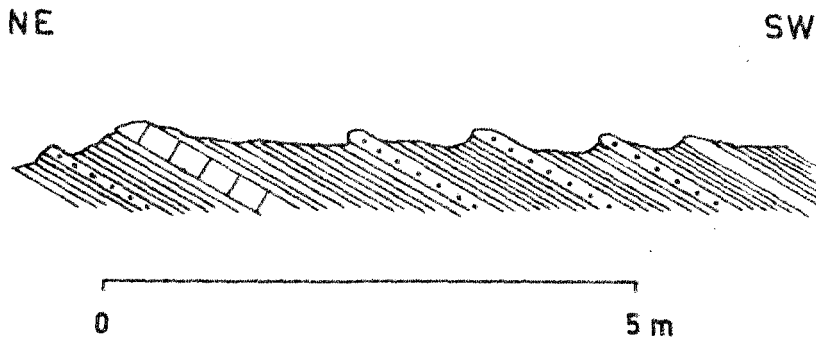


fig. 9 Coupe du Fiume San Filippo; 500 m au NW des maisons "dei Ferrovieri".
Légende dans le texte.

D - Le Permien de la Contrada Panicella

Dans cette contrée, il est formé d'une alternance d'argiles rouges et vertes et de niveaux gréseux très disloqués épais de 1 à plusieurs décimètres. La puissance des argiles est nettement supérieure à celle des grès. On remarque

à la base des bancs de grès de nombreuses figures de courant et en particulier des moulures coniques. Les pendages désordonnés, la chaoticité de cette formation rend, semble-t-il, impossible une étude systématique, sérieuse, des figures de courant.

Les argiles que nous avons prélevées dans cette zone se sont avérées azoïques tant au point de vue micropaléontologique que palynologique. Nous avons fait de nombreux prélèvements d'argiles, également infructueux, dans des zones dépourvues de grès, donc à sédimentation uniquement argileuse, entre autres dans les argiles rouges et vertes à 3,3 % de Co_3Ca , du Vallone San Antonio (coord. 667768).

A la rythmicité de la formation s'ajoutent ici la présence de figures de courant à la base des bancs de grès et l'extrême pauvreté en faune; autant d'éléments qui indiquent le caractère flyschöide du Permien.

E - Le Permien de la Contrada Balatelle

Dans la Contrada Balatelle et notamment aux alentours du point de coordonnées 774807 apparaissent des grès micacés verdâtres très durs, à traces charbonneuses. Ils affleurent dans de très mauvaises conditions, jonchant le sol; l'abondance des blocs de grès permet cependant d'estimer que la sédimentation gréseuse l'emporte cette fois sur la sédimentation argileuse. Ces faciès gréseux marqueraient la fin du cycle permien. Au point de coordonnées 7815806, nous avons noté la coupe suivante :

1. alternance d'argiles et de gros bancs de grès fins micacés, verdâtres; on remarque quelques strates de calcaires microbréchiques ou graveleux d'un faciès très proche de celui que nous avons noté au viaduc de Roccapalumba;
2. conglomérat discontinu, épais de 2 m à l'aplomb de la coupe ;
3. calcaires en petits bancs du Carnien.

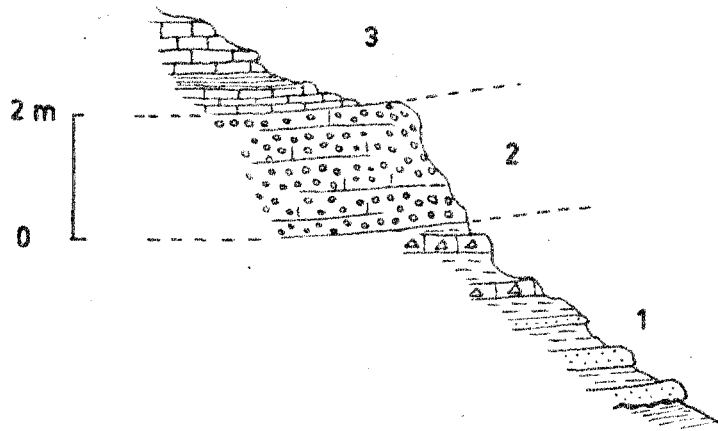


fig. 10 Coupe de la Contrada Balatelle.
Légende dans le texte.

Cette coupe nous permet-elle de conclure à la transgression du Carnien sur le Permien et de rejoindre en cela l'opinion de L. Trevisan (1937). Il faut insister sur le fait que ce conglomérat est, semble-t-il, discontinu; qu'il s'agit fréquemment d'un microconglomérat, voir d'une brèche d'une épaisseur limitée à quelques mètres. Les points d'observation dont nous disposons sont rares et peuvent prêter à discussion car le Carnien qui repose sur le conglomérat est généralement constitué de calcaires en petits bancs à pendages désordonnés. Toutefois, et jusqu'à preuve formelle du contraire, nous admettrons comme L. Trevisan, que le Trias est probablement transgressif. Une importante tectonique tangentielle (P. Broquet 1964c - 1967) contribue à masquer les rapports entre le Trias et le Permien provoquant la chaoticité des deux formations. Nous en reparlerons au chapitre tectonique.

Nous n'avons pas retrouvé les calcaires du Permien moyen rendus célèbres par G. G. Gemmellaro (1888-1899) dans la région de Palazzo Adriano; cependant ils existent peut-être à l'état de conglomérats. Au point de coordonnées 773806 dans la Contrada Balatelle où nous avons noté la coupe suivante :

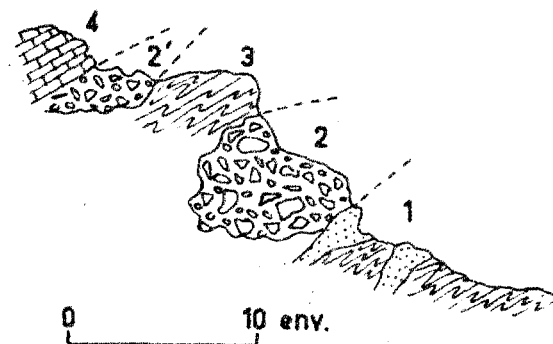


fig. II Légende dans le texte.

- I. grès permien plus ou moins disloqués;
- 2 et 2' : conglomérat non stratifié, formé de galets de calcaires blanchâtres à Algues dont le faciès rappelle celui de la Pietra di Salomone;
- 3. argiles verdâtres en patine;
- 4. calcaires gris en petits bancs du Carnien.

IV) LE PERMIEN DES MADONIES

Dans les Madonies, le Permien aurait été signalé, pour la première fois,

au Cozzo Rasolocollo, dans un livret-guide d'excursion géologique, rédigé par E. Tongiorgi et L. Trevisan en 1953.

A - Coupe du Cozzo Rasolocollo

Le Cozzo Rasolocollo situé juste à l'E de Cerda est essentiellement constitué de calcaires carnien; il apparaît entouré d'"Argille Scagliose" qui le recouvrent sur ses bordures de telle sorte que l'on ne peut dire si l'ensemble du Cozzo Rasolocollo représente une fenêtre du substratum triasique autochtone ou paraautochtone, ou s'il s'agit d'un lambeau arraché et entraîné par la nappe des A. S. ce qui nous semble beaucoup plus vraisemblable. L'importance du Cozzo Rasolocollo ne réside pas dans sa situation tectonique ambiguë mais dans la constitution de sa série stratigraphique où l'on remarque (fig. I2) un flysch permien chaotique (1) surmonté de calcaires carnien en petits bancs (2).

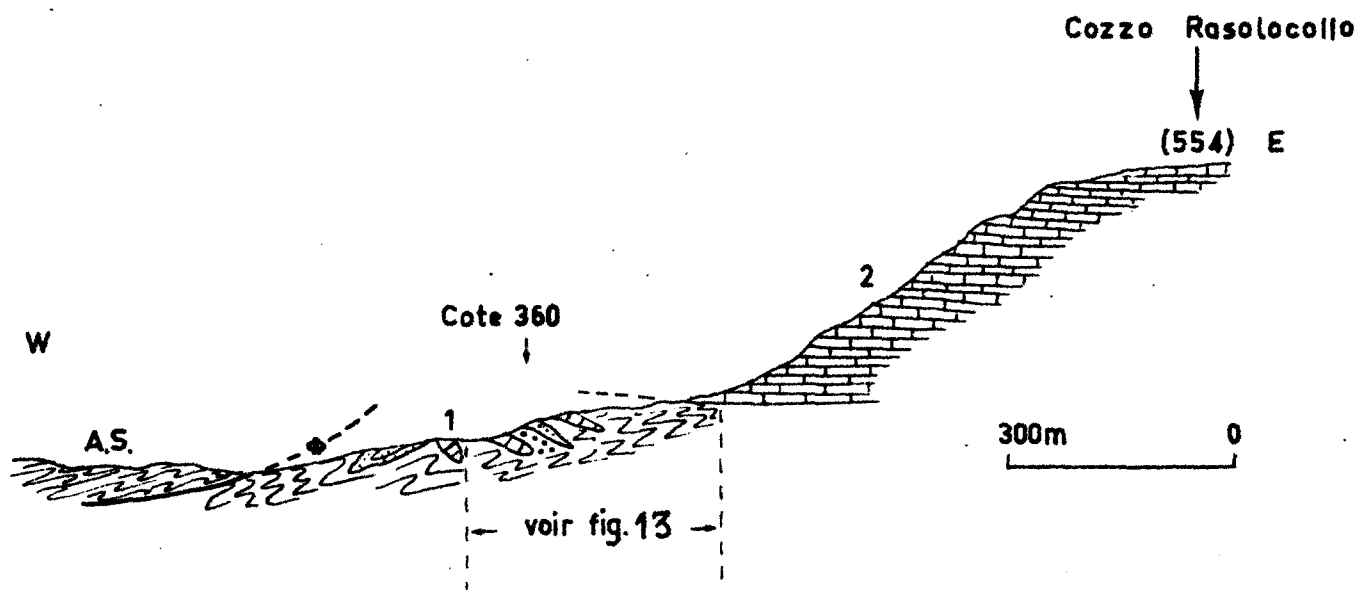


fig. I2. Coupe du Cozzo Rasolocollo

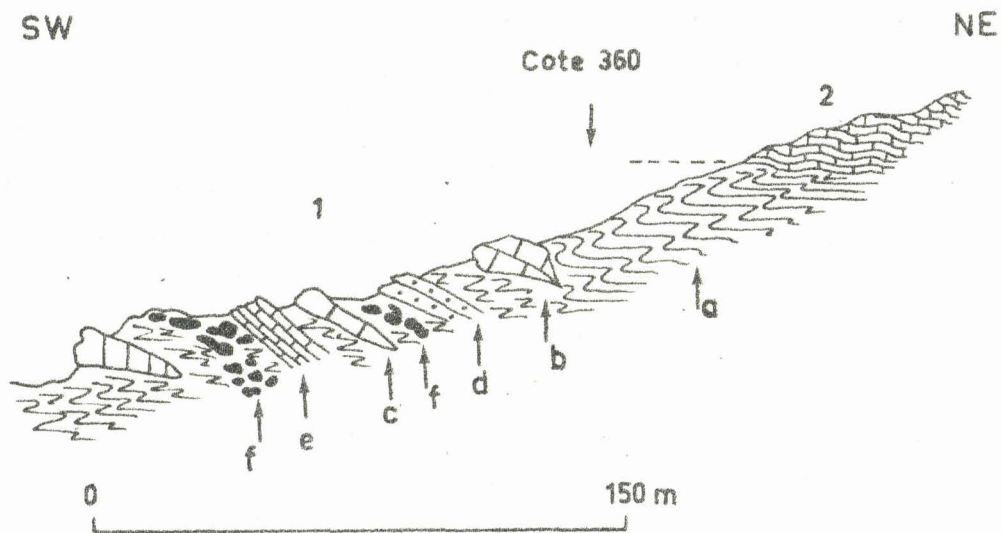


fig. I3 Coupe détaillée du Permien du Cozzo Rasolocollo.
Légende dans le texte.

Une coupe détaillée montre :

- I - des argiles verdâtres très indurées, schisteuses (a) contenant
 - des blocs d'un m³ environ (b) de calcaires récifaux gris, à Algues, d'un faciès semblable à celui des blocs que l'on connaît dans le Permien des Sicani;
 - des niveaux lenticulaires de calcaires de même faciès (c);
 - des strates de un à plusieurs décimètres de grès verts à plantes, dont on suit mal la continuité sur le terrain (d);
 - des calcaires noirs en plaquettes (e);
 - quelques niveaux de galets de calcaires gris (f);
- 2 - des calcaires en petits bancs (5 cm à plusieurs décimètres), de couleur noire, à Halobia sp. du Carnien. Ce faciès s'apparente à celui que l'on connaît dans les zones de Vicari et de Cammarata.

Le contact entre le Carnien et la série inférieure n'est pas net, la limite entre les deux formations affleurant dans de très mauvaises conditions.

Près du Cozzo Rasolocollo, à la Contrada Zingara, en un point de coordonnées 9639655, situé le long d'une piste muletière, nous avons noté dans les argilites verdâtres qui correspondent au niveau I-a de la fig. I3, un microconglomérat à éléments calcaires de 1 à 5 cm de diamètre, d'une épaisseur totale de 0,80 m, emballé dans les argilites verdâtres; ce conglomérat contenait une Ammonite roulée, indéterminable. Dans le même secteur, à la partie supérieure des argilites verdâtres et incluses dans ces argilites, j'ai trouvé quelques plaquettes de calcaires à Halobia sp.

En conclusion, quoique la série étudiée ait subi d'intenses efforts tectoniques qui ne facilitent pas les observations de terrain, elle nous permet de faire les remarques suivantes :

- les argilites verdâtres et leur cortège calcaire et gréseux rappellent le Permien que nous avons décrit précédemment, par exemple à la Contrada Balatelle et bien que nous n'ayons pas trouvé de faunes caractéristiques, nous pourrions être amenés à leur attribuer un âge permien fondé uniquement sur des analogies de faciès. Cet âge permien est probable, il n'est cependant pas certain si on se réfère à l'observation qui a permis de constater à la partie supérieure des argilites à cachet permien des plaquettes calcaires à Halobia sp. indiquant un âge carnien. S'agit-il de calcaires inclus dans les argilites à la suite d'un brassage d'ordre tectonique, ou d'argiles permiennes remaniées dans des sédiments carniens; dans le deuxième cas, l'ensemble de la série serait carnienne, les roches à faciès permien étant resédimentées. Autant de questions auxquelles il est difficile de répondre étant donné la nature incertaine des observations que nous avons faites. Si dans les Madonies, on conçoit que les éléments permien peuvent être resédimentés dans le Carnien, on peut également tenir le même raisonnement dans les Sicani et mettre en doute l'âge permien attribué aux séries flyschoides des Sicani. Il faudrait alors penser que l'ensemble est carnien et que dans la série du Viaduc de Roccapalumba (fig. 7) les microbrèches stratifiées sont carniennes, les Fusulines qu'elles contiennent étant considérées comme remaniées. A mon avis, pour affirmer cette thèse, il faudrait mettre en évidence des faunes carniennes dans ces niveaux et jusqu'à présent je n'en ai jamais rencontrées. L. Montanari (1967) évoque de tels remaniements mais il ne tient pas compte de la tectonique et son argumentation ne nous paraît pas valable (voir p.412). En conséquence et jusqu'à preuve du contraire, je considérerai

le Permien des Sicani comme une réalité et s'il fallait, au Cozzo Rasolocollo, choisir un âge pour les séries qui font l'objet de cette discussion, j'opterai également pour le Permien par analogie avec les Sicani en considérant que les plaquettes carniennes que j'ai observées dans les argilites présumées permiennes sont probablement, (faute d'une observation indiscutable) dans une situation anormale que l'on peut expliquer par le jeu de la tectonique.

A la suite de ces remarques et en admettant que le Permien existe au Cozzo Rasolocollo, nous pouvons préciser l'extension de ce Permien qui affleure dans les Sicani où il constitue le substratum des zones de Vicari et de Cammarata, comme nous le verrons ultérieurement, et dans les Madonies où il représenterait le plus ancien niveau connu dans la zone de Sclafani.

Comme nous le verrons dans le chapitre tectonique, le Permien des Sicani est très largement écaillé, au Mio-Pliocène, quant à celui des Madonies, on peut douter de son autochtonie, mais pour en juger, nous ne disposons que d'une coupe de sondage assez peu précise. Il s'agit d'un sondage "situé à 40 km au SE de Palerme sur un pli asymétrique du Trias supérieur à faciès flysch (flysch antique)" et relaté par T. Rocco (in King, 1961). Selon cet auteur "le forage est resté du sommet à la base, c'est-à-dire de la cote 0 à la cote - 3000 m dans la même formation (Trias). Cependant les dernières carottes prélevées entre - 3000 m et - 3309 m (cote à laquelle fut arrêté le sondage) ont révélé la présence de Permien". Ce forage ne permet pas de résoudre le problème posé, car il n'a pas traversé suffisamment de Permien, en effet, s'il existait un contact anormal, il pourrait se situer au sein du Permien, ou même plus bas.

V) REMARQUES PALEOCEANOGRAPHIQUES ET PALEO GEOGRAPHIQUES

Le Permien inférieur est constitué essentiellement de sédiments détritiques marins (argiles et grès) disposés en couches qui alternent plus ou moins régulièrement; il s'agit d'une sédimentation flyschoïde de sillon. L'intercalation de microbrèches à Fusulines, de grès à débris végétaux, de conglomérats, de blocs de calcaires permien, voir anté-permien de nature exotique (wildflysch) sont autant d'éléments qui tendent à démontrer la proximité d'une ride ou d'une plateforme.

La bathymétrie du flysch est difficile à estimer, les divers auteurs qui étudient ce problème continuent à osciller entre un dépôt de mer profonde ou une sédimentation sub-littorale. Nous n'entrerons pas dans cette polémique, bien qu'à notre avis, le faciès flysch ne soit pas caractéristique d'une profondeur, mais apporterons les éléments fournis par notre région d'étude où la faune (Algues, Fusulines entre autres) est en faveur d'un milieu peu profond. Mais il est vrai que cette faune peut avoir été entraînée vers une zone plus profonde comme l'indiquerait le granoclassement des microbrèches dans lesquelles elle se trouve.

Du point de vue sédimentologique, on remarque une très nette opposition entre les sédiments calcaires provenant d'un haut-fond proche et les constituants détritiques (quartz, argile et secondairement mica) originaires d'une région cristalline ou cristallophyllienne probablement beaucoup plus lointaine.

Comme nous le verrons au chapitre suivant (p. 44) dans l'étude du Trias, le Permien constitue le substratum des zones de Cammarata, Vicari et Sclafani ce qui nous permet de définir partiellement l'extension du domaine permien.

VI) PROVENANCE DU QUARTZ DETRITIQUE. MISE EN EVIDENCE DE LA PATRIE NOURRICIERE DU PERMIEN

Afin d'éviter de fâcheuses répétitions, nous avons réservé un chapitre à l'étude sédimentologique de l'ensemble des flyschs et formations détritiques. Dans ce chapitre, nous traiterons de l'origine du quartz des séries sédimentaires siciliennes entre le Permien et le Miocène supérieur. En conséquence, nous ne citerons ici que les résultats obtenus en indiquant au lecteur qu'il trouvera ultérieurement la justification de ces résultats.

L'étude en thermoluminescence des quartz et feldspaths détritiques des grès permien (P. Broquet et J.M. Charlet, 1965) a permis de démontrer que le matériel détritique qui compose les grès permien provient d'une province à "caractères péloritains". Ceci permet d'envisager que l'apport détritique est venu du Nord.

VII) CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Avec R. Fabiani et L. Trevisan (1937) et contrairement à T. de Stefani (1948), nous admettons l'existence du Permien dans la région de Lercara Friddi.

Il s'agit d'un flysch argilo-gréseux constitué essentiellement d'argiles rouges et vertes renfermant de rares niveaux microbréchiques à Fusulines et de minces strates de grès fins, micacés, verdâtres à patine rousse. Les grès deviennent plus épais vers le sommet de la série. Dans les argiles se trouvent des blocs arrondis (wildflysch) de calcaires bréchiques ou microbréchiques gris, riches en Fusulines, ainsi que des blocs de diabases et de lamprophyres.

La présence de microbrèches à Fusulines parfaitement stratifiées, ainsi que l'existence d'une couverture carnienne jalonnée à sa base par un conglomérat de transgression discontinu, sont deux arguments, semble-t-il, irréfutables en faveur de l'âge permien de la série. Les faunes à Fusulines que nous avons récoltées n'ont pas permis d'apporter des précisions stratigraphiques, aussi reprenons-nous les arguments de G. Castany (1956) qui, par corrélation avec la Tunisie, attribue un âge permien inférieur à la formation. Cette attribution nous semble très probable et compatible avec ce que nous savons de la série de Palazzo Adriano plus récente et bien datée du Permien moyen.

Nous verrons, dans le chapitre tectonique, que le Permien inférieur de Lercara Friddi est largement déplacé vers le Sud et qu'il repose en certains endroits sur du Miocène supérieur, mais nous avons pu démontrer qu'il appartient bien au domaine des Sicani dont il constitue le plus ancien terrain connu à l'affleurement.

CHAPITRE III

LE TRIAS

C H A P I T R E I I I

LE TRIAS

I) INTRODUCTION ET HISTORIQUE	39
II) CARACTERES PETROGRAPHIQUES GENERAUX	41
III) LE TRIAS PLASTIQUE	42
A) SICANI	42
a) Le Trias de la Contrada Altavilla	42
b) Répartition des principaux affleurements	43
c) Problème des rapports entre le Permien et le Carnien	44
- coupe du Pizzo Colobria	45
- coupe de la Contrada Borruso	46
- conclusions	47
B) MADONIES	47
I) Le Panormide	48
a) Coupe du Monte Mufara	48
b) Coupe de la Contrada Faguara	49
c) Coupe de la Contrada Medie	50
d) Conclusion	51
2) Carnien lié tectoniquement aux "Argille Scagliose"	52
a) Coupe du Cozzo Rasolocollo	52
b) Coupe composite de la Contrada Tabarani	52
IV) LE TRIAS RIGIDE	54

A) SICANI	54
I) Trias calcaire	54
a) Coupe du Monte Cammarata	54
b) Coupe composite de Castronuovo-di-Sicilia	57
2) Trias dolomitique	61
B) MADONIES	62
I) le Panormide	63
a) Coupe de la Contrada Medie	63
b) Répartition des principaux affleurements	64
2) Zone de Sclafani	64
a) Coupe du Monte Fanusi	64
b) Répartition des principaux affleurements	67
V) CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES	67
VI) REMARQUES PALEOGEOGRAPHIQUES	68

CHAPITRE III

LE TRIAS

I) INTRODUCTION ET HISTORIQUE

Nous avons vu au chapitre précédent que le Permien est recouvert en apparence transgression par le Trias supérieur calcaire ou argilo-calcaire. Bien que les observations soient très localisées, il semble que le Trias puisse inaugurer un nouveau cycle sédimentaire qui se prolongera jusqu'à l'aurore du Jurassique.

Nous étudierons diverses coupes dans le Trias qui est constitué d'une série épaisse, marine, de faciès alpin mésogéen. Nous nous attacherons à déterminer les variations latérales de faciès et notamment nous essaierons de localiser les zones à sédimentation argileuse, calcaire et dolomitique. Nous définirons dans le Trias 2 termes lithologiques, l'un, argileux, que nous qualifierons de Trias plastique, l'autre, calcaire ou dolomitique, de Trias rigide. Comme nous le verrons dans le chapitre tectonique, cette répartition des faciès commande en grande partie la tectonique de notre région d'étude.

La stratigraphie du Trias de Sicile est désormais assez bien connue. Nombreuses sont les publications qui en font état, décrivant fréquemment la partie inférieure de la série sous le terme de "flysch carnien" et définissant la partie supérieure sous le nom de calcaires à niveaux et nodules de silex, depuis les travaux de L. Baldacci (1886). Je n'en ferai pas un historique complet, me contentant de rappeler dans un ordre chronologique les découvertes relatives à la stratigraphie du Trias ainsi que les travaux qui en définissent l'extension géographique.

Le premier auteur à faire état du Trias est G.G. Gemmellaro (1880) mais il est probable qu'il fut découvert dès 1877-1880. En effet, L. Baldacci (1886) signale du Carnien et du Norien sur la carte au 1/100 000 de la Sicile dont il a assuré le levé dès 1877, aidé de quelques ingénieurs (C. Mazetti, M. Anselmo, E. Cortese...). Toutefois, c'est à G.G. Gemmellaro (1880 et 1904) que revient

le mérite d'avoir décrit le Trias de la région occidentale de la Sicile (monts Sicani, monts de Palerme), citant "dans les séries monotones", des Halobia, des Daonella, des Posidonomya, des Estheria, des Halorella, des Céphalopodes. C'est près de Giacalbène (monts de Palerme), dans une série argileuse, que cet auteur récolte l'essentiel de cette faune caractéristique du Trias supérieur (Carnien). Pour avoir plus de précisions, il faut attendre la découverte de R. Zia (1956) qui signale, dans des argiles au Sud de Marineo (monts de Palerme), la présence de Trachyceras aon, caractéristique des strates de San Cassiano dans les Alpes. Cette espèce définit précisément le Carnien inférieur.

Décrite à tort sous le nom de "flysch carnien", la formation a été rencontrée en de nombreux points de la Sicile centrale et septentrionale, notamment :

- 1) au Monte Judica par Scalia (1909) qui signale une riche macrofaune du Carnien analogue à celle décrite par G. G. Gemmellaro dans les monts de Palerme;
- 2) dans les monts Sicani, par G. G. Gemmellaro (1904), R. Fabiani (1926), R. Fabiani et L. Trevisan (1937), L. Trevisan (1937), P. Baggio (1956), S. Motta (1958), G. Ruggieri (1961). Dans la partie orientale des Sicani, P. Broquet (1964 b) indique de nouveaux affleurements de Carnien plastique, insistant sur le rôle tectonique capital joué par cette formation. Il s'agit en effet d'un niveau qui conditionne le style tectonique de cette chaîne comme nous le verrons ultérieurement;
- 3) dans les Madonies par P. Schmidt di Friedberg (1959) qui la décrit tout d'abord sous le nom d'unité calcaro-argileuse puis la baptise formation Mufara (P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri, G. Giannini, 1960) alors que L. Ogniben (1960) la qualifie de formation calcaréo-marneuse de Portella Arena. Les affleurements de la Portella Arena et du Monte Mufara sont voisins; il s'agit comme nous le verrons ensuite de duplicatures liées aux lambeaux panormides.

Au Carnien inférieur plastique, marno-calcaire, fait suite une série rigide constituée de calcaires lités gris-clair plus ou moins bréchiques, parfois dolomitiques à silex blancs à brunâtres, le faciès variant entre les Madonies et les Sicani. L'âge de cette série calcaire a été défini par G.G. Gemmellaro (1880-1904) dans les monts de Palerme grâce, entre autres, à des Halobia et des Posidonomya qui indiquent le Trias supérieur. Cette série a ensuite été signalée par

de nombreux auteurs parmi lesquels la plupart de ceux que nous avons indiqués précédemment. Dans les Sicani, il faut ajouter Behrmann (1938) et P. Broquet (1964 b) et P. Broquet, J. Magné et J. Sigal, (1967) qui décrivent la série affleurant au Monte Cammarata. Dans les Madonies, la première étude est due à L. Trevisan (1935) dans la région de Sclafani Bagni, ensuite P. Schmidt di Friedberg (1959) et L. Ognibon (1960) mentionnent le Trias supérieur calcaire que P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri et G. Giannini (1960) dénomment formation Scillato; l'affleurement décrit se situant sur le flanc occidental du Monte Fanusi, 3,5 km au NE du village de Scillato.

Le passage Trias-Lias est fort difficile à situer par manque de fossile caractéristique. Il est constitué par des dolomies massives cristallines dans lesquelles G.G. Gemmellaro (1904) affirme avoir reconnu un seul exemplaire de Daonella lepsinsi Gemmellaro et pour la partie supérieure de la série des formes apparentées à Rhynchonella pedata BRONN et Spirifera oxycolpos EMMERICH. Depuis 1904, aucune faune intéressante n'a été découverte et nous incluerons dans le Trias supérieur cette séquence dolomitique bien connue dans les Madonies, ce qui n'exclut pas la possibilité d'un âge rhétien pour ces dolomies. D'ailleurs le colloque du Luxembourg sur le Jurassique admet que le Rhétien fait partie du Trias.

II) CARACTERES PETROGRAPHIQUES GENERAUX

Le Trias plastique est constitué par une alternance

- de couches d'argiles ou de marnes d'un gris sombre, jaunâtre quand elles sont altérées et,
- de calcaires gris noir à noir, à pâte fine, oolithiques, pseudoolithiques ou microbréchiques, en petits bancs (voir Pl. 3-bas). Il y a suivant les endroits, prédominance des calcaires ou des marnes. Improprement qualifiée de flysch, vocable que nous abandonnons, cette formation semble commune aux différentes zones de faciès des Madonies et des Sicani.

Le Trias rigide est constitué principalement de calcaires plus ou moins dolomitiques, à lits ou rognons de silex, et de dolomies.

III) LE TRIAS PLASTIQUE (Carnien)

A) SICANI

Nous avons rencontré ce Trias en de très nombreux points (P. Broquet 1964 b, P. Broquet, J. Magné et J. Sigal, 1967) et toujours dans une situation très chaotique. Aucun des affleurements rencontrés ne peut être considéré comme autochtone. Il convient en effet de souligner (P. Broquet 1964 b) que le Trias argileux correspond, avec le Permien, au plus ancien niveau plastique apparaissant dans la série stratigraphique des Sicani. Il constitue un niveau de décollement tectonique ce qui explique la constante chaoticité de cette formation qui jalonne les principaux contacts anormaux de la zone des Sicani constituant un excellent repère pour le géologue de terrain. Nous décrivons les constituants de ce Trias plastique à la Contrada Altavilla (feuille de Santo Stefano Quisquina, n° 267 IV - NW).

a) Le Trias (Carnien) de la Contrada Altavilla

La Contrada Altavilla se situe 4 km à l'E du village de Santo Stefano-Quisquina et l'affleurement décrit se trouve à l'W et au pied des calcaires qui affleurent à la cote 845.

Nous n'en décrivons que quelques séquences qui se composent :

- 1) d'argiles écailleuses de couleur brune;
- 2) de grès fins, gris sombre, durs ou de grès fins plus tendres, gris clair;
- 3) de calcaires oolithiques.

Les strates sont peu épaisses, 1 à 2 dm en moyenne.

Les argiles écailleuses, schisteuses, foncées (a), contiennent quelques niveaux discontinus de calcaires microbréchiques gris. On note dans les argiles d'abondantes plaquettes de beef à cassure cone-in-cone, indice de phénomènes d'extension (A. Bonte, 1952 et M. Durand-Delga, 1952).

Il est très difficile d'évaluer l'épaisseur du Trias plastique dont on ne connaît pas de coupe continue; cependant on peut citer le sondage Platani n° 2 implanté juste à l'E du village de Cammarata, et qui a recoupé cette formation sur plus de 900 m.

Paléontologie :

La série plastique carnienne qui caractérise les séries de Campofiorito-Cammarata^I et de Vicari, comme nous le verrons ensuite, à fourni des Lamelli-branches parmi lesquels :

Halobia sp.

Daonella sp.

Posidonomya sp.

Il faut également citer des Gastropodes nains pyritisés, des Radiolaires, des Ostracodes.

b) Répartition des principaux affleurements

Nous n'indiquerons que les principaux affleurements de cette formation, insistant sur le fait qu'elle apparaît généralement de manière discontinue et chaotique à la base du chevauchement de la série triasique rigide. On la rencontre à la Portella delle Venere à l'W du mont Cammarata; à cet endroit une faille verticale NNW-SSE sépare le Monte Cammarata des Monte Gemini (voir fig. 126-127). Sur la feuille au I/25 000 de Cammarata (n° 267-IV-NE), elle apparaît également au Monte Gargiuffe et à la Contrada Madonesi. On la rencontre également au S et au SE du Pizzo San Cono (feuille de San Stefano Quisquina au I/25 000, n° 267-IV-NW); au Pizzo Colobria et au N de la Contrada Borruso (feuille au I/25 000 de Filaga); à la Contrada Raisivito (feuille au I/25 000 de Lercara Friddi). Les affleurements les plus importants sont situés sur les feuilles au I/25 000 de Vicari et Roccapalumba, là où le Carnien de la zone de Vicari repose encore sur le Flysch permien, parfois par l'intermédiaire d'un conglomérat de base comme c'est le cas à la Contrada Balatelle (voir fig. 6) ou plus généralement en contact mécanique; le Carnien déjà désolidarisé de son substratum a subi un déplacement vers le Sud, allant jusqu'à quitter ce substratum pour se resédimer

(I) Le terme de série de Campofiorito-Cammarata a été défini par P. Broquet, A. Caire et G. Mascle (1966). La série de Campofiorito-Cammarata présente des caractères différents d'W en E et nous n'étudierons ici que son faciès oriental sous le nom de série de Cammarata.

à l'état de klippes sédimentaires dans les marnes du Miocène supérieur, ce que l'on peut constater sur la feuille au I/25 000 de Valledolmo, (voir la carte au I/100 000) et sur la feuille du I/25 000 de Vicari, au SW du village de Campofelice di Fitalia près de la Contrada Corvino. En ce point on rencontre des lambeaux d'un Trias constitué de calcaires gris en petits bancs, à Halobia sp.; avec quelques strates de calcaires graveleux et des passées d'argiles brunes; ces lambeaux ont été entraînés à la base du flysch Numidien charrié au Miocène supérieur. Ce faciès est caractéristique de la série de Vicari dont on ne connaît, il est vrai, que des lambeaux, mais certains de ces lambeaux qui montrent la base de la série, notamment à la Contrada Balatelle (voir fig. 6) permettent de constater que cette base est essentiellement calcaire.

En conclusion, on peut dire que le Carnien de la zone de Vicari est représenté par une série calcaro-argileuse dans laquelle le faciès calcaire semble dominant.

c) Problèmes des rapports entre le Permien et le Carnien

S'il semble indéniable que le Trias de la zone de Vicari succède au Permien que nous avons étudié au chapitre précédent, on peut se demander si ce Permien constitue également le substratum de la zone plus méridionale de Cammarata.

Depuis 1964, et en diverses occasions, notamment en 1965 et 1967, j'ai affirmé que le Permien connu dans la région de Lercara Friddi devait constituer le substratum de la zone de Cammarata décollée au niveau du Trias et affleurant notamment à Castronuovo di Sicilia. Le décollement de la série de Cammarata au niveau du Trias et le chevauchement postérieur du Permien sur sa propre couverture, notamment dans le val Riena (P. Broquet, 1967) masquent ces rapports. Deux coupes levées au Pizzo Colobria et dans la Contrada Borruso permettent cependant de lever l'indétermination (voir fig. 6).

Coupe du Pizzo Colobria

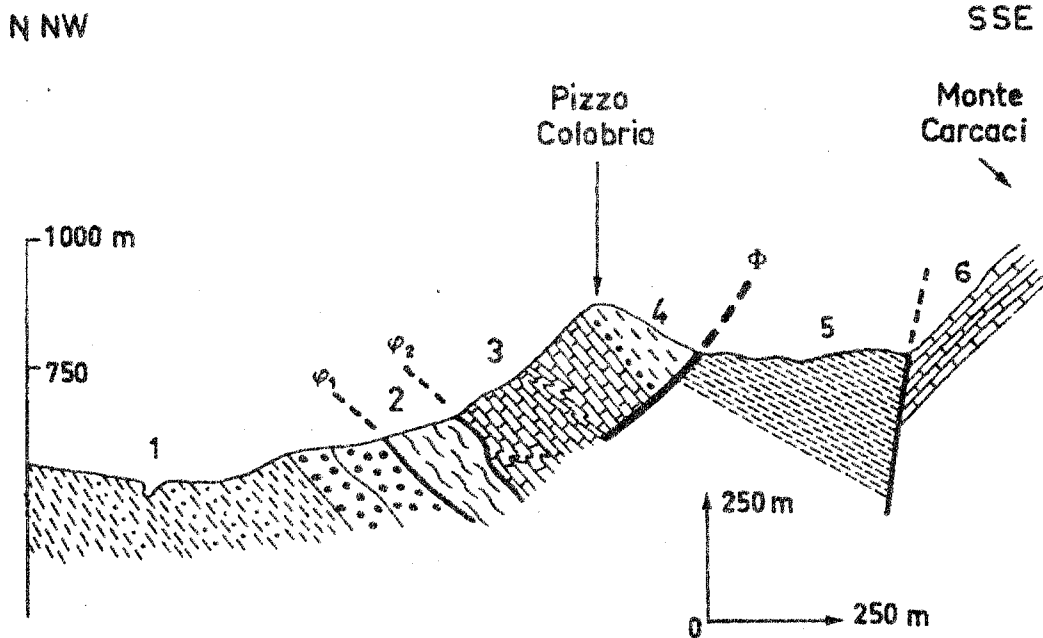


fig. 14 Coupe du Pizzo Colobria, montrant la liaison entre la série de Cammarata et le Permien.

I = Permien; 2 = Trias plastique; 3 = Trias rigide; 4 = Paléocène et Eocène-Oligocène; 5 = Miocène supérieur ("Helvetien" - Tortonien inférieur); 6 = Trias rigide (Carnien ? - Norien p. p.) du Monte Carcaci; f_1 et f_2 = Contacts mécaniques; ϕ = Contact anormal majeur.

Le Pizzo Colobria se situe dans l'angle NW de la feuille au I/25 000 de Filaga (n° 259-III-SW) (Coord. 680771). La coupe NW-SE que nous indiquons montre de bas en haut :

- I - un Permien argilo-gréseux verdâtre semblable à celui de la Contrada Panicella (voir p. 27);
- 2 - un Carnien plastique très typique, comportant 80 m au moins d'argiles qui contiennent des strates de calcaires à Halobia sp., des niveaux microconglomératiques, pseudo-oolithiques, microbréchiques ainsi que de nombreuses plaquettes de "beef" à cassure "cone-in-cone";

- 3 - un Carnien (?) - Norien-Rhétien, constitué d'une alternance de calcaires clairs en gros bancs (2 m) et en petits bancs (10 à 30 cm). Dans cette série épaisse d'environ 100 m on remarque de nombreux plissements disharmoniques;
- 4 - un Tertiaire comprenant un Paléocène formé de quelques mètres de calcaires et de marno-calcaires rouges très broyés, reposant par l'intermédiaire d'un conglomérat sur les calcaires du Trias supérieur, et un Eocène-Oligocène constitué de calcaires et de marno-calcaires blancs en bancs décimétriques.

Coupe de La Contrada Borruso

La Contrada Borruso se situe juste à l'W du Pizzo Colobria

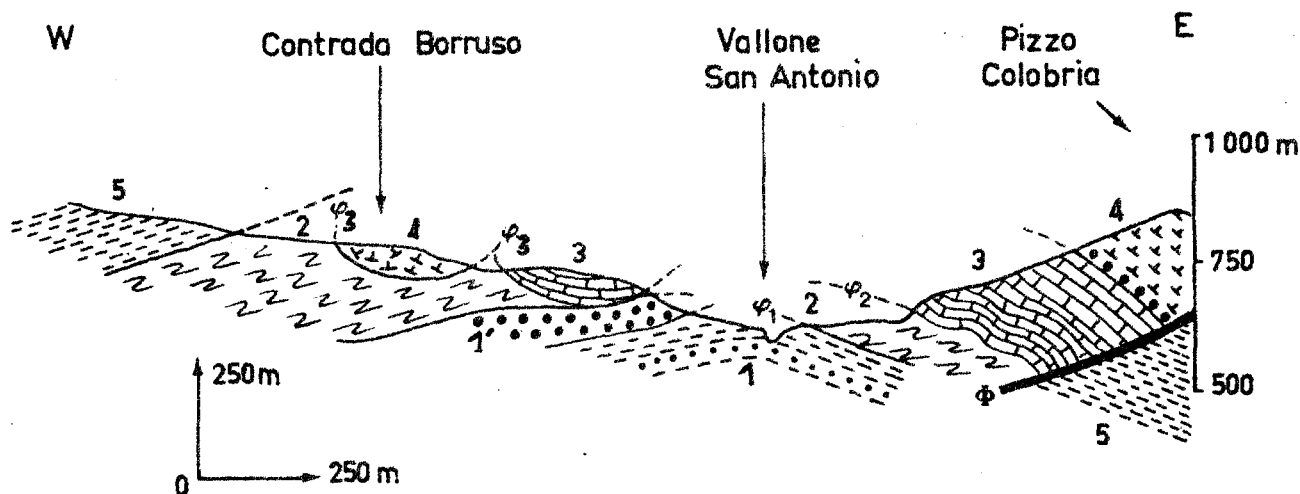


fig. 15 Coupe de La Contrada Borruso
Même légende que la figure précédente.

Cette coupe présente des termes semblables à ceux que nous avons décrits précédemment. Nous préciserons cependant que le Permien (I) admet à sa partie supérieure un niveau gréseux (I'), épais de quelques mètres. Quant à la

couverture post-carnienne représentée par des faciès typiques de la série de Cammarata, elle est désolidarisée de son substratum et flotte sur le Carnien plastique; les contacts mécaniques à la base du Carnien rigide et de l'Eocène sont respectivement figurés par ρ_2 et ρ_3 .

- Conclusions

Ces coupes nous montrent que le Permien se trouve au-dessous de plusieurs lambeaux d'une série qui appartient sans discussion possible à la partie la plus septentrionale de la zone de Cammarata et quoiqu'il existe des contacts mécaniques entre le Permien et le Carnien, la superposition des deux termes semble évidente. A la suite de ces observations, il faut donc admettre que le flysch permien constitue le substratum des zones de Vicari et de Cammarata ou tout au moins de la partie septentrionale de celle-ci. Aucun fait d'observation ne permet d'affirmer jusqu'où s'étend le Permien vers le Sud.

B) MADONIES

Dans cette province qui comprend la série de Sclafani, recouverte tectoniquement à l'Oligocène supérieur par le Panormide, puis au Miocène supérieur par la nappe des "Argille Scagliose", on connaît quelques lambeaux de Trias plastique qui apparaissent :

- au front actuel de la nappe du Panormide, notamment près du Monte Mufara;
- dans les "Argille Scagliose", au Cozzo Rasolocollo et à la Contrada Tabarani;

Nous ne connaissons pas d'affleurement qui permette d'affirmer que le Trias plastique fait partie de la série de Sclafani.

I) Panormide

a) Coupe du Monte Mufara

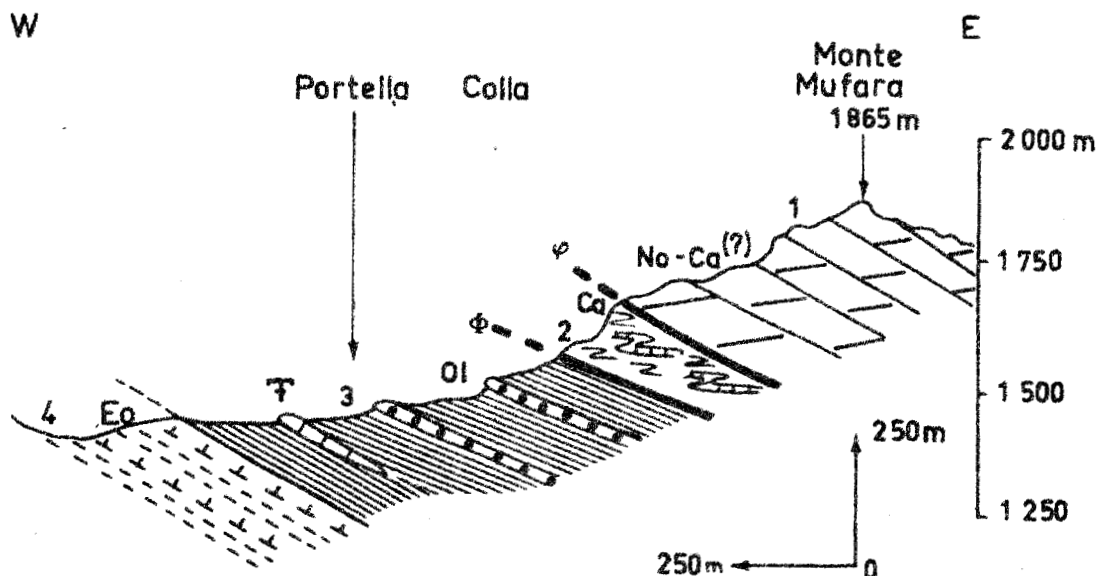


fig. I6 Coupe du Monte Mufara.

Légende :

- | | | |
|--|---|-------------------|
| I - dolomies du Carnien-Norien = Trias rigide | } | Panormide |
| 2 - marno-calcaires = Trias plastique | | |
| 3 - argilites numidiennes - Stampien - Chattien - Aquitanien (?) | } | Série de Sciafani |
| 4 - calcaires et marnes essentiellement rouges lie de vin d'âge éocène moyen - supérieur | | |

Dans cette région, le Trias plastique a été baptisé "formation Mufara" par P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri, G. Giannini, ou "équivalent de la formation Scillato inférieure" ou encore "formation de la Portella Arena" (L. Ogniben, 1960). Nous décrirons la série à la Contrada Faguara qui se situe au pied du Monte Daïno (1786 m), 2 km à l'E du Monte Mufara (1865 m).

b) Coupe de la Contrada Faguara (Coord. I589I6)

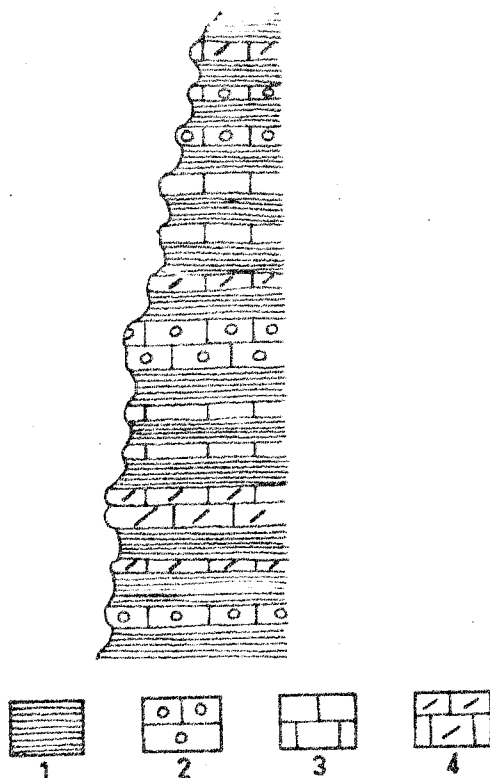


fig. I7 Profil stratigraphique partiel indiquant les caractères lithologiques du Carnien de la Contrada Faguara.
Légende dans le texte.

- I - Marnes (57 % Co_3 Ca) schisteuses verdâtres, ou jaunâtres quand elles sont altérées, en strates de 5 à 10 cm d'épaisseur;
- 2 - calcaires gris, pseudo-oolithiques, oolithiques, microbréchiques à ciment microgranulaire, en bancs de 5 à 15 cm d'épaisseur, à Halobia sp. Les oolithes sont mal calibrées, parfois aplaties. Suivant les endroits, il y a prédominance des calcaires ou des marnes;
- 3 - calcaires gris-bleuté micro-cristallins à Radiolaires, débris de Lamelli-branches, sections de radioles d'Oursins;

- 4 - dolomies ou calcaires dolomitiques gris-foncé, en strates de 5 à 15 cm d'épaisseur. Certains niveaux, assez rares de calcaires pseudo-oolithiques ou dolomitiques gris-foncé peuvent atteindre 50 cm d'épaisseur. Il est difficile de mesurer l'épaisseur totale de cette formation qui est très plissée et désolidarisée de sa couverture rigide, on peut cependant l'estimer à environ 80 m.

Aux affleurements du Monte Mufara, de la Portella Arena, de la Contrada Faguara, on peut ajouter, dans la même région et en allant du Sud vers le Nord, ceux de la Mandria del Conte et du Piano del Formaggio (Coord. I24945) ainsi que quelques autres petits lambeaux situés entre ces deux points. Ces affleurements jalonnent l'actuel front de chevauchement du Panormide. Ils sont désolidarisés de leur couverture et reposent sur les argilites oligocènes du Numidien. Nous signalerons près d'Isnello, au S du Pizzo Dipilo, les deux derniers affleurements que nous connaissons de cette formation liée au Panormide; ils affleurent entre la Contrada Medie et la Casa Militello d'une part et à la Casa Virga d'autre part.

c) Coupe de la Contrada Medie

Le Trias plastique (Ca) sous sa couverture constituée de dolomies blanches à patine grise du Carnien-Norien (Ca-No) repose anormalement (∇_1) sur un flysch crétacé-éocène qui fait partie de la nappe des A. S.; ce flysch se trouve en contact anormal (∇_2) sur les argilites oligocènes (OL.) du Numidien (série de Sclafani).

∇ = contact mécanique.

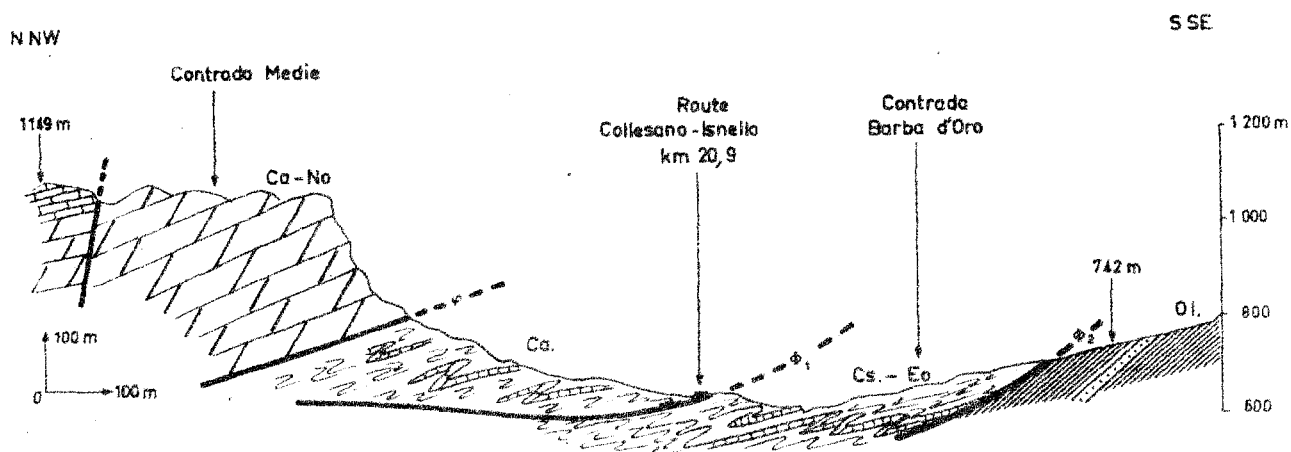


fig. 18 Coupe montrant le Trias plastique (Ca) au S de la Contrada Medie.

d) Conclusion

Le Trias plastique du Panormide est représenté par une alternance de calcaires gris à noirâtres, à pâte fine, oolithiques, pseudo-oolithiques ou microbréchiques, en petits bancs et de marnes ou d'argiles grises, verdâtres ou jaunâtres. Il renferme une faune de Lamellibranches rapportés au Trias supérieur (Carnien) parmi lesquels :

Posidonomya sp.

Posidonomya gemmellaroi DE LORENZO

Halobia sp.

Daonella sp.

citons également des Gastropodes pyritisés, des Radiolaires et des Ostracodes.

2) Carnien lié tectoniquement aux "Argille Scagliose"

Ce Trias apparaît sous (ou dans) les "Argille Scagliose".

a) Coupe du Cozzo Rasolocollo (voir fig.I2)

Le Carnien du Cozzo Rasolocollo, à l'affleurement, est essentiellement calcaire et assez puissant semble-t-il puisque un forage en a rencontré 3000 m. Les résultats du sondage sont imprécis et il faut regretter que l'on ne connaisse pas le pendage noté en profondeur ainsi que les variations de faciès; y avait-il des intercalations marneuses dans la série ?, quelles étaient leurs épaisseurs ?, autant de questions que l'on peut se poser.

Une formation de même type apparaît au NE du Cozzo Rasolocollo, sur la feuille au I/25 000 de Collesano, dans la Contrada Tabarani, qui va nous permettre de réaliser une coupe plus complète.

b) Coupe de la Contrada Tabarani

Cette coupe est réalisable le long du Fiume Imera dans la région où se développera un tronçon de l'autoroute Palermo-Catania, en partant de la Contrada Cottonaro et en allant vers le Cozzo Fallina. Elle permet d'observer une série argilo ou marno-calcaire, à dominante argileuse ou marneuse constituée :

- 1 - de marnes ou d'argiles (2 % Co_3 Ca) brunes à verdâtres contenant de minces niveaux de calcaires à Halobia sp.;
- 2 - de calcaires graveleux ou à pâte fine, noirs en bancs de 5 cm à 1,20 m (l'épaisseur la plus fréquente est de 15 cm). Ces calcaires sont intercalés dans les marnes brunes.

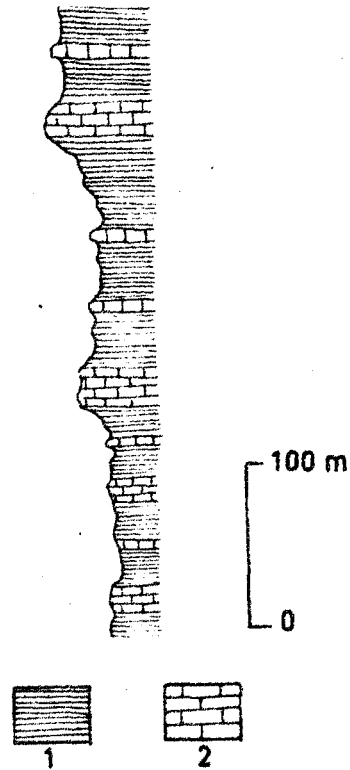


fig. 19 Profil stratigraphique indiquant les caractères lithologiques du Carnien de la Contrada Tabarani. Légende dans le texte.

Ce Carnien très plastique est, semble-t-il, recouvert et probablement emballé dans les "Argille Scagliose", crétacées et éocènes qui affleurent largement dans cette région. L'ensemble Trias- "Argille Scagliose" est recouvert par le Tortonien conglomératique et molassique discordant.

Le Carnien de la Contrada Tabarani, tout comme celui du Cozzo Rasolocollo, présente des affinités de faciès avec celui de la série de Vicari (Sicani) et de la série de Sclafani qui affleure dans les monts de Palerme. Il semble légèrement différent du Carnien que nous avons décrit

dans le Panormide. Il est peu probable, pour des raisons paléogéographiques, qu'il appartienne à la série de Vicari; mais s'il constitue le substratum de la série de Sclafani, il est dissocié de sa couverture post-triasique dont on ne retrouve pas de traces à proximité de la Contrada Tabarani ou du Cozzo Rasolocollo.

Cette couverture, il est vrai, pourrait s'être décollée au niveau du Trias plastique et après avoir subi un déplacement de plusieurs kilomètres vers le Sud, s'être resédimentée dans le bassin du Miocène supérieur à une période située entre l'Helvétien et le Tortonien. On pourrait également penser que ce Trias puisse appartenir à la série des "Argille Scagliose" ou flysch interne avec lequel il serait charrié, mais c'est là une hypothèse gratuite que rien dans l'état actuel des recherches, ne permet d'étayer.

IV) LE TRIAS RIGIDE

A) SICANI

I) Trias calcaire

Il s'agit de la formation la plus abondamment représentée dans les Sicani, elle affleure sur de larges surfaces formant des reliefs calcaires ou parfois dolomitiques dominant généralement les marnes ravinées du Miocène supérieur. Si les affleurements sont nombreux, les coupes continues de la base au sommet de la série sont rares. Nous décrirons ici la série calcaire qui apparaît à la faveur d'une faille sur le bord occidental du Monte Cammarata, (voir fig. 2I).

a) Coupe du Monte Cammarata

On remarque, de bas en haut, sur le flanc oriental du Monte Cammarata, une coupe continue du Trias au Miocène supérieur.

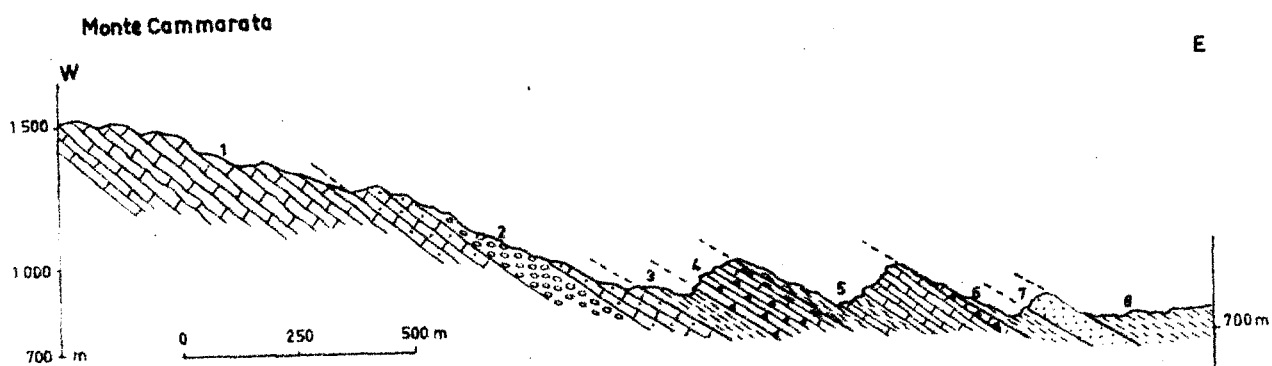


fig. 20 Coupe du Monte Cammarata

Légende :

- 1 - Calcaires clairs du Carnien (?) - Norien - Infralias (?) (Trias rigide);
- 2 - calcaires oolithiques et conglomérats du Lias inférieur;
- 3 - marnes rouges et vertes du Pliensbachien (Carixien - Domérien ?);
- 4 - radiolarites, calcaires silicifiés à Aptychus, marnes vertes. Lias supérieur (?) à Aptien; (le Lias supérieur, le Dogger et une partie du Malm n'ont pas été caractérisés; les premiers niveaux datés sont d'âge kimméridgien);
- 5 - marnes rouges, calcaires marneux rouges et blancs. Paléocène à Eocène supérieur;
- 6 - marnes sableuses et glauconieuses, Oligocène moyen (?) - supérieur. Quelques mètres de microbrèches à Lépidocyclines de l'Oligocène moyen à la base de la série;
- 7 - grès glauconieux du Miocène inférieur (Aquitano (?) - Burdigalien);
- 8 - marnes gris-bleuté du Miocène moyen (Helvétien ?).

Description lithologique du Trias calcaire du Monte Cammarata

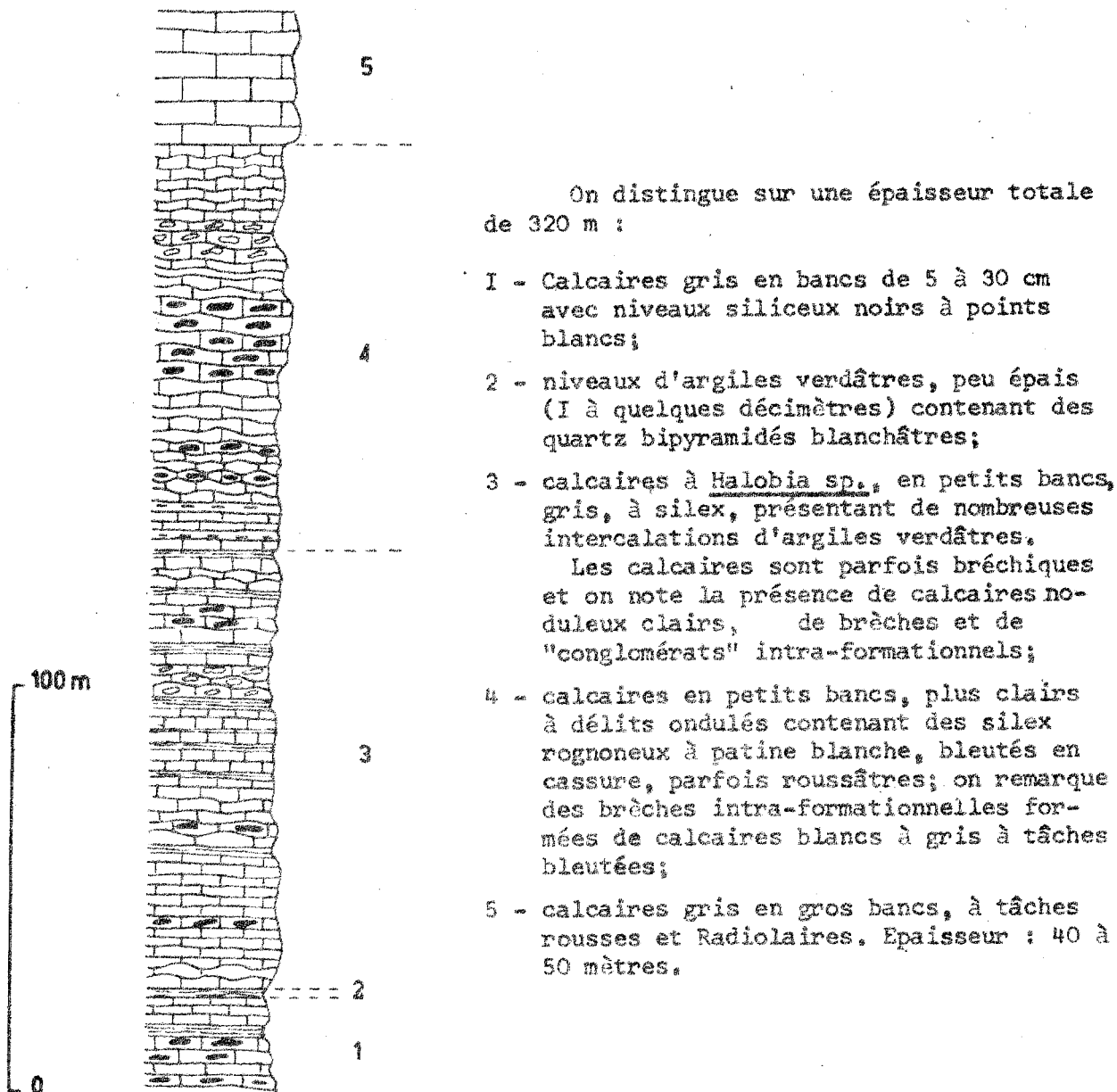


fig. 2I Profil stratigraphique du Trias rigide du Monte Cammarata.
Légende dans le texte.

b) Coupe de Castronuovo-di-Sicilia

Le Trias calcaire affleure également dans d'assez bonnes conditions près de Castronuovo di Sicilia, et le chemin qui part de ce village pour rejoindre vers le NW la route qui va de Lercara Friddi à Filaga, permet de recouper une grande partie de la série qui se compose de :

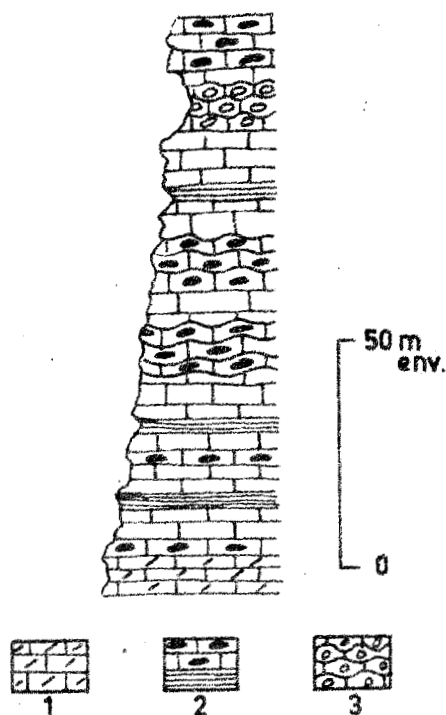


fig. 22 Profil stratigraphique indiquant les caractères lithologiques du Trias de Castronuovo di Sicilia. Légende dans le texte.

I - Dolomies et calcaires dolomitiques grisâtres en petits bancs apparaissant à la base de la série. Ces niveaux sont visibles au pied de la falaise de Castronuovo di Sicilia dans la Contrada Scivalilli;

- 2 - calcaires en bancs peu épais (10 cm) alternant avec des niveaux de même faciès mais d'une épaisseur de 1 à plusieurs mètres. Ces calcaires qui contiennent des silex noirs à patine parfois blanchâtre en lits discontinus sont de couleur blanche en patine et blanc-jaunâtre en cassure; la pâte est fine. On remarque quelques intercalations argileuses verdâtres peu épaisses (quelques décimètres au maximum). A plusieurs niveaux les calcaires sont noduleux et les bases de bancs présentent fréquemment un délit ondulé;
- 3 - calcaires compacts ou noduleux jaunes ou rouges, généralement exploités en carrières, intercalés dans la partie supérieure du Trias calcaire blanchâtre. Ils affleurent à Castronuovo-di-Sicilia près du lieu dit "Il Cassero" et également au SW de ce village, au Pizzo Lupo. Ces calcaires rouges ou jaunes sont très noduleux, de faciès "ammonitico-rosso", contiennent des silex chocolats ou rouges et des faunes décrites au Pizzo Lupo par G. G. Gemmellaro qui cite dans les strates supérieures :

Halobia subreticulata GEMM.

Halobia sicula GEMM.

Posidomya pineolata GEMM.

et dans les strates inférieures :

Halobia radiata GEMM.

Daonella lenticularis GEMM.

Halorites sp. du groupe d'Halorites semiplicatus HAVER.

G.G. Gemmellaro a bien prospecté le Trias calcaire de la région comprise entre San Stefano Quisquina, Cammarata et Castronuovo. Il y signale de très nombreux Céphalopodes dans la Contrada Votano près de San Stefano Quisquina, ainsi que dans la Contrada Modanesi (Coord. 750680) 4 km au SW de Castronuovo. Ses déterminations mériteraient certainement d'être revues. Voici néanmoins la liste des Céphalopodes qu'il a essentiellement récoltés dans la Contrada Modanesi et aux abords (Pizzo di Lupo, Savochello, Scaletta et Pioppo) :

Orthoceras subtiliseptatum GEMM., O. lytosiphon GEMM., O. cfr. pulchellum HANER.;

Clydonautilus (Proclydonautilus) triadicus MOJS.;

Celtites Athanae GEMM.;

Styrites collegialis MOJS., S. niger (DITTM.), S. Richthofeni GEMM., S. Siculus GEMM., S. Pompecky GEMM., S. castronovensis GEMM., S. tropitoides GEMM.;

Styrites Haugi GEMM.;

Ceratites Cyanes GEMM., C. (Buchites) thyrrenus GEMM., C. (Buchites)

affinis GEMM., C. (Buchites) mazzarensis GEMM., C. (Buchites) Dieneri GEMM.;

Ceratites (Buchites ?) heteroplocus GEMM.;

Ceratites (Thisbites) Scacchii GEMM., C. (Thisbites) Bittneri GEMM.,
C. (Thisbites) Biondii GEMM.;

Sirenites cfr. Balmati MOJS., Sirenites f. ind. (Savochemello), S. (Anasirenites) Grimmi MOJS. (Savochemello);

Eutomoceras Sandlingense (HANER), E. Theron (DITTM.), E. Empedoclis
GEMM., E. quinquepunctatum MOJS. (Savochemello);

Polycyclus nastartioides GEMM.;

Tropites Wodani MOJS, a. n. f. ind. ex aff. T. Wodani MOJS (Savochemello),
T. Paronai GEMM., T. Brancoi GEMM., Tropites n. f. ind. ex aff. T. Brancoi GEMM.,
T. Carapezzai GEMM., T. Josephinae GEMM., T. obsoletus GEMM., Tropites n. f. ind.
ex aff. T. obsoleti GEMM., T. cfr. Bissula MOJS., T. triquetrus GEMM., T. Aloysii
GEMM. (Savochemello), T. cfr. discobullatus MOJS. (Savochemello);

Tropites (Paratropites) sarochellensis GEMM. (Savochemello), T. (Paratropi-
tes) subfalciferus GEMM., T. (Paratropites) n. f. ind. ex aff. Par. Sellai GEMM.
(Savochemello);

Tropites (Microtropites) Lepsinsi MOJS.;

Tropites (Anatropites) Frechi GEMM.;

Margarites circumspinitus MOJS (Pizzo di Lupo), M. Ugdulenai GEMM.,
M. Marii GEMM., M. Adelaie GEMM., M. Jokélyi (HAUER), Margarites n. f. ind.,
M. f. ind. (Scaletta), M. f. ind. ex aff. senilis MOJS. (Scaletta);

Sagenites Alesii GEMM., S. inermis (HAUER), S. (Trachysagenites) hystrix
GEMM. (ex-feudo Pioppo);

Jovites siculus GEMM., J. Caroli GEMM., J. Schopeni GEMM. (Pizzo di Lupo);

Halorites f. ind. ex aff. Hal. mitis MOJS.;

Gonionotites italicus GEMM., G. discus GEMM., G. Maurolicoi GEMM.,
G. Vincentii GEMM., G. Diblasii GEMM., G. dubius GEMM., G. Tornquisti GEMM.,
Gonionotites n. f. ind., G. n. f. ind. ex aff. Gon. Maurolicoi GEMM.;

Juvarites Emmrichi GEMM., J. Epicharmi GEMM., J. (Anatomites) pulcher
GEMM., J. (Anatomites) formosus GEMM., J. (Anatomites) Klipsteini GEMM., J.
(Anatomites) n. f. ind. ex aff. An. Klipsteini GEMM., J. (Anatomites) Calcarai
GEMM., J. (Anatomites) Proserpinae GEMM. (Scaletta), J. (Anatomites) Distefanoi

GEMM., Juvavites (Anatomites) Albertii GEMM., J. (Anatomites) Archimedis GEMM.,
J. (Anatomites) Sthesicori GEMM., J. (Anatomites) Mariani GEMM., J. (Anatomites)
Ducetii GEMM., J. (Anatomites) n. f. ind., J. (Anatomites) Diodori GEMM., J.
(Anatomites) Boehmi GEMM., J. (Anatomites) Charondae GEMM., J. (Anatomites) in-
flatus GEMM., J. (Anatomites) Gelonis GEMM., J. (Anatomites) Beneckeii GEMM.,
J. (Anatomites) consanguineus GEMM., J. (Anatomites) Curionii GEMM., J. (Ana-
tomites) Rothpletzi GEMM., J. (Anatomites) Bassanii GEMM., J. (Anatomites)
Bukowskii GEMM., J. (Anatomites) Timaei GEMM., J. (Anatomites) Loczyi GEMM.
(Scaletta), J. (Anatomites) Arthaberi GEMM., J. (Anatomites) Arethusae GEMM.,
J. (Anatomites) elegans GEMM.;

Juvavites (Dimorphites) Mariae GEMM., J. (Dimorphites) n. f. ind. ex aff.

D. Mariae GEMM.;

Isculites Acestes GEMM., I. Bittneri GEMM., Isculites n. f. ind.,

I. Canavarii GEMM., I. Zaccagnai GEMM. (Savochetto);

Arcestes Cossmanni GEMM., A. Kokeni GEMM., A. ellipticoides GEMM.,

A. planulatus GEMM., Arcestes n. f. ind. ex aff. A. buji MOJS., A. (Stenarcestes)
modanensis GEMM., A. (Stenarcestes) cfr. subumilicati (BRONN), A. (Stenarcestes)
Hermocratis GEMM., A. (Stenarcestes) rotuldeformis GEMM. (Scaletta);

Sphingites f. ind. ex aff. Sph. Bacchi MOJS.;

Cladiscites n. f. ind., C. Gorgiae GEMM., C. Coracis GEMM., C. umbilica-
tus GEMM., C. Ferdinandi GEMM., C. tenuiplicatus GEMM., C. (Hypocladiscites)
subcarinatus GEMM., C. (Hypocladiscites) n. f. ind. prox. Hyp. subcarinati
GEMM.;

Placites f. ind. ex aff. Pl. peraueti MOJS.;

Pinacoceras Zitteli GEMM., P. Suessi GEMM., P. Gümbeli GEMM., P. Haueri
GEMM.;

Hyattites Salomoni GEMM.;

Megaphyllites humilis MOJS.;

Rhacophyllites Jacquoti GEMM., R. (Discophyllites) insignis GEMM.;

Atractites come GEMM., A. styliformis GEMM., A. petricola GEMM., A.
giganteus GEMM.;

Dictyoconites baculiformis GEMM.;

Aulacoceras mucronatum GEMM., A. Schopeni GEMM., A. leptorynchum GEMM.;

Calliconites Dieneri GEMM.

2) Trias dolomitique

Le faciès dolomitique du Trias est bien connu dans les Sicani mais il affleure sur des surfaces très restreintes dans notre secteur d'étude. Il est bien développé et apparaît dans d'excellentes conditions près de Filaga (voir fig. 170), notamment à proximité du lac de barrage situé au S de ce village et dénommé "Lago Pian del Leone". Il se développe au NW de ce lac entre les Cozzi Vedena et Padorno et s'étend vers l'E c'est-à-dire vers la Portella Mola. Cet ensemble fait partie de la sous-unité structurale inférieure que nous définissons sous le nom de sous-unité du Pizzo Catera (voir chapitre tectonique). On rencontre :

- 1 - dolomies grises bien litées en bancs de 10 cm à plusieurs mètres. Epaisseur supérieure à 100 m; pendage variant entre 30° et 50° S;
- 2 - marnes verdâtres très peu épaisses;
- 3 - calcaires clairs à Radiolaires, en petits bancs;
- 4 - marnes et calcaires marneux rouges du Paléocène;
- 5 - calcaires blancs en petits bancs de l'Eocène.

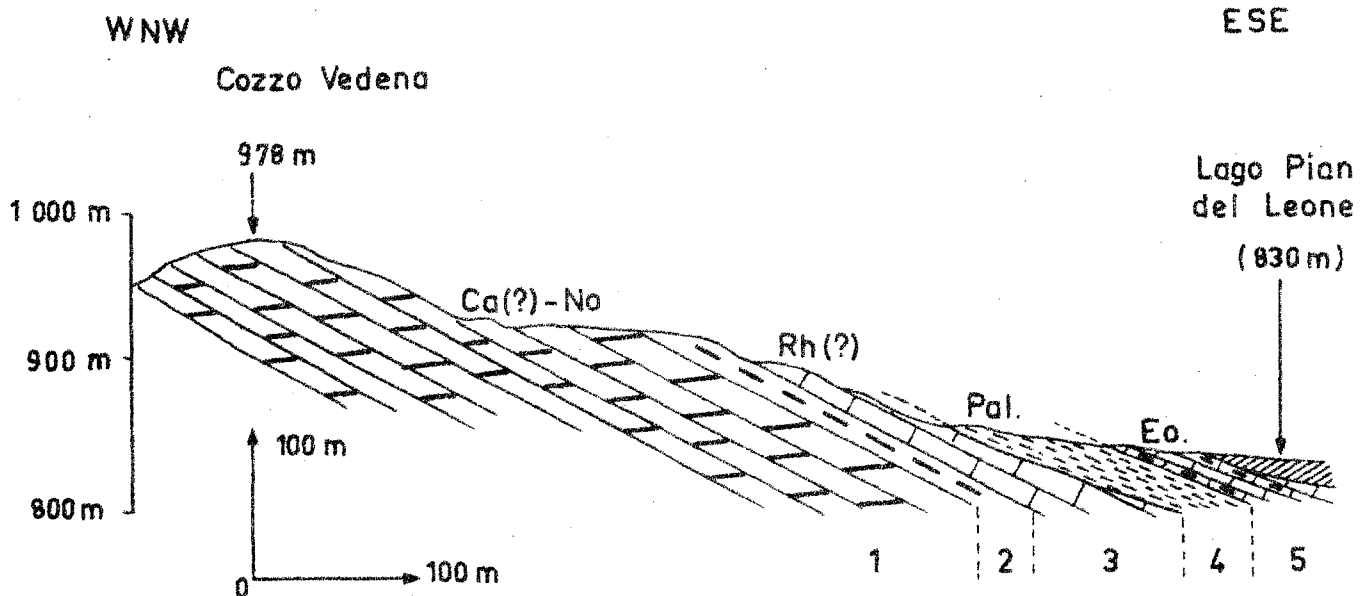


fig. 23 Coupe du Trias dolomitique du Cozzo Vedena.
Légende dans le texte.

Il est toujours difficile de voir les rapports qui existent entre le Trias calcaire et le Trias dolomitique, généralement en contact par faille.

Toutefois, au Cozzo Vedena il semble que l'on assiste à un passage vers le haut entre le faciès dolomitique et le faciès calcaire.

On retrouve ce faciès dolomitique du Trias, à l'ENE de la Portella Mola, dans la Serra Pietre Cadute (fig. 24). Il appartient à une unité reposant anormalement par l'intermédiaire de marnes du Miocène supérieur (Helvétien - Tortonnien) sur la sous-unité du Pizzo-Catera. Quelques kilomètres plus à l'E, vers le Monte Sparangio (1115 m) le faciès dolomitique disparaît et fait place à des calcaires. Dans cette région, je n'ai pu observer les rapports existant entre les calcaires et les dolomies.

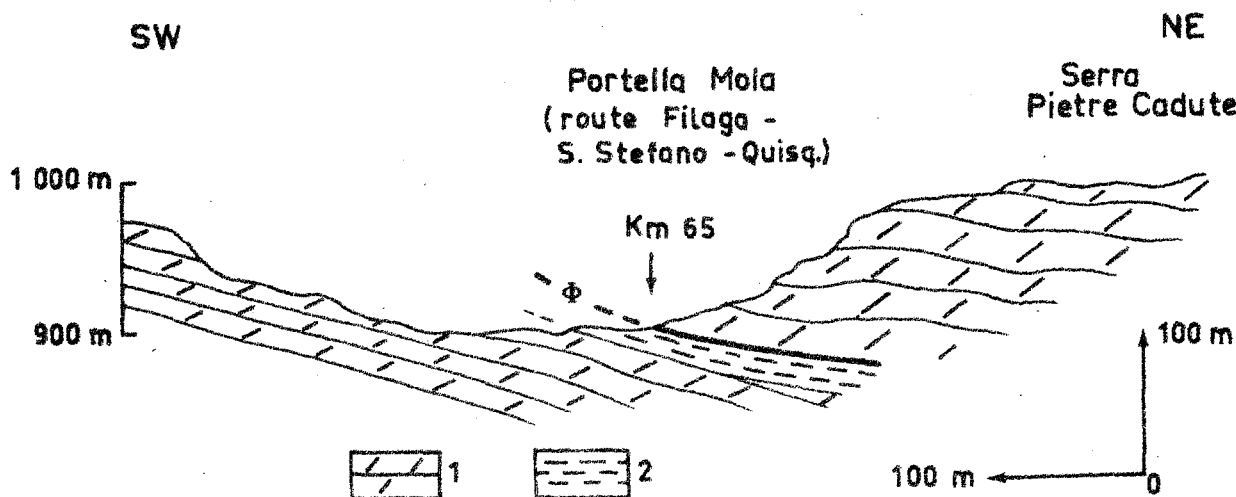


fig. 24 Le Trias dolomitique de la Serra Pietre Cadute.

- 1 - Trias dolomitique;
- 2 - marnes de l'Helvétien.

B) MADONIES

Dans les Madonies le Trias calcaire et dolomitique s'observe sur de vastes surfaces et en de nombreux points, aussi nous limiterons-nous à la des-

cription de quelques coupes. Nous examinerons successivement le Panormide, puis la série de Sclafani.

I) Le Panormide

Dans cette unité, se développe un faciès uniquement dolomitique, le fait est important et remarquable.

a) Coupe de la Contrada Medie (voir fig. 25)

De bas en haut, on observe la superposition suivante :

1 - marnes jaunâtres, calcaires, sombres, en petits bancs, Carnien;

2 - dolomies blanchâtres, à patine grise, microcristallines, plus ou moins vacuolaires, très mal stratifiées, n'ayant fourni aucune faune. Il doit s'agir assurément de Norien mais il est possible que vers le bas de la série le Carnien soit encore représenté de même que vers le sommet, il est probable que le Rhétien existe. A la base de la série on note un disharmonie (d) entre le Carnien plastique et les dolomies.

3 - calcaires blanchâtres, récifaux, dolomitiques, il s'agit de la base de la série Jurassique.

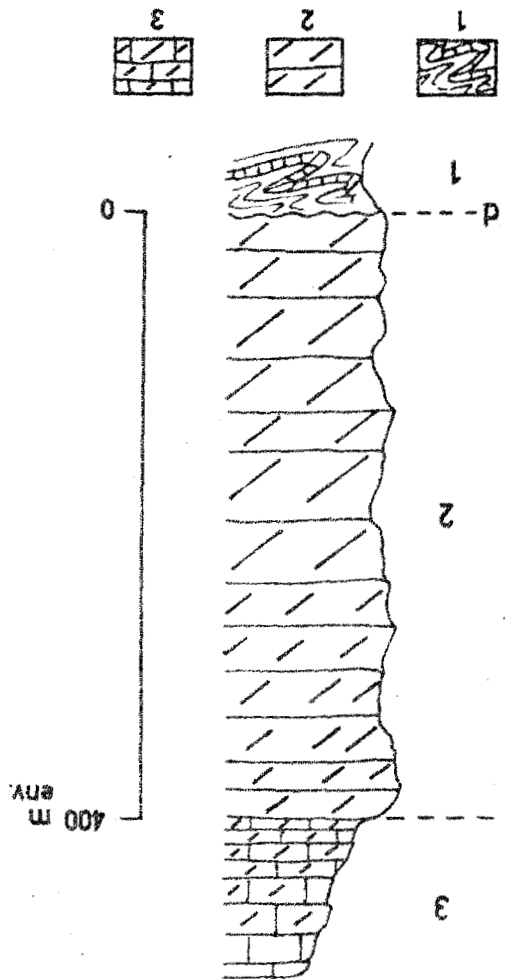


Fig. 25 Coupe de la Contrada Medie. Description dans le texte.

b) Répartition des principaux affleurements

Les principaux autres affleurements de Trias dolomitique se trouvent au S du Pizzo Carbonara et apparaissent entre la Portella Arena et le Monte San Salvatore, aux Monte Mufara (1865 m) Daïno (1786 m), Quacella (1869 m) à la Contrada Inforcatore; dans le vallone Fra Paolo près du Cozzo Girorfo (1634 m) (feuille au 1/25 000 de Pizzo Carbonara n° 260-IV-SW). Au NW de Geraci Siculo entre le Cozzo Cavolino et la Portella Mandarinini (feuille au 1/25 000 de San Mauro n° 260-IV-SE; voir P. Broquet, 1962).

2) Zone de Sclafani

Le faciès calcaire constitue la plus grande partie de la série, le faciès dolomitique n'apparaissant qu'à la partie supérieure. Nous décrivons très brièvement la coupe du Monte Fanusi près du village de Scillato. Cette série, a déjà été étudiée et on peut en trouver une description dans P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri et G. Giannini (1960) qui l'appellent : formation de Scillato et formation de Fanusi.

a) Coupe du Monte Fanusi

I - Calcaires gris-foncé à noirs (a), veinés de calcite, à silex bruns en nodules ou en lits. Parfois clairs, bien stratifiés, ces calcaires sont en bancs de quelques centimètres à deux mètres et plus. A la partie supérieure de la série et sur une épaisseur de 100 m environ les bancs sont moins épais, ils n'excèdent pas, semble-t-il, 1 m et ont une épaisseur en moyenne de 0,15 m.

Ceci est le caractère principal, mais il existe des faciès moins développés mais très typiques par exemple des conglomérats intraformationnels ou des calcaires noduleux (b) à ciment légèrement rougeâtre, situés environ à la base du deuxième tiers de la formation. On rencontre sur l'ensemble de la série quelques bancs de calcaire microbréchiques à bréchiques de couleur sombre, surtout bien développés à la partie supérieure de la série (c), ainsi que quelques strates de calcaires dolomitiques gris et de rares niveaux pseudo-colithiques.

Nous n'avons rencontré que des Algues, des Ostracodes, des Radiolaires, des Spicules d'éponges, des débris de Brachiopodes et d'abondantes Halobia sp. et Posidonomya sp. Cette faune indique le Trias supérieur mais il semble difficile d'être très précis, il doit s'agir de Carnien et de Norien p. p.
Epaisseur : 500 à 550 m.

En d'autres régions de la Sicile, notamment dans les monts de Palerme, (G.G. Gemmellaro, 1880) et au Monte Judica (S. Scalia, 1909), de riches macrofaunes ont été signalées qui indiquent sans ambiguïté le Trias supérieur.

Dans les monts Péloritains, il est très curieux de constater que dans l'unité de Longi on retrouve des faciès très semblables à ceux que nous venons de décrire, mais dans cette région tous les auteurs sont d'accord pour reconnaître qu'il s'agit de Lias (voir G. Duée, 1961);

- 2 - dolomies massives, cristallines, parfois vacuolaires, blanchâtres, mal stratifiées, contenant quelques passées de calcaires dolomitiques mieux lités. Cet ensemble est très pauvre en faune. Les restes fossilifères que nous avons trouvés sont indéterminables et nous n'attribuerons un âge que sur la base de corrélations avec d'autres zones de la Sicile où ces niveaux semblent plus fossilifères notamment dans les monts de Palerme ou G.G. Gemmellaro (1904) a reconnu un seul exemplaire de Daonella lepsiusi GEMMELLARO et vers le sommet de la série des formes présentant des affinités avec :

Rhynchonella pedata BRONN

Spirigera oxycolpos EMMERICH

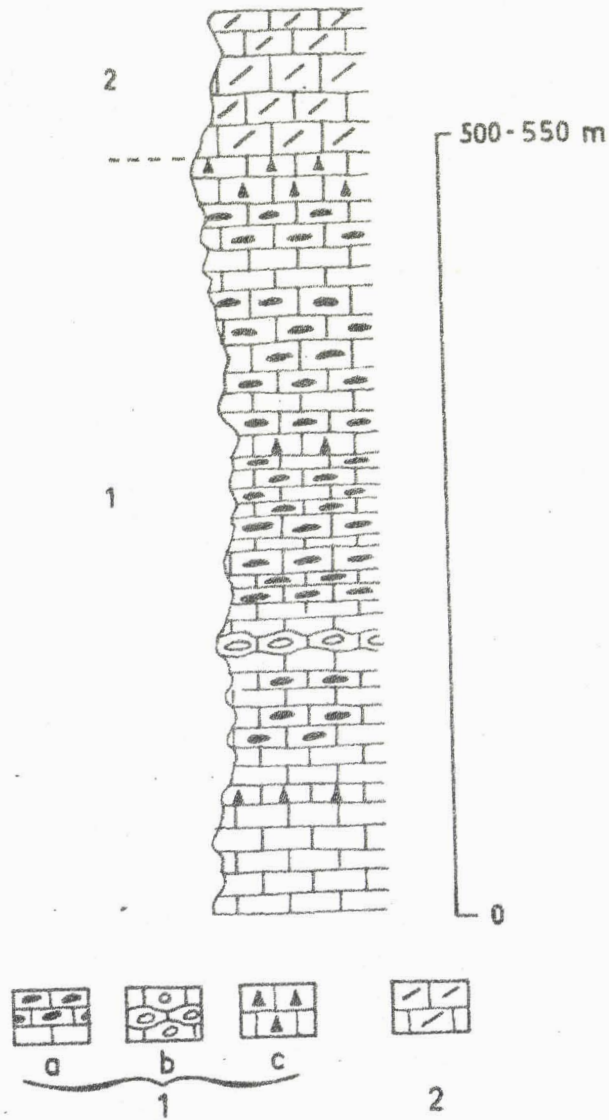
Ces rares fossiles permettraient d'envisager un âge Norien p. p. à la base de la série et Rhétien au sommet. Il n'est cependant pas exclu que les niveaux supérieurs puissent atteindre le Lias inférieur.

Epaisseur de la série 200 m environ.

Remarque : Cette formation est très remarquable dans le paysage notamment dans les Madonies, et quoiqu'elle soit presque stérile elle a fait l'objet de nombreuses études dans la partie centrale et occidentale de la Sicile où elle affleure. Selon P. Schmidt di Friedberg (1965) elle correspond : à la dolomie rhétienne de G.G. Gemmellaro (1882 - monts de Palerme et de Termini Imerese), à la "dolomie supérieure" de L. Baldacci (1886 - monts de Palerme et de Termini Imerese), au calcaire de Billiemi (monts de Palerme) de G.G. Gemmellaro (1904), à la "dolomie principale" de T. Di Stefano (1912 - monts de Castellammare et de Palerme), à la "dolomie principale" de Floridia (1931 - Monte Inici), à la "dolomie rhétienne" de L. Trevisan (1935 - monts de Caltavuturo et Sclafani (Madonies), à une partie de la "série de passage entre le domaine continental et le géosynclinal" ou encore à la "dolomie rhétienne-norienne" de R. Fabiani et L. Trevisan (1940 - monts de Palerme) ainsi appelé également par Jacobacci (1954 - monts de Termini - Imerese), à "l'unité dolomitique orientale" et à "l'unité dolomitique occidentale" de P. Schmidt di Friedberg 1959 (monts des Madonies), à "l'équivalent de la formation Scillato supérieure et Fanusi" de P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri et G. Giannini (1960 - Madonies orientales), à "l'unité de Castellammare" de A. Gianotti et P. Petrocchi (1960 - monts de Castellammare), à la "série calcaréo-dolomitique de récif de L. Ogniben (1960 et 1963 - monts des Madonies).

A propos des diverses séries citées dans cet ouvrage, il est intéressant de consulter la publication de P. Schmidt di Friedberg (1965) qui donne les termes de formations couramment employés en Sicile par les auteurs italiens, ainsi que leurs synonymies.

fig. 26 Profil stratigraphique du Monte Fanusi.
Légende dans le texte.



b) Répartition des principaux autres affleurements

Ce Trias calcaire affleure :

- 1) sur la feuille au I/25 000 de Scillato (n° 259-I-SE) au Monte Fanusi (1472 m) où nous l'avons décrit, mais aussi au Balata di Caltavuturo, au Cozzo di Castellazo (1440 m); à l'W du Piano Meta, à la Contrada Castellaro, aux Monte Carca (1384 m), Cucullo (1416 m), à la Contrada Volpignano ...
- 2) sur la feuille au I/25 000 de Pizzo Carbonara (n° 260-IV-SW) entre la Contrada Volpignano et le Monte Castellaro (1656 m), au Pizzo Antenna (1697 m), au Cozzo Morto (1611 m) et au Monte dei Cervi (1794 m) qui offrent de très belles coupes de la série triasique. La plupart des sommets cités sont indiqués sur les croquis panoramiques des Madonies (fig. 239 et 241).

V) CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Le Trias de Sicile est bien connu et nous retiendrons que dans les Madonies et la partie orientale des Sicani, il se compose de deux termes :

- un terme inférieur, marno ou argilo-calcaire, rapporté au Carnien et que nous appelons Trias plastique;
- un terme supérieur, calcaire ou dolomitique, essentiellement d'âge norien-rhétien, mais pouvant débiter au Carnien supérieur et que nous dénommons Trias rigide.

Un tableau résumera mieux qu'un texte, les connaissances acquises. Dans ce tableau nous divisons le terme supérieur en deux parties soient :

- Rhétien-Norien p.p. (partie supérieure);
- Norien p.p. - Carnien (?) (partie inférieure).

ETAGES	M A D O N I E S		S I C A N I		
	Zone du PANORMIDE	Zone de SCLAFANI	Zone de VICARI	Zone de CAMMARATA	
RHETIEN et NORIEN <u>p.p.</u>	D o l o m i e s		?	Dolomies (faciès nord occidental) ?	TRIAS RIGIDE
NORIEN <u>p.p.</u> et CARNIEN (?)	Dolomies	Calcaires noirs à silex et Halobies	Calcaires noirs à Halobies		
CARNIEN	Marnes ou argiles et calcaires à Halobies	?? Formation supposée : marnes ou argiles et calcaires à Halobies	Marnes ou argiles et calcaires à Halobies		TRIAS PLASTIQUE

Tableau I : Le Trias de la Sicile centro-septentrionale.

Les zones les plus septentrionales sont figurées à gauche (zone du Panormide) etc...

VI) REMARQUES PALEOGEOGRAPHIQUES

Le tableau précédent fait apparaître des faciès pélagiques marno- ou argilo-calcaires généralisés au Carnien. Le faciès argileux est le plus répandu; il s'agit naturellement d'une formation franchement marine, mais dont il est malaisé de préciser la bathymétrie. Il semble que l'on ait eu un milieu réducteur, riche en pyrite et marcassite, mal aéré, à débris organiques probablement abondants et actuellement diffus. Dans ce milieu vivaient essentiellement des faunes naines de Lamellibranches et Gastropodes.

La sédimentation est rythmée puisqu'on observe une régulière alternance d'argiles ou de marnes et de calcaires; c'est d'ailleurs probablement pour cette raison que les anciens auteurs avaient baptisé, à tort, cette formation "flysch carnien". Ce caractère est probablement lié à une subsidence du bassin, mais ce n'est pas certain, et on peut envisager un bassin, peut-être assez profond dès le Carnien et se comblant progressivement jusqu'au Rhétien, sans faire appel à la notion de subsidence.

A ces dépôts pélagiques font suite des sédiments dolomitiques, néritiques, apparaissant au Nord (zone du Panormide) dès le Carnien-Norien. Ce faciès néritique migre du Nord vers le Sud entre le Carnien et le Rhétien comme il apparaît sur le Tableau I.

En conclusion, il semble donc que l'on ait eu au Carnien, un vaste bassin probablement de type euxinique, comme l'ont déjà évoqué, P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri et G. Giannini (1960), progressivement envahi par le faciès dolomitique migrant du Nord vers le Sud. Ce bassin semble, par conséquent avoir vu sa profondeur d'eau diminuer constamment entre le Carnien et le Norien-Rhétien, pour passer d'un faciès pélagique à un faciès néritique.

D'après les travaux récents dans les monts de Palerme, L. Caflisch (1966) et L. Caflisch et P. Schmidt di Friedberg (1967), il semblerait que l'on puisse envisager la terminaison de ce bassin dans la partie occidentale et méridionale de la Sicile c'est-à-dire dans le Trapanese et la zone de Gela-Raguse.

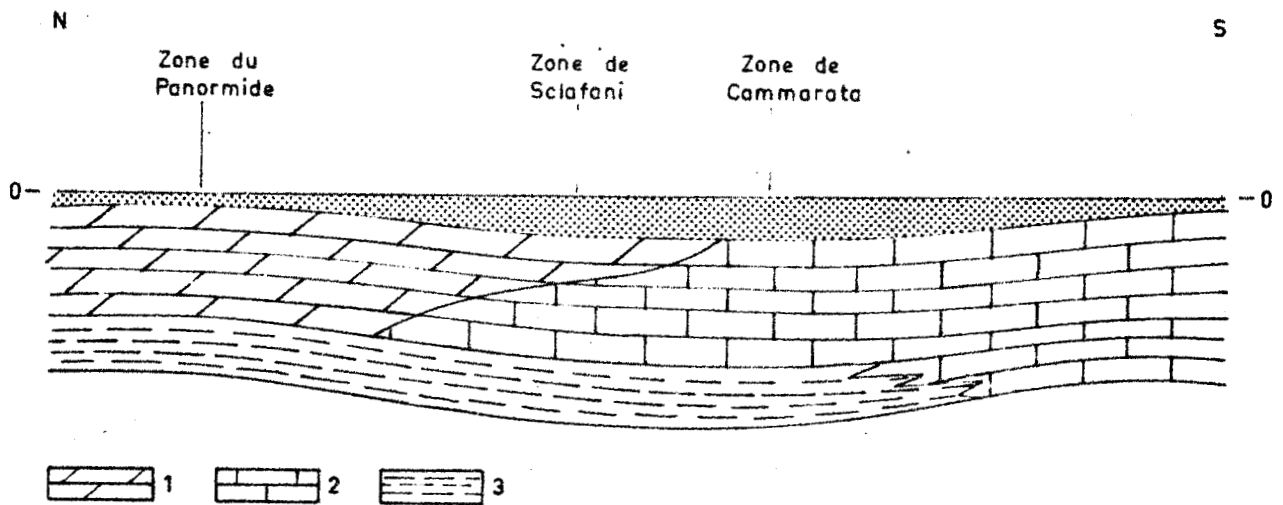


fig. 27 Coupe schématique N - S, au niveau des Madonies, du bassin du Trias supérieur.

- 1 - faciès dolomitiques
 - 2 - faciès calcaires
 - 3 - faciès marno ou argilo-calcaire - Trias plastique.
- } Trias rigide

CHAPITRE IV

LE JURASSIQUE

C H A P I T R E I V

LE JURASSIQUE

I) INTRODUCTION ET HISTORIQUE	73
II) SUBDIVISIONS UTILISEES ET ZONES PALEO GEOGRAPHIQUES REGIONALES	74
III) CARACTERES PETROGRAPHIQUES GENERAUX	76
a) Calcaires	76
b) Radiolarites	77
c) Roches effusives basiques	79
IV) LE JURASSIQUE DES MADONIES	79
A) La zone du Panormide	79
a) Coupes du Monte Puraccia, du Pizzo Dipilo et du Cozzo Aculeia et coupe stratigraphique reconstituée du Jurassique de la zone du Panormide.	80
b) Autres affleurements importants du Jurassique de la zone du Panormide	82
c) Remarques stratigraphiques	82
d) Caractères généraux	84
B) La zone de Sclafani	85
a) Coupe de Sclafani Bagni Remarques stratigraphiques. Les lacunes et leur signification.	85 87

b) Coupe du Vallone Crisanti	89
Remarques stratigraphiques. Les lacunes et leur signifi- cation.	91
c) Autres affleurements importants du Jurassique de la zone de Sclafani dans les Madonies.	93
d) Remarques stratigraphiques et paléogéographiques.	94
 V) LE JURASSIQUE DES SICANI ORIENTAUX	 95
 A) La zone de Vicari	 95
a) Lias	95
- coupe de la Contrada Finochiaro	95
b) Jurassique moyen-supérieur	97
- coupe de Vicari	97
- coupes de Roccapalumba-ville, Roccapalumba-gare et Borgo Regalmici	99
c) Corrélations stratigraphiques et remarques.	103
 B) La zone de Cammarata	 107
a) Série du Monte Cammarata	107
- coupes de la Contrada la Ferta et du Cozzo Ledera	108
b) Coupe du Lias inférieur de la Contrada Bruca	112
c) Coupe de la Portella delle Venere	113
d) Autres affleurements importants du Jurassique de la zone de Cammarata	114
- coupe de la Casa Nicolosi	115
- coupe du Sanctuaire de Piedigrotta	116
- coupe de la Sorgente San Calogero	117
- coupe du Cozzo Rossino	119
e) Conclusions stratigraphiques et remarques paléogéogra- phiques.	119
 VI) CONCLUSIONS GENERALES, STRATIGRAPHIQUES ET PALEO GEOGRAPHIQUES.	 120

CHAPITRE IV

LE JURASSIQUE

1) INTRODUCTION ET HISTORIQUE

Les terrains jurassiques affleurent largement dans les Madonies et la partie orientale des Sicani. Ils se répartissent suivant plusieurs zones de faciès qui se définissent au Lias moyen, semble-t-il, et sont caractérisés par deux grands types lithologiques qui sont les calcaires et les radiolarites. Les séries calcaires caractériseraient les zones hautes et les séries radiolaritiques les bassins ou sillons.

Si la limite inférieure du système jurassique est dans l'ensemble assez bien tranchée, il n'en est pas de même de la limite supérieure qui passe insensiblement au Crétacé inférieur. Il existe, au sein du Jurassique, un niveau remarquable qui se situe au Bajocien, avec un épanchement basique sous-marin.

C'est dans la deuxième moitié du siècle passé que F. Hoffmann (1839) relate un voyage réalisé en Italie et Sicile entre 1830-1832 et apporte les premières bases de la connaissance du Mésozoïque de la Sicile occidentale. Trente ans plus tard, G.G. Gemmellaro (1868-1876, puis 1872-1882 et 1886) découvre des faunes d'Ammonites du Callovien inférieur --Bathonien - Bajocien inférieur. Ses travaux toujours valables à notre époque, constituent réellement le point de départ de la connaissance exacte du Jurassique de Sicile dont il étudie surtout la partie occidentale qui s'avère la plus fossilifère. Ses découvertes prennent place dans la description géologique de la Sicile par L. Baldacci (1886). Cet auteur étudie toute l'île et crée le terme de "Scisti Silicei" pour qualifier les séries radiolaritiques des Madonies (carte au 1/100 000 de Nicosia 1877-1882) qu'il attribue au Lias supérieur en se référant aux faunes récoltées par G.G. Gemmellaro près de Termini Imerese (1886). L. Trevisan (1935) attribue encore au Lias supérieur les "scisti silicei" et crée le terme de "calcaires à Ellipsactinia" pour qualifier le Tithonique.

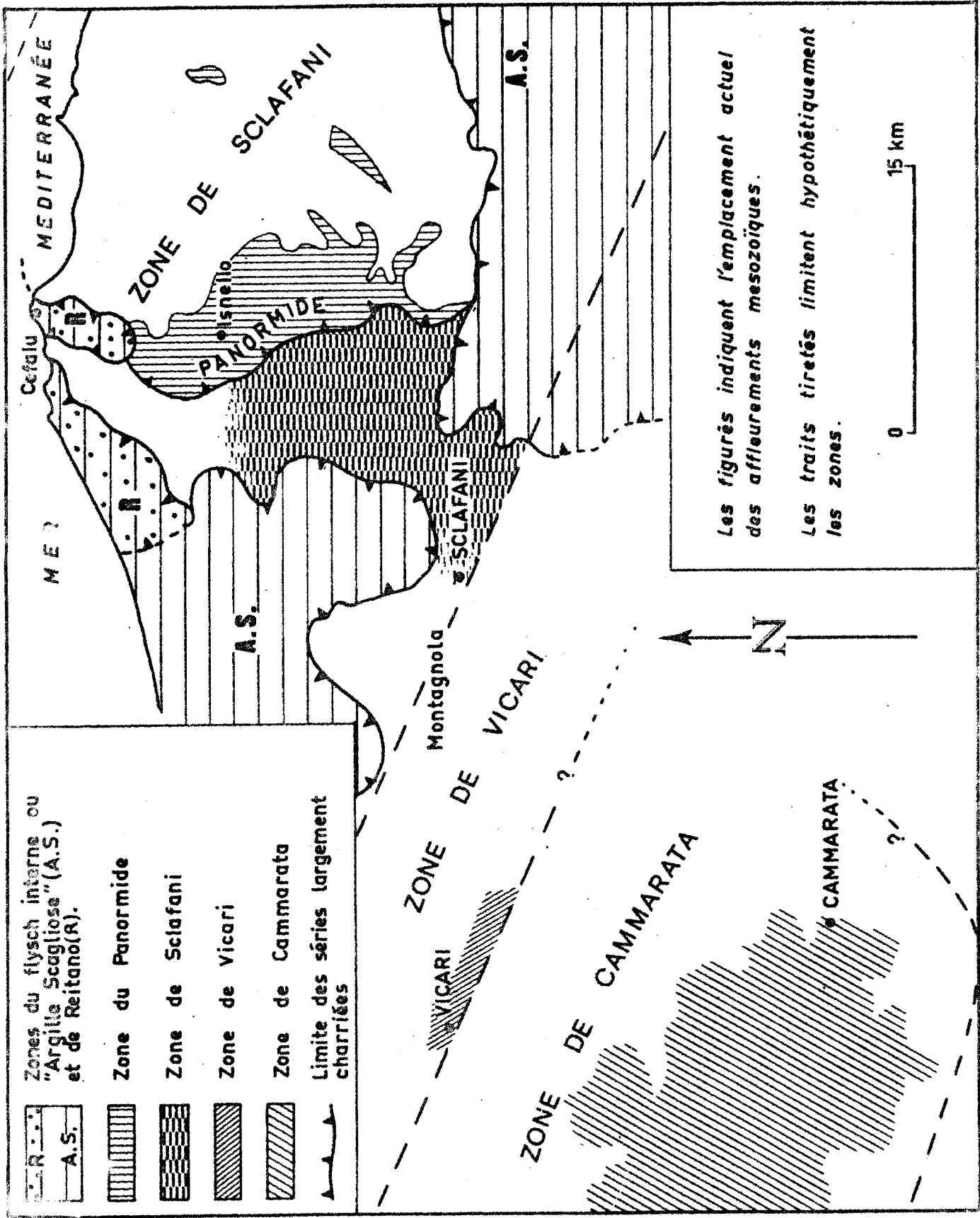
Le travail de cet auteur, dans les monts de Caltavuturo et Sclafani, est toujours valable de nos jours et n'a subi que peu de modifications. Récemment des noms de formation ont été proposés par P. Schmidt di Friedberg (1959) qui parle "d'unité siliceo-calcarca" puis définit la "formation Crisanti" (P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri et G. Giannini, (1960); et Ogniben (1960) qui décrit une formation "calcareo-radiolaritica".

Dans notre secteur d'étude, il reste à citer la très belle découverte de R. Fabiani (1926) qui trouve, près de Roccapalumba, des fossiles du Bajocien supérieur dans des tufs volcaniques. Ces fossiles sont étudiés en détail par R. Fabiani et C. Ruiz (1933) et permettent de préciser l'âge d'un épanchement basique sous-marin généralisé dans la Sicile occidentale et centro-septentrionale. Une faune de Lamellibranches analogue à celle de Roccapalumba, mise en évidence en 1937 par L. Trevisan dans les tufs de Vicari, confirme les résultats de R. Fabiani.

Nous citerons pour clore cet historique quelques travaux sans rapport avec la zone étudiée, mais qu'il est bon de connaître puisqu'ils ont fait progresser la stratigraphie du Jurassique de Sicile. Il s'agit surtout des publications de C. Renz (1924), G.B. Floridia (1931). On doit à H.R. Warman et W.J. Arkell (1954) la découverte dans la Sicile occidentale, de nombreux gisements d'Ammonites et l'établissement d'une stratigraphie précise qui sera confirmée et améliorée par A. Gianotti (1958), H.A. Christ (1960) et J. Wendt (1963). Les deux derniers auteurs cités mettent en évidence des niveaux condensés dans le Jurassique. Quant à J. Wendt, il décrit d'intéressants filons sédimentaires. (J. Wendt, 1965).

II) SUBDIVISIONS UTILISEES ET ZONES PALEOGEOGRAPHIQUES REGIONALES

L'absence de macrofaunes et la rareté de la microfaune dans la plupart des zones oblige à grouper des étages. L'épanchement basique bien daté nous sera d'une aide précieuse pour situer le Dogger dans les séries radiolaritiques. Seules les zones les plus externes permettront de distinguer quelques étages, notamment au sein du Lias dans la zone de Cammarata, ou du Jurassique moyen-supérieur dans la zone de Vicari.



Nous décrirons les faciès septentrionaux puis les faciès méridionaux et, tenant compte des recouvrements qui amènent les séries septentrionales sur les séries plus méridionales, nous tenterons une reconstitution paléogéographique régionale.

Zones paléogéographiques régionales

C'est au cours du Jurassique comme nous le verrons ultérieurement que s'individualisent les zones paléogéographiques qui intéressent notre région d'étude. Le Panormide, haut-fond subsident, déjà dessiné au Trias supérieur (Carnien (?) - Norien - Rhétien) va subsister alors que dans la zone de Sclafani située au Sud va s'implanter, suivant une orientation NNW-SSE, un bassin à sédimentation pélagique.

Ce bassin, sur son bord méridional, verra se former un haut-fond, non subsident, peut-être très local, caractérisé par des séries condensées etc... c'est la zone de Vicari qui, vers le Sud, passe à la zone de Cammarata caractérisée par des faciès pélagiques.

A l'échelle régionale, on peut donc considérer que durant cette période géologique s'individualisent des zones qui offrent des caractères sédimentologiques distincts. Les caractères acquis étant différents d'une zone à l'autre, il en résultera comme nous le verrons dans le chapitre tectonique un comportement original de chacune de ces zones au cours de l'orogénèse.

fig. 28 Carte des principales zones de faciès affleurant dans les Madonies et à leurs abords.

III) CARACTERES PETROGRAPHIQUES GENERAUX

La sédimentation exclusivement carbonatée du Trias fait place à des dépôts plus diversifiés dès le Pliensbachien. On note les principaux faciès suivants au Jurassique.

a) Calcaires

I - Calcaires dolomitiques

Ceux-ci apparaissent dans la zone du Panormide, caractérisée au Trias supérieur, comme nous l'avons vu, par des faciès dolomitiques, néritiques, qui passent insensiblement au Jurassique à des calcaires plus ou moins dolomitiques.

2 - Calcaires oolithiques, graveleux, microbréchiques

Fréquents au Lias inférieur à moyen dans les zones les plus externes, ils s'interstratifient au Jurassique moyen supérieur dans la série radiolaritique de Sclafani et caractérisent le Jurassique supérieur de la zone du Panormide.

3 - Calcaires noduleux

Dans la zone de Vicari, la sédimentation calcaire, réduite en épaisseur, revêt un faciès particulier bien connu sous le nom d'"ammonitico-rosso"; il s'agit de calcaires noduleux parfois rouges, mais fréquemment verdâtres ou blanchâtres et riches en Ammonites. Ce faciès, qui est fréquemment très riche en Ammonites, était bien connu des anciens auteurs qui y ont découvert les principaux gisements à Ammonites connus en Sicile. C'est le cas de R. Fabiani près de Roccapalumba ou de G.G. Gemmellaro dans le Jurassique du Panormide des monts de Palerme ou dans le Trias de la Sicile occidentale qui présente également des niveaux noduleux (voir chapitre précédent).

4 - Calcaires silicifiés

Ce faciès se développe dans la série radiolaritique et se rencontre dans les zones de Sclafani et de Cammarata. La **silice** généralement diffuse peut se concentrer et former des silex.

b) Radiolarites

Les radiolarites ou "Scisti silicei" des auteurs italiens ou encore "Schiefer-Hornstein" des géologues allemands sont bien connues dans le domaine méditerranéen. Quoique le problème de leur mode de formation et la bathymétrie du milieu où elles se sont formées donne encore lieu à des polémiques, il semble que dans la plupart des cas, les auteurs soient d'accord pour admettre qu'il ne peut s'agir que d'une silicification primaire (silice d'origine sédimentaire). Après avoir analysé les travaux de L. Cayeux (1924), C.W. Correns (1939), Watterberg (1937) etc..., J. Aubouin (1959), à la lumière de ses observations en Grèce septentrionale, suggère une origine double de la sédimentation siliceuse, proposant pour le sillon du Pinde "une hypothèse bathymétrique qui conduit à la conception d'un sillon suffisamment profond pour avoir été le siège d'une sédimentation siliceuse exempte de calcaires", mais indiquant "qu'il n'est pas douteux que les radiolarites subpélagoniennes soient toujours liées, elles, aux ophiolites; on ne peut, pour elles du moins, écarter toute idée d'un enrichissement de l'eau de mer par des venues siliceuses d'origine magmatique; le bon sens y oblige". On peut citer, en faveur de l'origine profonde de la sédimentation siliceuse les travaux de W.C. Krumbein et L.L. Sloss (1955). Par contre, certains auteurs, tel P. Routhier (1946) sont moins affirmatifs et ne tirent aucun argument bathymétrique des Radiolaires. L. Caflisch (1959) parle d'un comportement opposé de la silice et de la calcite vis à vis du pH de l'eau de mer. Avec un pH faible, le calcaire reste en solution sous forme de bicarbonate, alors que la silice précipite; par contre, on assiste au phénomène inverse avec un pH élevé. Selon E. Giannini, R. Pieruccini et L. Trevisan (1950), la mise en solution ou la précipitation diamétralement opposées de la silice et de la calcite peuvent dépendre de courants. Ainsi s'expliqueraient les passages latéraux entre séries calcaires et radiolaritiques ... etc. ... Tout ceci démontre que le problème des radiolarites demeure complexe et n'admet pas encore de solution universelle.

Dans notre secteur d'étude et particulièrement dans la zone de Sclafani il faut remarquer que la série radiolaritique :

I) est particulièrement bien développée : 150 à 200 m au Jurassique, 60 à 90 m au Crétacé inférieur,

- 2) est constituée de bancs de radiolarites épais de 5 à 15 cm alternant régulièrement avec des argilites siliceuses. La couleur parfois variable est dans l'ensemble significative; elle est brune au Jurassique, devient violacée, rougeâtre ou verdâtre vers le sommet de la série. Au Crétacé inférieur, elle est vari-coloire, mais il existe dans le tiers inférieur de la série un niveau qui revêt une teinte rouge brique très caractéristique. Les radiolarites jurassiques de la zone de Cammarata sont, dans la partie orientale de la chaîne des Sicani, de teinte rouge-sang, mais elles peuvent, en d'autres lieux, être blanchâtres ou verdâtres. Elles alternent fréquemment avec des calcaires plus ou moins silici-fiés de même teinte et sont moins développées que dans la zone de Sclafani,
- 3) contient des épanchements basiques de tufs basaltiques ou diabasiques, mais il faut noter que ces épanchements s'insèrent dans la série sans la perturber; en effet les radiolarites existent au Lias avant les émissions de roches érup-tives basiques et se maintiennent après ces éruptions sans apparentes modifica-tions. Il est probable que des venues siliceuses magmatiques enrichissent l'eau de mer mais il ne semble pas que ce soit un caractère déterminant, à moins que des venues de même type aient existé dès l'aurore du Lias sans que l'on en garde de traces, auquel cas on pourrait leur assigner un rôle plus important,
- 4) est précédée par une tendance générale au soulèvement voire à l'émersion. En effet, entre les faciès dolomitiques néritiques du Rhétien, qui correspondent au comblement du bassin euxinique, et la série radiolaritique qu'on ne peut dire transgressive, existe une lacune du Lias inférieur,
- 5) est divisée en deux parties, l'une jurassique, l'autre crétacée, séparées au Tithonique par un épisode de calcaires qui caractérisent une transgression bien connue et généralisée ce qui ne peut être compatible avec l'hypothèse d'un bas-sin profond pendant toute la sédimentation des radiolarites. Si, malgré tout, on veut admettre un milieu de formation profond, il faut imaginer un fond marin soumis à des oscillations de très grande amplitude entre le Jurassique et le Crétacé, ce qui peut paraître à priori très discutable étant donné que les zones de hauts-fonds entourant ce bassin n'auraient pas enregistré le contre-coup de ces oscillations,
- 6) est extrêmement pauvre en microfaunes. Les lavages d'argilites ou les plaques minces taillées dans les radiolarites ne révèlent guère qu'une surabondance de

de Radiolaires, malheureusement inutilisables, tout au moins au stade des connaissances micropaléontologiques actuelles.

Dans la zone de Cammarata, la série radiolaritique est moins typique; elle est plus calcaire et aux radiolarites sont fréquemment associés des calcaires siliceux qui peuvent prédominer.

c) Roches effusives basiques

Il s'agit généralement de laves basiques, microlitiques et vitreuses, alvéolaires. Dans les alvéoles on observe de la chlorite nettement secondaire ou de la calcite. Ces laves sont accompagnées de roches pyroclastiques qui montrent un mélange de calcaire et de feldspaths. Nous les avons traitées dans un chapitre réservé à l'étude des roches éruptives.

IV) LE JURASSIQUE DES MADONIES

A) La zone du Panormide

Le Jurassique est caractérisé par des faciès calcaires ou calcaro-dolomitiques, récifaux à sub-récifaux. La tectonique qui est à l'origine du démantèlement de la série, ajoutée à la monotonie des faciès et à la pauvreté faunistique explique que l'on ne puisse réaliser de coupe parfaitement continue et précise de la série jurassique. Nous allons énumérer les principaux faciès et leur localisation sur la feuille au 1/25 000 d'Isnello, puis nous proposerons une coupe stratigraphique reconstituée de l'ensemble de la série.

a) Coupes du Monte Puraccia du Pizzo Dipilo et du Cozzo Aculeia

Les trois coupes que nous allons décrire se complètent et permettent de recouper de bas en haut l'ensemble de la série jurassique.

- Coupe du Monte Puraccia

Reposant normalement et en continuité sur les dolomies du Trias supérieur qui apparaissent dans la Contrada Medie (fig. I8) et se développent vers le N E dans la Contrada Grotta Grande jusqu'au Monte Puraccia (1157 m), on trouve des calcaires clairs à grisâtres, en partie dolomitiques. La dolomitisation est parfois si importante à la base de la série, qu'il est difficile de différencier le Trias du Jurassique inférieur. La coupe est réalisable entre le Monte Puraccia (1161 m) et la Contrada Tribuna (800 m) en suivant une ligne SSW-NNE. Les faciès du Jurassique inférieur sont facilement visibles, dans la région du Monte Puraccia pour un voyageur qui emprunte la route Gibilmanna-Isnello, à l'W de la route, dans la Contrada Tribuna. A signaler, de rares fossiles dans ces niveaux qui ne montrent guère que des Algues et quelques organismes récifaux.

- Coupe du Pizzo Dipilo

La coupe du Pizzo Dipilo analogue à celle du Monte Puraccia a déjà été indiquée par P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri et G. Giannini (1960). Elle est réalisable environ d'Est en Ouest en passant sous et au S du Pizzo dell'Occhio (1189 m) et en se dirigeant vers l'Ouest pour atteindre le Pizzo Dipilo (1385 m). Cette coupe très intéressante est plus difficile d'accès que celle du Monte Puraccia, peut-être moins complète, et se développant dans une zone hachée de petites failles N-S et NW-SE.

En continuité sur les calcaires, ou calcaires-dolomitiques, précédemment décrits, on trouve des calcaires gris clair, microbréchiques à bréchiques, rarement oolithiques riches en Algues et organismes récifaux (Coraux etc...). Constituant la partie supérieure de la série du Pizzo Dipilo... Ces faciès sont particulièrement bien visibles près de la route Gratteri-Gibilmanna, notamment aux alentours du village de Gratteri, au Cozzo Giampietra (coord. VC-110035) et à la Rocca Stefana (coord. VC-125038) où les calcaires, vers le haut, deviennent pseudoolithiques ou graveleux et peuvent être dolomitisés. Dans cette région le Jurassique supérieur contient des filonnets de Crétacé supérieur.

- Coupe du Cozzo Aculeia

La partie supérieure de la série nous a montré, au Cozzo Aculeia (coord. I60000), des calcaires compacts, en gros bancs, de couleur gris-bleuté, des calcaires oolithiques à graveleux ou microbréchiques. Les oolithes sont de toutes tailles et en certains endroits il s'agit plutôt de pisolithes. Nous avons relevé l'association suivante :

Trocholina sp.;

Clypeina jurassica FABRE;

Bankia striata CAROZZI;

et nous attribuons à ces niveaux un âge compris entre le Kimméridgien élevé et le Portlandien inclus. Nous verrons dans le chapitre du Crétacé qu'ils sont recouverts de Turonien.

Après l'énumération dans ces divers faciès, on peut proposer la coupe stratigraphique suivante (fig. 29) :

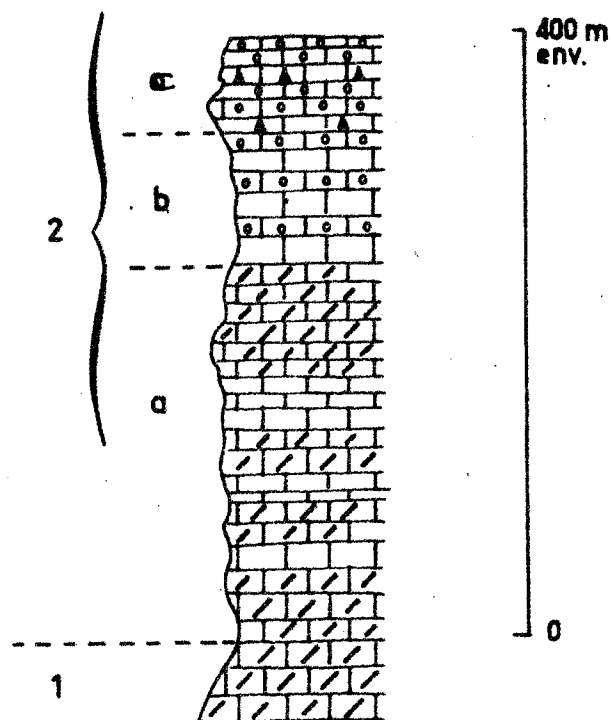


fig. 29 Coupe stratigraphique reconstituée du Jurassique de la zone du Panormide.
Légende dans le texte.

- I - dolomies triasiques;
- 2 - a - calcaires dolomitiques et calcaires clairs ou grisâtres à Algues.
Age : Lias probable;
- b - calcaires microbréchiques à bréchiques gris-clair, parfois oolithiques ou graveleux à Algues-Polypiers - Echinodermes - Gastropodes - Brachiopodes etc...
Age : Lias ? - Dogger - Malm;
- c - calcaires compacts, oolithiques à graveleux, gris-bleuté à Clypeines et Bankia striata CAROZZI. Age : Portlandien ou peut-être Kimméridgien élevé.

Il est presque impossible de fournir l'épaisseur de cette série que nous estimons très approximativement à 400 m.

b) Autres affleurements importants du Jurassique de la zone du Panormide

En parcourant les Madonies du Nord vers le Sud, on rencontre le Cozzo San Biago situé 4,5 km au NE de Gratteri, à la limite des feuilles au I/25 000 de Cefalu et Isnello. Il s'agit de dolomies et calcaires dolomitiques qui, à la faveur d'un rejeu de la nappe du Panormide, reposent sur la formation oligo-miocène de Reitano. On rencontre ensuite le Pizzo Dipilo qui offre plusieurs kilomètres carrés d'affleurements jurassiques et enfin l'énorme massif du Pizzo Carbonara essentiellement constitué de Jurassique (environ 40 km²). Au N, au NW et à l'W du massif du Pizzo Carbonara apparaissent les lambeaux du Cozzo Aculeia, Il Roccazzo, Cozzo San Giovanni, (feuille au I/25 000 d'Isnello, quart SW) et Cozzo Balatelli (à la limite des feuilles au I/25 000 d'Isnello et Pizzo Carbonara). Au SE du massif du Pizzo Carbonara, il faut signaler le Vallone Canna qui permet de faire, entre les Contrade Sambuchi au NE et Capraria au SW, une excellente coupe du Jurassique. La région qui s'est avérée la plus fossilifère est située au S du Pizzo Carbonara, entre la Portella Arena et le Piano Battaglia, et au voisinage du Monte Spina Puci (1737 m), au SW du Monte Ferro (1906 m).

Signalons les affleurements ceinturant le Monte San Salvatore (1912 m) dans l'angle SE de la feuille du Pizzo Carbonara, notamment 500 m à l'W du Monte Scalone (1654 m) et au NE du Monte San Salvatore, entre le Piano Ferrazuolo (1677 m) et le Pizzo di Sant'Otiero, soit sur une mince bande orientée NW-SE, large environ de 300 m et longue de 3 km. Enfin on connaît un peu de Jurassique sur la feuille au I/25 000 de Geraci Siculo notamment entre le Cozzo Cavolino et la Portella Mandarinini (consulter P. Broquet, 1962) et entre Borello et San Mauro Castelverde (feuille au I/25 000 de Castelbuono).

c) Remarques stratigraphiques

Notre stratigraphie est imprécise quant à l'individualisation des étages; le Portlandien (ou le Kimméridgien élevé) étant le seul étage que nous ayons caractérisé avec certitude. La cause est d'ordre paléontologique. Il existe de la macrofaune, mais elle est mal conservée, donc difficile à déterminer. Cependant l'apparente continuité de sédimentation entre le Trias et le Portlandien nous conduit à admettre que la série jurassique est complète, mais il est possible que

nous appelions Lias ce qui est encore du Trias supérieur ou déjà du Dogger. Notre stratigraphie s'appuie sur la série du Panormide des monts de Palerme qui est mieux individualisée et plus riche en faune. Nous citerons à titre d'exemple la coupe de Bellolampo bien étudiée par G.G. Gemmellaro (1878). Cette coupe réétudiée récemment ^I montre sur des dolomies ou des calcaires dolomitiques (50 m environ) rapportés au Lias inférieur, un niveau condensé épais de 2 m environ, formé de calcaires noduleux jaunâtres à rougeâtres à Ammonites du Toarcien, divisé en 2 parties par une intercalation de calcaires avec microfunes liasiques à la base duquel on note une surface taraudée et un lit manganésifère. A la partie supérieure des calcaires noduleux apparaît un encroûtement manganésifère qui coïncide avec une lacune des étages compris entre le Toarcien et le Tithonique caractérisé par une trentaine de mètres de calcaires gris à Entroques et Ellipsactinia.

En d'autres points des monts de Palerme, notamment au Monte Pellegrino, L. Montanari (1965) cite des faunes découvertes par L. Baldacci (1886) et par G.G. Gemmellaro (1868-76). Il signale des microfunes qui permettent d'individualiser le Lias inférieur formé de calcaires plus ou moins dolomitisés à Involutina liasica (JONES), le Lias moyen constitué par des calcaires marneux rougeâtres à Brachiopodes, Vidalina martana FARINACCI, Trocholina sp., le Kimméridgien supérieur, et le Tithonique basal à Phylloceras serum OPPEL, Phylloceras Kochi OPPEL, Phylloceras ptychoicum QUENSTED, Phylloceras silesiacum OPPEL; Lithoceras montanum OPPEL; Haploceras staezychi ZEUSCHNER; Aspidoceras ragoznicense ZEUSCHNER; Oppelia lithographica OPPEL; Perisphinctes endichotomus ZITTEL; Terebratula diphya COLUMNA; Terebratula janitor PICTET, ainsi que d'autres Brachiopodes etc... (voir G.G. Gemmellaro, 1868-1876).

Conclusion : Sur le Trias dolomitique, nous retrouvons dans les monts de Palerme des dolomies ou calcaires dolomitiques bien datés du Lias inférieur et corrélables, pour des raisons de faciès, avec la base de notre série jurassique attribuée au Lias inférieur dans les Madonies. Nous n'avons reconnu

I - Cette coupe m'a été indiquée par MM. Torens et Jenkins de l'Université de Leicester (G.B.) qui, m'en ont fait connaître la stratigraphie; je les en remercie très vivement.

aucune discontinuité ou lacune entre le Lias et le Portlandien des Madonies et admettons par conséquent que la série jurassique est complète.

d) Caractères généraux

La série jurassique de la zone du Panormide montre des faciès calcaréo-dolomitiques, ou même dolomitiques, faisant transition avec le Trias puis des calcaires microbréchiques à bréchiques, graveleux et oolithiques, parfois légèrement dolomitisés. Nous verrons que ce faciès se prolonge jusqu'au Crétacé inférieur. Il s'agit là de faciès néritiques, périrécifaux à récifaux, attestés par une faune constituée essentiellement d'Algues (Dasycladacées, Codiacées ...) de Polypiers, d'Echinodermes et de Spongiaires; mais aussi de Gastropodes, Brachiopodes, Lamellibranches et de quelques Foraminifères généralement arénacés.

L'existence d'Algues, de Polypiers, d'Echinodermes etc... atteste un milieu peu profond, obligatoirement subsident puisque donnant naissance à plusieurs centaines de mètres de sédiments. Le haut-fond subsident du Panormide, déjà individualisé au Norien, continue donc de jouer son rôle au Jurassique et comme nous le verrons ensuite, il subsistera jusqu'au Cénomaniens.

Latéralement, vers le Nord-Ouest, ce haut-fond devait être soumis à des conditions légèrement différentes puisqu'il présente dans les monts de Palerme des calcaires noduleux riches en Ammonites, des niveaux condensés, des croûtes manganésifères, des lacunes stratigraphiques etc... Il s'agissait encore d'un haut-fond, probablement balayé par des courants marins, subissant peut-être quelques émergences pendant le Jurassique, ce qui, toutefois, n'est pas démontré. On peut aussi penser à un enfoncement du substrat beaucoup plus saccadé occasionnant brutalement une augmentation de la tranche d'eau et par voie de conséquence modifiant le milieu biologique, donc le peuplement constitué soit de faunes par excellence ubiquistes (Ammonites) soit d'Involutines et de Trocholines qui caractériseraient une mer peu profonde.

En conclusion le fait qui demeure certain est la présence d'un haut-fond subsident, au Jurassique, dans la zone du Panormide.

B) La zone de Sclafani

Nous décrirons la série jurassique à Sclafani Bagni n'apportant que quelques précisions au remarquable travail réalisé en 1935 par L. Trevisan. Dans l'ensemble nous garderons les grandes limites fixées par cet auteur et n'apporterons que quelques petites modifications stratigraphiques, mettant à l'honneur ce travail qui semble quelque peu oublié dans certaines publications récentes.

a) Coupe de Sclafani Bagni

Cette coupe est d'un accès facile, elle est réalisable pour sa plus grande partie en bordure de route, sous le village de Sclafani Bagni (voir Pl. 5 -haut), à l'E de celui-ci en suivant une direction N-S. Partant des dolomies noriennes qui affleurent sous le belvédère de Sclafani, on se dirige vers le cimetière puis vers la Contrada Dovaiti située au S. On recoupe ainsi, du Norien à l'Oligo-miocène, tous les termes de la série qui caractérise ce que nous avons dénommé la zone de Sclafani. Nous nous limiterons ici à la description du Jurassique.

- I - A la base de la série, nous avons rencontré au moins 200 m de dolomies gris-clair vacuolaires azoïques que nous rapportons au Norien-Rhétien (voir le chapitre précédent). Nous n'avons pas retrouvé les dolomies et calcaires dolomitiques du Carnien, signalés par L. Trevisan (1935). Cet auteur divise le Trias supérieur en deux termes représentés par des "dolomies carniennes stratifiées" et des "dolomies noriennes massives" qui correspondent, selon lui, à la "dolomie principale" de la baie de Palerme. A notre avis, il s'agit à Sclafani d'un seul ensemble qui caractériserait le Norien-Rhétien.
- 2 - Sur les dolomies noriennes et sans transition, on trouve des argilites rouges, marrons ou jaunâtres, rarement verdâtres, alternant avec des lits silicifiés, radiolaritiques, peu épais, de 5 cm en moyenne. On remarque également quelques strates peu épaisses de calcaires gris, silicifiés, à bourgeons siliceux. Ces niveaux ne nous ont malheureusement fourni que des Radiolaires. Cependant, par corrélation avec ce que nous avons pu mettre en évidence dans la série de Cammarata, nous leur attribuerons un âge Pliensbachien. Epaisseur 60 m.

- 3 - En concordance sur les argilites rouge foncé du sommet du terme précédent, on rencontre 8 m de calcaires gris assez clair passant à des calcaires gris foncé. Les premiers niveaux contiennent des bourgeons siliceux et les bancs qui ont en moyenne 1 m d'épaisseur passent vers le haut à 16 m de calcaires gris foncé en bancs décimétriques à la base, puis plus épais (quelques décimètres) vers le sommet. Il y a à divers niveaux de la série une silice diffuse. Epaisseur 24 m.
- 4 - Les calcaires gris passent sans transition à une série radiolaritique qui se décompose en :
 - 65 m environ de radiolarites brunes en bancs de 2 à 10 cm, alternant avec des schistes ou plus rarement des argilites brunes en strates un peu moins épaisses (voir Pl. 6-bas),
 - 50 m environ d'argiles brunes à verdâtres ou violacées avec de très rares niveaux de radiolarites qui réapparaissent vers le sommet de cette séquence où ils sont d'abord lenticulaires puis bien lités et espacés de 1 à 3 m environ,
 - 30 m environ d'argilites varicolores (brunes, vertes, violacées, alternant avec des radiolarites de même teinte en bancs de 1 à 10 cm). Ces niveaux sont anté-tithoniques et nous pensons que l'ensemble de la série radiolaritique se développe à partir du Pliensbachien jusqu'au Dogger.
- 5 - En discordance sur les radiolarites, on trouve 35 à 40 m de calcaires. La discordance, très nette dans le Vallone Crisanti, passe presque inaperçue à Sclafani où elle est difficilement appréciable. Le faciès des calcaires est variable suivant les lieux, il est dans l'ensemble bréchique, surtout à la base, la taille des éléments varie entre un décimètre et moins d'un millimètre; il est donc bréchique à microbréchique avec quelques rares niveaux oolithiques ou parfois à oolithes éparses. La couleur de la roche est grise plus ou moins sombre. On remarque des veines de calcite dans la masse.
L'âge tithonique (Portlandien probable) est attesté par des Ellipsactinia. La partie supérieure pourrait atteindre le Néocomien.
- 6 - Série calcaro-radiolaritique varicolore (rouge brique à vert) à Orbitolines. Age crétacé inférieur. Epaisseur 60 m.
- 7 - Calcaires microbréchiques à bréchiques, graveleux, gris-clair à Orbitolines. Age probable : Cénomaniens. Epaisseur 16 m.
- 8 - Calcaires bréchiques à microconglomératiques à Nummulites. Argiles lie de vin. Calcaires marneux rouges. Age éocène.

Les niveaux 6-7-8 seront étudiés en détail dans les chapitres réservés au Crétacé et à l'Eocène.

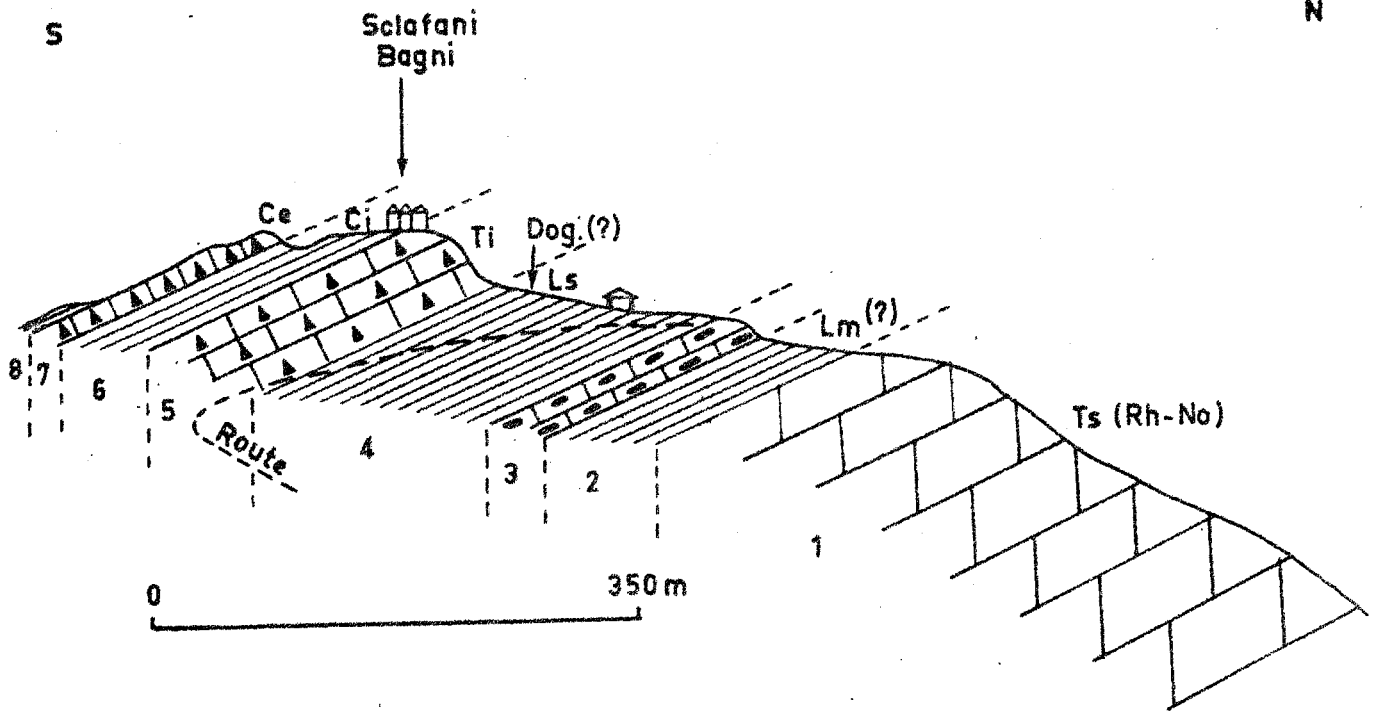


fig. 30 Coupe de Sclafani Bagni.
Légende détaillée dans le texte.

Remarques stratigraphiques : Les lacunes et leurs significations

Sur le Norien-Rhétien dolomitique, nous n'avons pas retrouvé de calcaires oolithiques du type de ceux que signale très localement L. Trevisan (1935) près de Caltavuturo. Par contre, nous avons rencontré ces faciès dans les Sicani orientaux où nous avons pu les dater du Lias inférieur. Dans les monts de Trabia, entre les Madonies et les monts de Palerme, sur le Norien-Rhétien, existe localement un Lias inférieur représenté par des dolomies bréchiques, des calcaires détritiques et des marnes vertes appartenant au sommet du Lias inférieur. Le dernier auteur qui en fasse état est L. Montanari (1966). Dans la région qui

nous intéresse ici, l'absence de ces faciès du Lias inférieur, connus latéralement ou dans les Sicani, nous porte à penser qu'il y a une lacune du Lias inférieur. Il s'agirait, en conséquence, d'une lacune régionale.

La série radiolaritique, à notre avis, débiterait au Pliensbachien (Carixien), comme nous l'avons admis en 1966 et 1967 (voir notamment P. Broquet, A. Caire et G. Mascle 1966) à la suite de la découverte dans la zone de Campofiorito-Cammarata de niveaux plienschachiens transgressifs à la base de la série radiolaritique (P. Broquet, 1964 b et c). Ceci semble d'ailleurs confirmé par la récente publication de L. Montanari (1967) qui cite localement, à la base de la série radiolaritique des monts de Trabia (équivalents latéraux de la zone de Sclafani dont ils font partie), 9 m de marnes tufacées rouge chair intercalées dans des bancs détritiques organogènes, contenant une microfaune significative du Pliensbachien. L. Montanari se référant à la série de Cammarata (P. Broquet, 1964 c) admet l'identité d'âge entre la série qu'il décrit et les marnes plienschachiennes de Cammarata.

Cette précision stratigraphique est importante car elle permet de situer l'époque à laquelle s'individualisent paléogéographiquement les zones que nous étudions. C'est donc au Pliensbachien et probablement pour être plus précis dès le Carixien que les diverses zones qui nous intéressent prennent leur forme quasi définitive, à l'exception peut être de la zone de Vicari, comme nous le verrons ensuite.

Peut-on parler de transgression à la base de la série radiolaritique ? Je n'ai pas trouvé, dans la zone de Sclafani, de traces indiquant clairement une transgression. Elle n'est matérialisée à ma connaissance que dans la zone de Cammarata où je l'ai mise en évidence en 1964; ailleurs elle n'est pas évidente et on pourrait penser à une lacune du Lias inférieur dans une zone haute balayée par des courants marins sans qu'il y ait franchement émergence. Vers le Carixien-Domérien, par suite d'un rapide changement de milieu causé par un approfondissement brutal, se sédimenteraient les radiolarites. Ainsi dans la mer peu profonde qui, au Lias inférieur couvrirait toutes les zones du domaine que nous étudions, pouvaient émerger quelques îles, par exemple dans la région de l'actuel mont Cammarata. C'est seulement au voisinage et sur ces îles que se matérialiserait au Lias moyen (Pliensbachien) une transgression.

Nous n'avons pas d'arguments paléontologiques pour dater la partie supérieure des radiolarites sous les calcaires du Tithonique; il y a là, probablement, une lacune du moins partielle du Dogger, mais l'absence des tufs que nous décrirons ensuite dans la coupe du Vallone Crisanti nous ôte tout repère stratigraphique.

b) Coupe du Vallone Crisanti

Situé au SW du Monte dei Cervi, à environ 3,5 km de celui-ci, le Vallone Crisanti entaille profondément la série mésozoïque et tertiaire de la zone de Sclafani, et offre une excellente coupe, d'un accès malheureusement assez difficile. Cette coupe a déjà été bien décrite, mais très schématiquement figurée par P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri et G. Giannini (1960) qui ont créé la "formation Crisanti" en cette localité. Nos résultats corroborant, dans l'ensemble, ceux des auteurs cités, nous nous contenterons d'une analyse sommaire, conseillant au lecteur qui désirerait une description plus détaillée de la série, de consulter la publication indiquée.

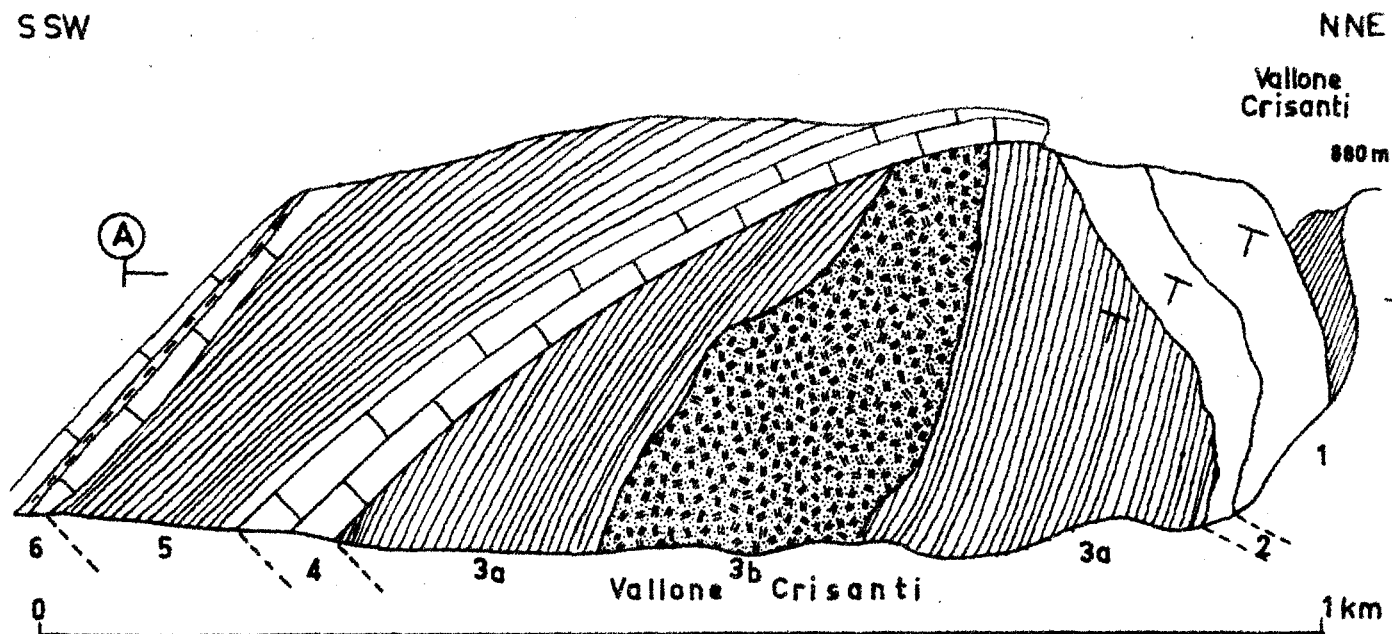


Fig. 31 Vue sur le versant W du Vallone Crisanti.

La figure 32 correspond à la coupe A-B dont la description se trouve dans le texte.

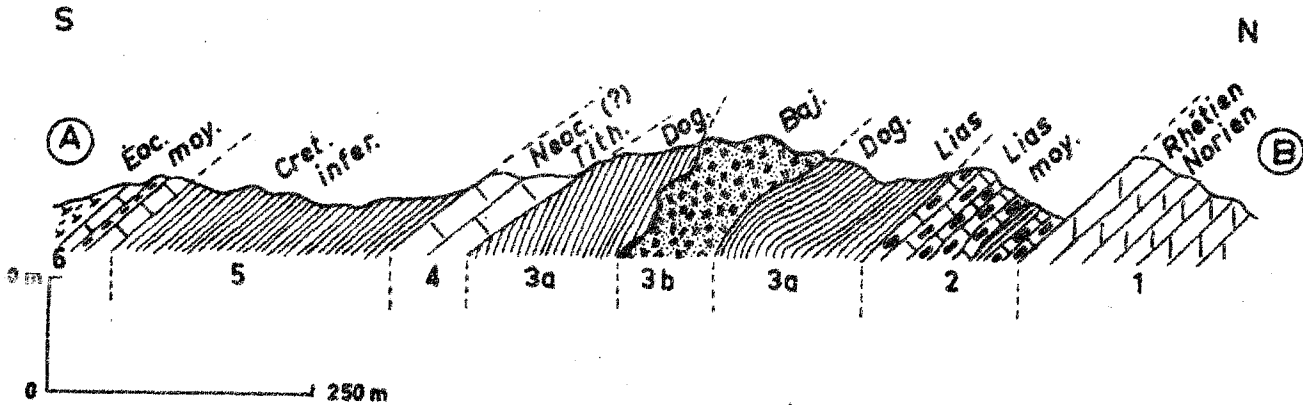


fig. 32 Coupe du Vallone Crisanti
Légende dans le texte.

- 1 - Dolomies cristallines blanchâtres plus ou moins bien stratifiées du Norien-Rhétien.
- 2 - Calcaires gris à pâte fine, siliceux, bien stratifiés, et présentant quelques intercalations d'argilites varicolores et de Radiolarites vers le sommet. Age supposé : Lias moyen - Epaisseur 50 m environ.
- 3 - Radiolarites essentiellement brunes mais également vertes et rouge foncé (3a). On remarque une intercalation de roche éruptive basique (3b) du même type que celle que nous décrirons à Vicari, de couleur vert foncé ou brune, ou plus généralement de tufs, présentant parfois une stratification. En lame mince, on constate qu'il s'agit d'un sédiment pyroclastique montrant un mélange de calcaire et de feldspaths. Sur les tufs, ou les laves, viennent des radiolarites brunes et vert foncé, à patine violacée, alternant avec des argilites silicifiées violacées. L'ensemble est d'un âge compris entre le Lias moyen et le Tithonique daté au dessus. L'éruption volcanique est rapportée au Dogger (Bajocien) en admettant qu'il s'agit de la même phase d'émission de laves que celle qui est connue dans la zone de Vicari (Fabiani et Ruiz, 1936). Epaisseur totale : 150 m environ.

- 4 - En très nette discordance sur les radiolarites (fig. 3I) on observe des calcaires détritiques gris clair, parfois silicifiés, à silex clairs, en rognons. On remarque également des bourgeons siliceux (I). Ces niveaux contiennent des débris de Lamellibranches, Echinodermes etc..., des Ellipsactinia à la base et des Trocholines au sommet indiquant un âge tithonique-néocomien. Epaisseur : 20 à 25 m.
- 5 - Radiolarites rouge brique à la base, varicolores au sommet, contenant quelques lenticules de calcaires. Ce niveau sera décrit en détail dans le chapitre Crétacé. Age crétacé inférieur. Les microfaunes à Orbitolines indiqueraient probablement l'Albien; Epaisseur 100 m.
- 6 - Calcaires parfois recristallisé gris clair en bancs de quelques décimètres à plusieurs mètres, azoïques; Age : Cénomanién ? Epaisseur 8 m. Marnes lie de vin et vertes, calcaires à Nummulites avec conglomérat de base. Age éocène moyen.

Remarques stratigraphiques. Les lacunes et leurs significations

Les niveaux que nous rapportons au Lias moyen reposent apparemment en concordance sur le Norien-Rhétien et il se pourrait que le Lias inférieur existe, mais nous n'avons pas d'arguments paléontologiques pour en juger.

Le Tithonique (Portlandien probable) est très nettement discordant sur les radiolarites du Dogger-Lias moyen (fig. 3I). Sur cette coupe la phase ^{éruptive} ~~volcanique~~ du Dogger qui ^{se matérialise par} ~~est matérialisée~~ des épanchements basiques sous-marins est bien mise en évidence mais nous n'avons pas retrouvé la transgression bajocienne antérieure aux épanchements volcaniques signalée par R. Fabiani (1926b) et L. Trevisan (1937) dans la zone de Vicari (où, à notre avis, elle n'existe pas) puis étendue à la Sicile occidentale par ces auteurs. Dans les monts de Trabia, à la Contrada Casalinzazzo, L. Montanari (1966) affirme avoir retrouvé, dans une série qui est équivalente de celle de Sclafani, une brèche qui prouverait cette transgression bajocienne "confirmant l'exactitude de l'hypothèse de Fabiani (1926) et Trevisan (1937)...".

(I) Ces bourgeons siliceux ne ressemblent pas à ceux qui sont signalés dans les galets du conglomérat sénonien d'Afrique du Nord (A. Caire, 1957) ou de Sicile (G. Duée, 1964, 1965).

Il existe une lacune probable du Dogger supérieur et du Malm inférieur. Le Tithonique, nettement discordant est très probablement transgressif, comme l'ont écrit de nombreux auteurs. On peut néanmoins faire une remarque : à la base des calcaires tithoniques, on ne rencontre pas de conglomérats ou de traces évidentes d'une transgression; le caractère bréchiq ue de la formation calcaire n'étant pas à notre avis un indice suffisant pour affirmer une transgression. Ceci nous prouve que des transgressions, parfois importantes, peuvent être difficilement décelables, voire même passer inaperçues. Dans leur publication, P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri, et G. Giannini (1960) n'ont d'ailleurs pas noté la discordance du Tithonique et de ce fait, ils admettent une série continue du Lias au Crétacé inférieur inclus.

Les faunes ou microfaunes demeurent très rares. Le Lias et le Dogger ne nous ont fourni que des Radiolaires très abondants, des spicules d'Eponges, quelques débris de Lamellibranches, Brachiopodes, Echinodermes etc... tous en très mauvais état, et ne permettant pas de fournir un âge précis. Aussi pour dater la base de la série, avons-nous adopté le même raisonnement qu'à Sclafani et fondé notre jugement sur la stratigraphie de la zone de Cammarata.

Au Tithonique, une remarque s'impose. Les faunes sont toujours en très mauvais état, généralement en petits fragments, ce qui s'explique si on considère le faciès bréchiq ue de la roche qui les contient. Ceci indiquerait un milieu de sédimentation très agité qui au point de vue bathymétrique ne devrait pas être profond si on considère la nature des fragments : Echinodermes, Coraux, Algues, mais aussi Lamellibranches, Brachiopodes.

Il faut citer également de la microfaune, notamment quelques Radiolaires et des Trocholines. Dans des niveaux équivalents, des monts de Trabia, L. Montanari (1966, p. 10) cite :

Trocholina alpina (LEUP.) et Trocholina cf. elongata (LEUP.); espèces qu'il rapporte au Berriasien.

Il semble donc qu'au Tithonique p.p.- Néocomien p.p. on ait eu une sédimentation nétritique sub-récifale, mais prétextant de la nature bréchiq ue des calcaires, et de l'aspect fragmenté de la faune, on pourrait concevoir des brèches entraînées par des courants marins et sédimentés à des profondeurs très variées.

c) Autres affleurements importants du Jurassique de la zone de Sclafani dans les Madonies

Ceux-ci sont localisés dans une région qui s'étend sur une partie de quatre feuilles au I/25 000 qui sont : Caltavuturo (n° 259-II-NE), Scillato (n° 259-I-SE), Collesano (n° 259-I-NE), Pizzo Carbonara (n° 260-IV-SW).

Sur la feuille de Caltavuturo, on trouve les monts de Caltavuturo et de Sclafani, situés entre les Madonies et les monts de Termini Imerese. Partant de Sclafani, où nous avons étudié une coupe, et se dirigeant vers l'Est, c'est-à-dire vers Caltavuturo, on rencontre du Jurassique dans la Contrada Cabeci, aux Cozzi Rosso et Ebreo et près de Caltavuturo dans la Contrada Giambretti et surtout à la Rocca di Sciara (voir L. Trevisan, 1935).

Sur les feuilles de Scillato, Pizzo Carbonara, Collesano, affleure le vaste dôme anticlinal des Madonies. Ce dôme est hâché de failles. Le Jurassique qui se trouve en partie sur le pourtour du dôme apparaît surtout dans de très bonnes conditions sur le flanc sud, c'est-à-dire approximativement suivant une bande orientée NE-SW, large de plusieurs centaines de mètres, se développant entre le Vallone Crisanti au SW et le Pizzo Antenna (1897 m) au NE en passant par le Cozzo Vituro (1507 m) et le Monte dei Cervi (1794 m). Au sud de cette ligne, on peut signaler les petits affleurements de la Padella (Coord. 096905), du Vallone Marabilice au S et au SE du Cozzo Morto (1611 m), du Piano Battaglia (Coord. II2920) et du Cozzo Piombino.

Par le jeu des failles, une bande à peu près parallèle à la précédente apparaît entre le Cozzo del Fico (898 m) et le Monte Castellaro (1686 m) en passant par le Monte Fanusi (1472 m).

Signalons également les affleurements apparaissant sur la feuille d'Isnello entre le Vallone Crisanti et la source Golfone à l'WSW de la Contrada Fanusi; au Piano Meta; à la Contrada Castellaro (cotes I345-I454); au Timpa dei Filici; au Monte Carca (1384 m); entre le Poggio Grotta del Signore et le Vallone Roccella. Enfin, dans l'angle SE de la feuille de Collesano, sur le flanc nord très disloqué de l'anticlinal, le Jurassique apparaît au Monte d'Oro (908 m) dans la Contrada Croce, près du village de

Collesano, juste au SE de celui-ci, ainsi qu'à l'E du ruisseau Drinzi. Un affleurement est visible le long de la route Collesano Isnello aux alentours du kilomètre I5,8.

Le Jurassique qui affleure dans notre région d'étude garde des caractères assez constants. Cependant une partie de la série Lias-Dogger peut manquer, par place, tronquée par le Tithonique. C'est ainsi que les tufs du Bajocien ont pu en certains points disparaître. De même, comme nous le verrons ultérieurement, les calcaires bréchiques du Crétacé supérieur ont pu être enlevés par la transgression lutétienne.

d) Remarques stratigraphiques et paléogéographiques

Dans la zone de Sclafani, nous pensons qu'il existe localement à la base de la série jurassique une lacune du Lias inférieur. Cette lacune n'a qu'une valeur régionale et correspond à une absence de sédimentation. Lorsqu'elle n'existe pas, une sédimentation très réduite, atteste d'un milieu de dépôt très peu profond, néritique à péri-récifal. On peut dire que les conditions paléo-océanographiques amorcées au Trias supérieur, se prolongent et se concrétisent au Lias inférieur par une tendance au soulèvement ou tout au moins au comblement du bassin dessiné au Trias supérieur. Il s'agit très probablement d'une mer très peu profonde, peut-être parsemée d'îles.

Au Lias moyen, s'individualise une paléogéographie nouvelle caractérisée dans la zone de Sclafani par une sédimentation siliceuse continue du Pliensbachien au Dogger p.p., non perturbée, semble-t-il, par les épanchements basiques sous-marins et peut-être sub-aériens du Bajocien. Il faut noter, très probablement, une lacune généralisée. Mais cette lacune, est assez mal délimitée. En effet, la rareté des microfaunes du Dogger ne permet pas de connaître avec certitude la limite supérieure exacte de la série radiolaritique qui, de plus, est tronquée par la transgression du Portlandien. De toute façon la netteté de la discordance oblige à admettre une lacune dont la durée maximum est comprise entre le Bajocien et le Portlandien. Le Portlandien est caractérisé par des calcaires bréchiques à microbréchiques qui font transition entre les radiolarites du Jurassique et celles du Crétacé.

V) LE JURASSIQUE DES SICANI ORIENTAUX

A) La zone de Vicari

Située sur la bordure septentrionale des Sicani, la zone de Vicari est actuellement disloquée et morcelée. Des lambeaux disjoints arrachés par des nappes venues du Nord ont été entraînés et généralement resédimentés dans le bassin du Miocène supérieur sous forme de klipptes sédimentaires. Une patiente investigation de ces lambeaux permet de reconstituer morceau par morceau, étage par étage, la série stratigraphique. C'est à Vicari même que l'on trouve le plus important de ces lambeaux montrant une coupe continue du Jurassique supérieur et au voisinage un bel affleurement de Crétacé supérieur. Le terme de Zone de Vicari a été créé pour des raisons paléogéographiques que nous verrons ensuite et si le village de Vicari a été choisi comme localité type, c'est non seulement parce qu'un bel affleurement se trouve à proximité du village, mais aussi pour rendre hommage à L. Trevisan qui, dès 1937, a fourni une coupe du Jurassique moyen-supérieur. Nous aurions pu choisir la région de Roccapalumba étudiée dès 1926 par R. Fabiani, notamment pour les niveaux du Dogger, mais à Roccapalumba, la série est très morcelée puisqu'une dizaine de blocs sont disséminés aux alentours de la gare. Ce morcellement gêne l'étude stratigraphique. Pour ces raisons diverses, nous avons préféré le site de Vicari.

a) Lias - Coupe de la Contrada Finochiaro

Le Lias n'est pas représenté à Vicari même, mais nous avons pu en découvrir un lambeau au SW de Vicari, dans la Contrada Finochiaro (fig. 33) (feuille au I/25 000 de Vicari, coord. 66I799). Il est représenté par des calcaires oolithiques, graveleux, dans lesquels nous n'avons pas trouvé de faunes mais que nous rapportons au Lias inférieur à moyen (?). Des faciès semblables sont en effet connus dans la zone de Cammarata où ils sont datés

du Lias inférieur (Hettangien-Sinemurien), mais aussi à l'W de Vicari, à la Rocca Busambra où ils sont du Sinémurien (cet âge est attesté par des faunes mises en évidence par G.G. Gemmellaro, 1878-1882) et se prolongent par des calcaires graveleux roux à *Entroques* et *Involutina liasica* JONES.

Nous assimilons le lambeau de poussée de la Contrada Finochiaro au Lias inférieur en admettant toutefois qu'il pourrait représenter également le Lias moyen. Nous le rattacherons à la série de Vicari car il voisine avec 2 lambeaux de Crétacé supérieur d'un faciès que l'on ne connaît que dans la série de Vicari. Ces morceaux de Crétacé supérieur, dans la même situation tectonique que le Lias, apparaissent à proximité d'un abreuvoir situé à la cote 632.

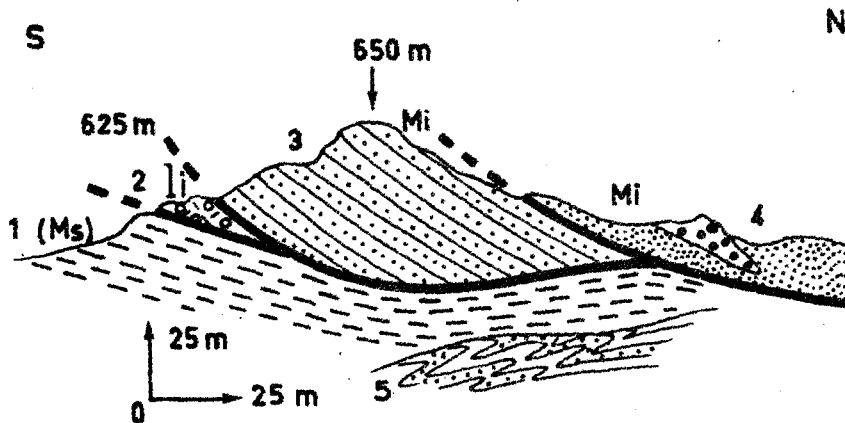


fig. 33 Coupe réalisée 250 m à l'WNW de la Casa Blando - Contrada Finochiaro

- 1 - Marnes grises du Miocène supérieur (Ms).
- 2 - Calcaires oolithiques du Lias (Ii).
- 3 - Grès glauconieux de l'Aquitano (?) - Burdigalien (Mi).
- 4 - Flysch numidien gréso-argileux du Miocène inférieur (Mi).
- 5 - Permien.

b) Jurassique moyen - supérieur

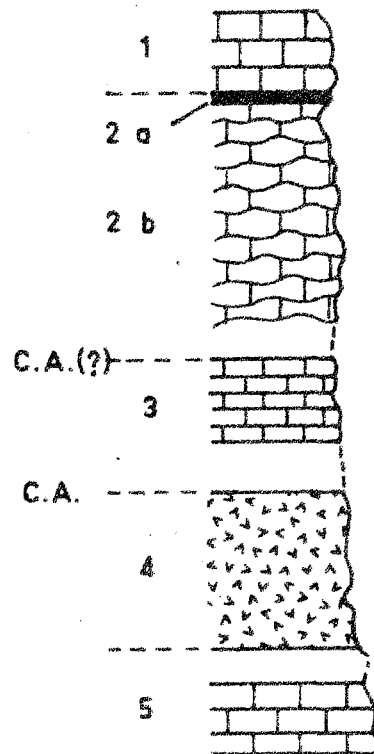


fig. 34 Coupe de Vicari.
Légende dans le texte.

- Coupe de Vicari

5 blocs importants et bon nombre de petits morceaux apparaissent aux alentours de Vicari. Nous décrivons succinctement la série déjà étudiée en 1937 par L. Trevisan sous le château de Vicari.

De haut en bas, on distingue :

- I - Calcaires gris jaunâtre à *Entroques* et *Posidonomya* sp. (?) contenant quelques niveaux parfois lenticulaires de calcaire jaune plus foncé épais de 1 dm à un peu plus d'un m. Epaisseur 5 m.
Age : Malm élevé;

- 2 - a - surface très riche en oxyde de fer et manganèse;
b - calcaires noduleux (ammonitico rosso) de couleur rougeâtre, jaunâtre, blanchâtre ou verdâtre. Epaisseur 15 m environ.
Age : Kimméridgien à Oxfordien probable (Argovien selon L. Trevisan);
- 3 - calcaires finement graveleux gris-clair, compacts assez durs, passant vers le bas à des calcaires marneux gris-clair assez tendres qui sont suivis de calcaires marneux clairs, rougeâtres à jaunâtres, plus durs.
Age : Crétacé supérieur, Epaisseur 25 à 30 m.
L'âge est attesté par des Globotruncena sp., selon G. Mascle. Entre les niveaux 2 et 3 existe probablement un contact anormal, à moins que la série ne soit renversée. Ce problème n'est pas résolu;
- 4 - Basaltes (pillows-lavas) passant à des tufs basaltiques (ou sables tufacés), contenant des Brachiopodes et des débris de Lamellibranches et d'Ammonites. Ces niveaux ont fourni à L. Trevisan (1937a) une célèbre faune essentiellement constituée de Lamellibranches. Cet auteur cite :

Trigonia hemisphaerica LYC.

Unicardium varicosum SOW.

Cypricardia inflata GREP.

Pinna cancellata BEAN.

Pinna ampla SOW.

Inoceramus sp.

Lima pectiniformis SCHL.

Lima (Plagiostoma) semicircularis GOLDF.

Lima (Radula) duplicata SOW.

Lima (Limatula) Helena d'ORB.

Eopecten Psyche d'ORB.

Pecten (Entolium) cingulatus PHILL.

Pecten (Entolium) demissus PHILL.

Pecten (Aequipecten) lotharingicus BRANCO.

Pecten (Aequipecten) vagans SOW.

Cette dernière espèce se trouve, selon les auteurs, dans le Bajocien où elle est particulièrement abondante, mais également dans le Bathonien et le Callovien. Du point de vue chronologique, ce gisement de Vicari peut-être mis en parallèle avec celui de Roccapalumba qui permet, comme nous le verrons ensuite, d'avancer un âge bajocien certain. A Vicari il faut encore citer selon L. Trevisan des Cardium sp., des Myacites, probablement un fragment de Pachyrisma, des Thracia, Arca, Lucina, Alectryonia, également quelques exemplaires de Gastropodes (Nerinea ?) une Rhynchonelle et des fragments indéchiffrables d'Ammonites. J'ai moi-même trouvé des fragments de Rhynchonelles et Lamellibranches.
Epaisseur approximative de ce niveau 30 à 35 m.

Sous le château de Vicari, les calcaires du Crétacé supérieur (3) sont en contact anormal sur les tufs bajociens.

- 5 - Calcaires compacts du Dogger inférieur qui représentent ici la base de la série Jurassique. Ils reposent en contact tectonique sur du Carnien (série argilo-calcaire très plissée). D'après L. Trevisan (1937), le Dogger inférieur serait transgressif et la transgression matérialisée par une brèche de base. Nous ne sommes pas de cet avis et n'avons pas trouvé d'arguments en faveur de cette transgression du Dogger inférieur. De plus au NE du château, là où Trevisan signale la brèche de base, il a appelé Dogger des calcaires fins à Globotruncana du Crétacé supérieur.

- Coupes de Roccapalumba-ville, Roccapalumba-gare et Borgo Regalmici



Quelques séries du même type peuvent être réalisées à Roccapalumba-ville, Roccapalumba-gare et Borgo Regalmici.

A Roccapalumba, juste au N de la ville se dresse un bloc remarquable dans le paysage et dont les calcaires caverneux abritent d'innombrables pigeons ce qui explique l'origine du nom (Rocca-Palumba). De bas en haut, on rencontre une série du Dogger-Malm-Crétacé supérieur constituée de calcaires durs, clairs du Dogger, (Bajocien) surmontés selon G. Castany (1956) de tufs volcaniques du Bajocien (zone à Stephanoceras humphriesianum) qui sont suivis de calcaires durs du Jurassique moyen-supérieur passant à des calcaires noduleux rouges, blanchâtres, verts, du Malm. Le Kimméridgien, selon G. Castany (1956), serait caractérisé par Acanthoceras acanthicum. Nous n'avons pas retrouvé les calcaires jaunâtres, qui formaient la partie supérieure de la série jurassique à Vicari, mais par contre des calcaires graveleux à oolithes qui caractériseraient le Portlandien. L. Caflisch et P. Schmidt di Friedberg (1967a) y citent :

Ellipsactinia sp.

Pseudocyclammina sp.

Nerinea sp.

Trocholina sp.

A la partie supérieure de la série, on trouve les calcaires blanchâtres à pâte fine du Crétacé supérieur, selon L. Caflisch.

Près de la gare d'Alia-Roccapalumba on remarque une dizaine de blocs éparpillés dans la nature et dont certains sont exploités en carrière, ce qui permet de relever de bonnes coupes comme l'a fait R. Fabiani en 1926 qui décrit le Dogger et cite de bas en haut :

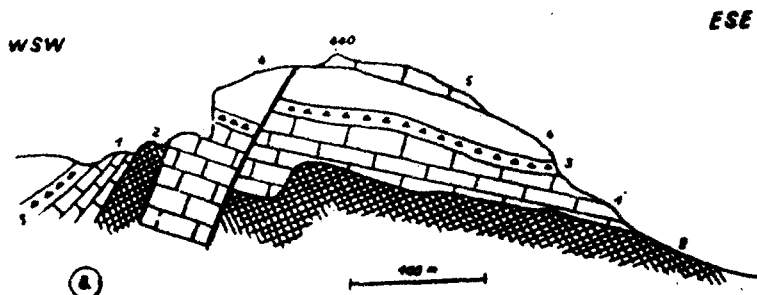


fig. 35 Coupe de Roccapalumba-Gare, d'après R. Fabiani (1926).
Légende dans le texte.

- 1 - des calcaires à Crinoïdes du Dogger inférieur;
- 2 - des tufs volcaniques du Bajocien;
- 3 - des brèches volcaniques du Bajocien;
- 4 - des tufs volcaniques;
- 5 - des calcaires cristallins du Jurassique moyen.

Dans cette contrée les tufs volcaniques ont fourni à R. Fabiani (1926) une très célèbre faune constituée d'espèces diverses de Brachiopodes, Crinoïdes, Echinides, Mollusques et Crustacés. Ce sont les Lamellibranches qui prédominent par le nombre d'individus et d'espèces recueillis. Il faut citer encore des Coraux et des restes végétaux indéchiffrables. R. Fabiani indique :

Pentacrinus crista-galli, Pteroperna pygmaea, Pteroperna bajocensis,
Trigonia hemisphaerica, Anisocardia rostrata, Oppelia subradiata,
Stephanoceras humphriesianum dont c'est la zone. Il s'agit par conséquent

de Bajocien. Les faunes recueillies par R. Fabiani ont été réétudiées en 1933 par R. Fabiani et C. Ruiz. On trouvera dans cette publication qui confirme l'âge avancé par R. Fabiani en 1926, une liste de fossiles plus complète que celle indiquée ci-dessus. Signalons Cypricardia inflata, Unia varicosum, Pinna cancellata, Pinna ampla, Astarta elegans, etc... au total 39 espèces.

Dans la région de Borgo-Regalmici s'éparpillent une trentaine de blocs appartenant à la zone de Vicari (fig. 223). Certains de ces blocs sont du Jurassique, notamment juste au NE du village de Borgo-Regalmici où l'on voit un gros bloc de calcaires gris grossièrement graveleux du Dogger (?) - Malm (I) reposer, au même titre qu'un gros bloc de Crétacé supérieur et divers petits lambeaux constitués surtout de Carnien plastique (argiles brunes et calcaires gris en bancs décimétriques, à Halobia sp.), sur (ou dans) le Miocène supérieur marneux par l'intermédiaire d'une semelle de tufs basaltiques du Bajocien dans lesquels nous avons trouvés quelques filons d'Eocène.

(I) Plusieurs auteurs ont récolté des faunes à Borgo-Regalmici. G.G. Gemmellaro cite : Phylloceras mediterraneum NEUM.; Lytoceras gastaldii GEMM.; Oppelia anar OPP.; Perisphinctes bocconii GEMM., P. regalmicensis GEMM.; Peltoceras transversarium QUENST.; Aspidoceras insulanum GEMM. R. Fabiani (1933) a visité les gisements de Pietre Cadute et Castellacio à Borgo Regalmici, signalés par L. Baldacci (1986). Il a confirmé les observations de L. Baldacci et reconnu des associations caractéristiques du Malm et notamment des zones à Aspidoceras acantichum et Peltoceras transversarium. Il écrit "les calcaires sont pour leur plus grande partie à rapporter au Malm et en quelques endroits ils sont très riches en fossiles surtout en Ammonites. Parmi celles-ci nombreux sont les exemplaires de Phylloceras, Perisphinctes, Peltoceras (Peltoceras Fouquei KILIAN). ..."

Une récente publication de L. Caflisch et P. Schmidt di Friedberg (1967a) traite brièvement de la série de Vicari. Ces auteurs admettent comme nous l'avons écrit en 1966 (voir P. Broquet, A. Caire et G. Mascle, 1966) que la série de Vicari trouve sa place paléogéographique entre la série de Sclafani au Nord, appelée série des Madonies occidentales par ces auteurs, et la série de Cammarata au Sud (Série des Sicani pour ces auteurs). Cette publication signale quelques mètres de radiolarites dans le Dogger, tant à Vicari qu'aux "Rocche" près de Roccapalumba-gare. Ces radiolarites, ainsi que les calcaires à Ellipsactinia du Malm qui affleurent à Roccapalumba, sont caractéristiques de la zone de Sclafani et permettent d'établir un lien entre la série de Sclafani des Madonies et la série des Sicani, ce qui confirme ce que j'ai écrit en 1964, à la suite de la découverte d'une série intermédiaire entre les Madonies et les Sicani appelée série de la Montagnola (voir P. Broquet, 1964 c). Dans une reconstitution paléogéographique de la Sicile occidentale, P. Broquet, A. Caire et G. Mascle (1966) ont indiqué que la série de Vicari était située entre la série de Cammarata au Sud et la série de la Montagnola au Nord qui permettait d'établir un lien entre la série de Vicari et la série de Sclafani. Cette opinion a d'ailleurs été exprimée ensuite dans un livret-guide d'excursion (P. Broquet, A. Caire, G. Duée, G. Mascle et R. Truillet, 1967) qui représentait (fig. 7 et 8 du livret-guide) la zone de Vicari comme une zone haute entre les zones de Sclafani et de Cammarata.

L. Caflisch et P. Schmidt di Friedberg (1967a) signalent dans les calcaires sous les sables tufacés du Bajocien ainsi que dans les premiers bancs de calcaires noduleux rouges, des Algues, Coraux, Echinides ainsi que les microfaunes suivantes :

Trocholina cf. elongata (LEUPOLD),

Trocholina sp.

Protopeneroplidae

Solenopora sp.

Ensuite, au dessus des sables tufacés, dans les calcaires noduleux appelés "conglomérats intraformationnels" qu'ils rapportent au Malm, ils citent :

Saccocoma sp.

Globochaete sp.

Peltoceras sp.

Perisphinctes sp., ainsi que des Textularidés, des Aptychus, des Belemnites et des "espèces de "Globigérines primitives. A notre avis ces niveaux sont compris entre le Kimméridgien et l'Oxfordien (voir fig. 34).

Les Radiolarites citées par ces auteurs sont rapportées au Dogger. Personnellement je n'ai jamais trouvé de radiolarites à Vicari et Roccapalumba, mais j'admettrai dorénavant leur présence près de Roccapalumba-gare, aux "Rocche", en faisant référence aux observations de L. Caflisch et P. Schmidt di Friedberg.

c) Corrélations stratigraphiques et remarques

De l'examen des coupes précédemment décrites, il ressort que la série stratigraphique de la zone de Vicari se composerait :

- d'un Trias plastique (Carnien) souvent désolidarisé de son substratum permien,
- d'un Lias inférieur à moyen constitué par des calcaires oolithiques dont il ne subsiste que de très petits lambeaux,
- d'un Jurassique moyen-supérieur représenté au Dogger, par des calcaires compacts contenant des laves basiques et au Malm par des calcaires noduleux de type "ammonitico-rosso". Les laves correspondent à un épanchement sous-marin rapporté au Bajocien (zone à Stephanoceras humphriesianum).

Nous n'avons pas retrouvé trace de la transgression bajocienne signalée par L. Trevisan (1937a) qui affirmait que les calcaires de base du Dogger reposaient par l'intermédiaire d'une brèche sur le Carnien. Cet auteur, qui a décrit la série stratigraphique du Jurassique moyen-supérieur, comme nous l'avons dit au début de ce chapitre a confondu en certains points le Dogger et le Crétacé supérieur dont il ignorait l'existence. De plus, il a considéré les blocs qu'il étudiait, comme autochtones. Partant de ce postulat, il a constaté à juste titre que le Bajocien reposait sur le Carnien. Une telle lacune ne pouvait s'expliquer que par une importante transgression, rapportée par conséquent au Bajocien. A notre avis, ces blocs, poussés au front des nappes ou des écailles se déplaçant vers le Sud, ont été arrachés à leur substratum et il existe un contact mécanique important entre le Dogger et le Carnien. Il suffit d'ailleurs pour en être

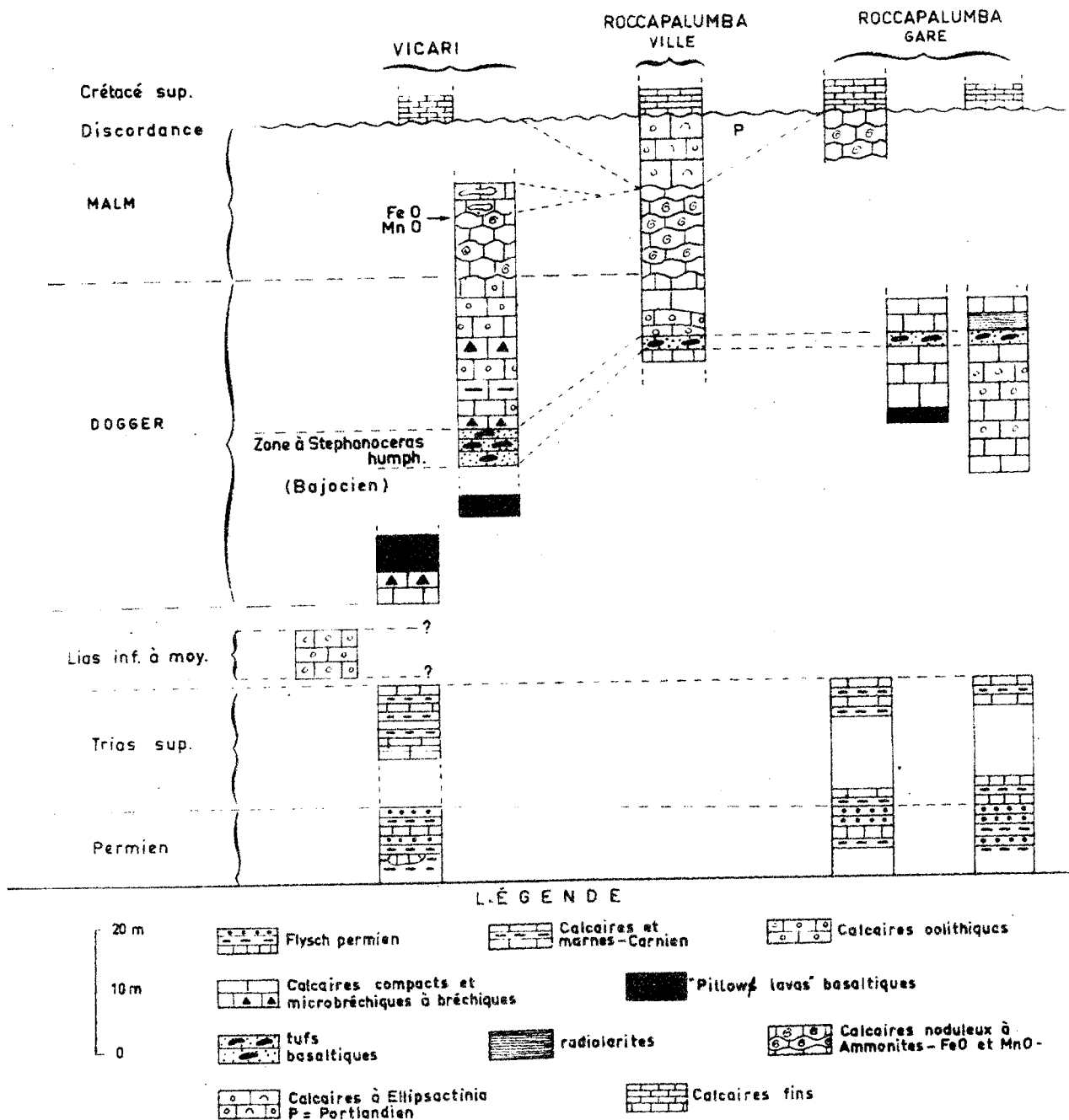


fig. 36 Coupes stratigraphiques ^{reconstitués et} corrélées de la série de Vicari, affleurant à Vicari, Roccapalumba-ville et Roccapalumba-gare.

persuadé de voir les plissements disharmoniques du Carnien constitué de calcaires noirs en petits bancs de 5 à 10 cm d'épaisseur à Halobia sp. interstratifiés dans les argilites brunes à verdâtres. Il affleure dans d'excellentes conditions près de Vicari le long de l'ancienne route qui, partant du village, se dirige vers le Nord-Est.

Ces considérations tectoniques obligent à une extrême prudence quant à l'interprétation stratigraphique. Les lacunes d'observation ne sont pas forcément des lacunes stratigraphiques. Néanmoins, il est un fait certain : jusqu'à présent on n'a jamais caractérisé de niveaux stratigraphiques entre le Lias inférieur et le Bajocien, mais ces niveaux pourraient être très peu épais et difficiles à mettre en évidence. Cette remarque ne doit pas paraître étonnante si l'on considère à l'W de la zone étudiée la série stratigraphique bien connue de la Kumeta ^I (lieu rendu célèbre par le bandit Giuliano qui du sommet de la Kumeta organisa en 1947, sur l'instigation de la Mafia, le massacre de la Portella della Ginestra). Cette série nous montre un Jurassique qui fait, semble-t-il, toujours partie de la zone de Vicari. On peut observer :

- 1 - un calcaire blanc très oolithique terminé par une surface corrodée. Lias;
- 2 - 5 m de calcaire à Entroques-Domérien;
- 3 - 0 à 10 cm de calcaire jaune toarcien remplissant des cavités;
- 4 - un lit de calcaire rouge avec croûte de manganèse. Bajocien à Bathonien inférieur. Ce niveau condensé contient de nombreuses Ammonites appartenant pour la plupart à la zone à Stephanoceras humphriesianum;
- 5 - 2 m de calcaire rouge, pauvre en Ammonites et avec quelques Posydonomies. Bathonien;

I Le détail de cette série nous a été fourni par Torens de l'Université de Leicester (Angleterre), à qui nous adressons nos plus vifs remerciements.

- 6 - 3 à 4 m de radiolarites rouges. Kimméridgien. A mon avis, ces Radiolarites sont semblables à celles de la zone de Cammarata et précisément d'un faciès identique à celles qui affleurent sur le Monte Cammarata. Par conséquent, à certaines époques géologiques (exemple au Kimméridgien les zones de Vicari et Cammarata pouvaient se confondre);
- 7 - calcaire noduleux rouge à Ammonites du Tithonique.

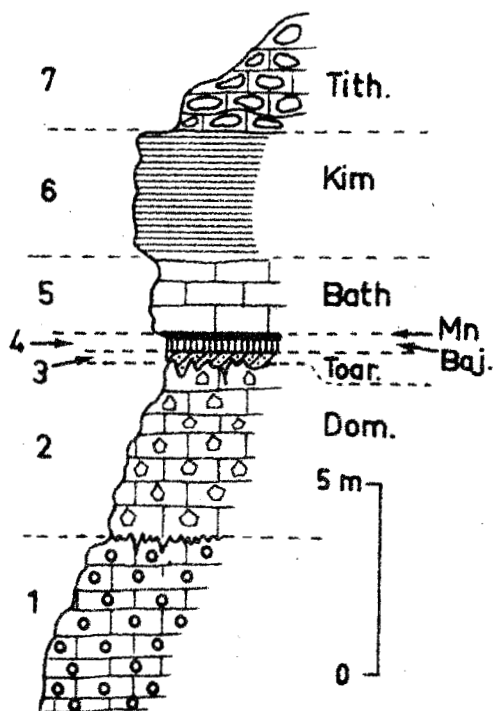


fig. 37 Légende dans le texte.

Cette série est très condensée, mais peut-on parler de transgression bajocienne, je ne le crois pas.

En conclusion, la zone de Vicari étudiée à Vicari, Roccapalumba, Borgo-Regalmici montre à presque tous les niveaux des faciès différents de ceux que

nous avons notés dans la zone de Sclafani mais aussi de ceux que nous allons décrire dans la zone de Cammarata. Ces faciès sont calcaires, comprennent une coulée basique au Bajocien et prennent un faciès "ammonitico-rosso" au Malm. Il faut insister sur le caractère condensé de la série surtout si on la compare à la série de la zone de Sclafani et noter la présence, à certains niveaux, d'encroûtements d'oxyde de fer ou de manganèse. Ainsi la sédimentation peu profonde probablement néritique du Dogger évolue au Malm, peut-être vers un milieu un peu plus profond et à tendance plus pélagique. La zone de Vicari semble se comporter au Jurassique comme un haut-fond, non subsident, peut-être local, balayé par des courants marins. Ce haut-fond était situé entre la zone de Sclafani au Nord et la zone de Cammarata au Sud.

B) La zone de Cammarata

Contrairement aux 3 domaines précédemment étudiés, la zone de Cammarata était, jusqu'à ces dernières années, très mal connue stratigraphiquement, c'est pourquoi nous nous sommes attachés, Georges Mascle et moi-même à en préciser la stratigraphie. J'ai étudié la partie orientale de la chaîne qui, entre Cammarata et San Stefano Quisquina, se développe sur une quinzaine de kilomètres d'E en W alors que l'ensemble s'étend sur plus de 50 kilomètres. J'ai découvert le Lias moyen (P. Broquet, 1964 b - c, etc.) qui n'avait encore pas été individualisé et j'ai pu démontrer d'une façon certaine, que ce Lias moyen était transgressif. Il s'agit d'un jalon paléogéographique intéressant.

a) Série du Monte Cammarata

Le Jurassique se compose de trois termes :

- a) des calcaires en gros bancs, gris clair, oolithiques, pseudoolithiques, graveleux, à Entroques ou à pâte fine. Age : Lias inférieur;
- b) des marnes rouges et vertes du Lias moyen (Pliensbachien : Carixien - Domérien (?);

c) des radiolarites rouges, parfois blanchâtres (Lias supérieur (?) à Tithonique-Néocomien).

- Coupe de la Contrada La Ferta (Coord. 785644)

Au SE de la Contrada la Ferta (Monte Cammarata) nous avons rencontré les niveaux suivants (fig. 38) :

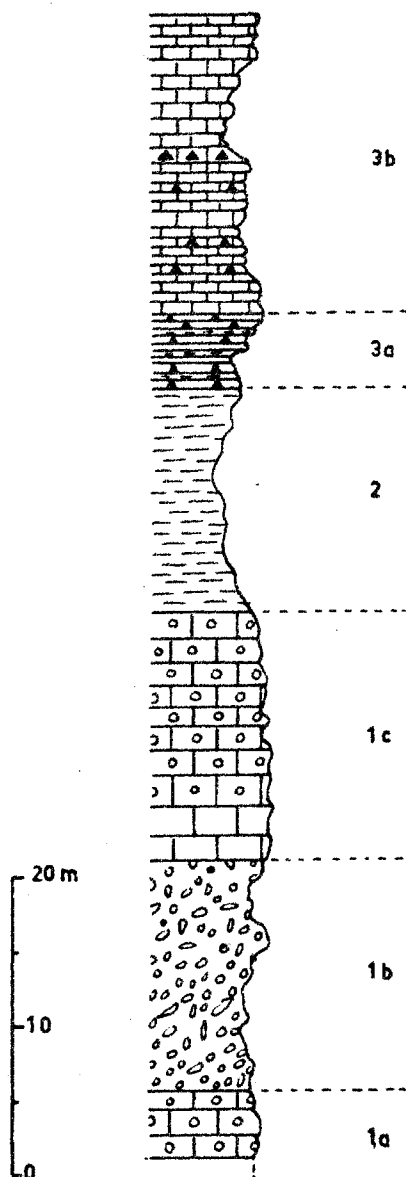


fig. 38 Profil stratigraphique du Jurassique de la Contrada La Ferta.

I - Calcaires oolithiques blancs (Ia) sur lesquels repose un conglomérat (Ib) épais d'une quinzaine de mètres au moins, composé de galets de calcaires clairs à pâte fine, de calcaires gris à Radiolaires du Trias, de calcaires à Entroques. Les galets sont de tailles variées. Le ciment du conglomérat constitué par des marnes vertes nous a fourni des Ostracodes peu caractéristiques qui ressemblent à des formes sinémuriennes (I) connues dans le Bassin de Paris.

Sur le conglomérat viennent 15 à 20 m de calcaires (Ic) blancs à pâte fine, puis de calcaires oolithiques en bancs de quelques décimètres à plusieurs mètres, présentant quelques minces intercalations d'argiles vertes.

2 - 15 m de marnes verdâtres et rouges très riches en Foraminifères et Ostracodes indiquant le Pliensbachien-Carixien. J. Sigal y a reconnu :

Lenticulina cf. ruthenensis ESPIT et SIGAL

Atacolus cf. rectalonga BRAND

Dentalina sinemuriensis TERQUEM

Marginulina cf. burbachii DREYER

Marginulina gr. constricta TERQUEM et BERTHELIN

Nodosaria cf. setulosa TERQUEM

Frondicularia involuta TERQUEM

Frondicularia cf. procera BURBACH

" Frondicularia" thuringica BURBACH

Planularia cf. filosa TERQUEM

Lingulina gr. tenuistriata NOERWANG

Lingulina tenera (BORNEMANN)

Lingulina gr. occidentalis (BERTHELIN)

Lingulina tenera carinata NOERWANG

Ostracodes :

Bairdia aff. fortis SEILACHER

" cf. molesta APOSTOLESCU

Isobythocypris sp.;

3 - Calcaires silicifiés (3a) rouges très riches en Radiolaires, alternant avec de minces passées d'argilites rouges à Radiolaires. On rencontre quelques lentilles siliceuses de teinte ocre ou chocolat. Ces niveaux ne nous ont fourni que des Radiolaires. Epaisseur 5 m.

Radiolarites et calcaires silicifiés (3b) blancs, roses ou rouges, en bancs de 5 à 35 cm à Aptychus caractérisant le Jurassique très supérieur

(I) Les Ostracodes ont été déterminés par M. Grekoff.

(Kimméridgien-Portlandien) (P. Broquet, 1964 c). L'épaisseur atteint au moins 20 m.

Nous n'avons pas caractérisé le Lias supérieur, le Dogger et une partie du Malm, mais il semble exister une continuité de sédimentation entre le Lias moyen (2) et le Jurassique supérieur (3b). Si la série est complète, elle est très réduite en épaisseur, c'est évident.

- Coupe du Cozzo Ledera

I700 m au S de la Contrada la Ferta, au Cozzo Ledera (fig. 39), on trouve un conglomérat (a) remaniant les mêmes éléments que ceux que nous avons décrits précédemment (fig. 38, Ib) et, entre autres, des calcaires à Halobia sp. du Trias; le ciment de ce conglomérat nous a fourni une microfaune et une macrofaune indiquant le Lias moyen, on peut citer entre autre, selon J. Sigal :

- Foraminifères :

- Lingulina gr. bornemanni (FRANKE)
- Lingulina gr. occidentalis (BERTHELIN)
- Lingulina cf. tenera pupoides NOERWANG
- Lingulina tenera carinata NOERWANG

- Ostracodes :

Bairdiidae ex. gr. Ostr. I727a BUCK, 1954

La macrofaune est composée de Bélemnites déterminées par M. le Chanoine Dubar, parmi lesquelles :

- Belemnites (Hastites) milleri PHILL.
- Belemnites (Passaloteuthys) bruguieri d'ORB.
- Belemnites (Passaloteuthys) apicicurvatus BLAINV.

Le conglomérat du Cozzo Ledera se trouve cependant dans une situation différente de celle du conglomérat de la Contrada La Ferta. Il n'est pas interstratifié dans les calcaires du Lias inférieur mais apparaît sous les marnes rouges (fig. 38-2) du Carixien-Domérien (?) où l'on rencontre entre autres :

- Lenticulina polygonata FRANKE
- Lenticulina cf. ruthenensis ESPITALIE et SIGAL
- Astalocus marginulinopsis gr. varians (BORNEMANN)
- Astalocus cf. stutzeri FRANKE
- Astalocus cf. strilla TERQUEM

Marginulina cf. constricta (TERQUEM et BERTHELIN)

Lingulina testudinaria FRANKE

Lingulina cf. occidentalis (BERTHELIN)

Lingulina gr. tenera (BORNEMANN)

Palmula cf. kuhni FRANKE

Falsopalmula obtusa TERQUEM

Les Ostracodes correspondent à Ptychobairdia ex gr. schaubergeri KOLLMANN.
Cette forme a été décrite dans les "Fleckenmergel" (attribués au Domérien au moins) des Alpes autrichiennes.

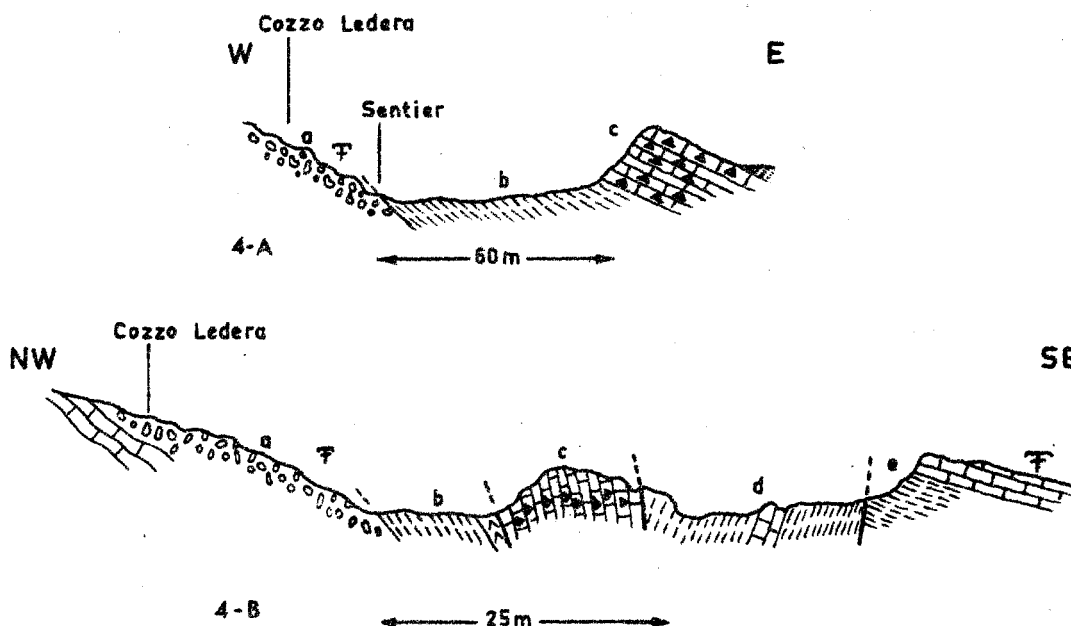


fig. 39 Coupes du Cozzo Ledera.
Légende dans le texte.

Les conglomérats indiqués dans le Lias sont l'indice d'une transgression (P. Broquet 1964 b - c) qui semble se situer à la base du Lias moyen (Carixien). Il serait toutefois intéressant de faire une étude de détail car le conglomérat

noté dans les calcaires du Lias inférieur ne correspond pas, semble-t-il, à celui qui se trouve à la base des marnes du Lias moyen. Il se pourrait que le conglomérat interstratifié dans le Lias inférieur soit un conglomérat de régression, alors que le conglomérat situé à la base des marnes rouges carixiennes indique une transgression.

Dans la région de Cammarata, nous avons noté deux autres coupes intéressantes, l'une concerne le Lias inférieur et se situe dans la Contrada Bruca, l'autre intéresse toute la série jurassique et apparaît 650 m au SE de Monte Gemini près de la Portella della Venere.

b) Coupe du Lias inférieur de la Contrada Bruca

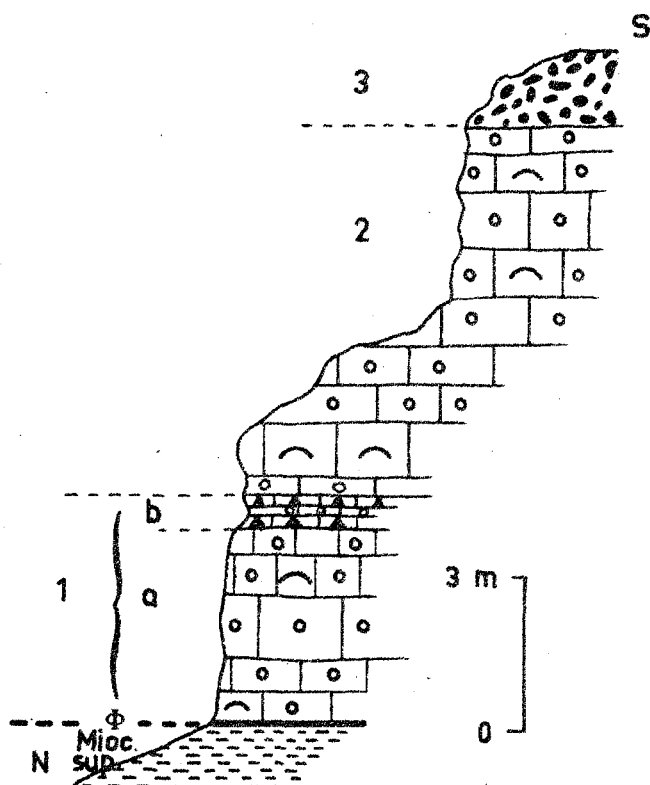


fig. 40 Profil stratigraphique du Lias inférieur de la Contrada Bruca. Légende dans le texte.

Il s'agit de calcaires graveleux en bancs de 0,80 m à 1,70 m, de couleur claire (1). Le niveau (b) épais de 0,60 m est plus détritique et en bancs plus minces. La partie supérieure de la série (2) est constituée par des calcaires blanchâtres en gros bancs. Sur les différents niveaux échantillonnés apparaissent des traces en creux de fossiles, probablement de Lamellibranches, constituant un excellent critère de polarité. Je n'ai rencontré dans ces calcaires que des Algues, probablement des Lithoporella, des Bryozoaires, des débris de Lamellibranches et de plaques d'Echinodermes. Ces faunes et les faciès indiqueraient un milieu peu profond, sub-récifal.

Sur ces calcaires se trouve un

conglomérat (3) constitué de galets de calcaires compacts blancs à Radiolaires, de calcaires grisâtres à Halobia sp. du Trias supérieur, de calcaires graveleux du Lias inférieur, de silex. Les galets sont bien roulés, leur diamètre varie de quelques centimètres à quarante centimètres mais la taille la plus fréquente est de 15 centimètres. Le ciment est calcaire, peu important, azoïque semble-t-il. A la Contrada Bruca, il n'y a rien au-dessus du conglomérat, mais latéralement dans la Contrada Gargiuffe, il passe à une très belle surface durcie qui se trouve sur les calcaires du Lias inférieur et sous les marnes du Paléocène. A la Contrada Bruca il semble donc plutôt correspondre au conglomérat de base de la transgression paléocène plutôt qu'au conglomérat du Lias moyen. Le même problème se pose près de San Stefano di Quisquina, au N de la Portella del Muro, où l'on trouve un conglomérat énigmatique, épais de plusieurs mètres, formé d'éléments bien roulés, de petites tailles mais comprenant quelques gros blocs pouvant atteindre 1 m. Le ciment est calcaire, les galets essentiellement triasiques; j'y ai trouvé un galet de basalte. Ce conglomérat repose sur du Trias et n'est recouvert par aucune formation, mais je pense qu'il est semblable à celui qui apparaît dans les mêmes conditions, près de la Portella del Muro, à l'W de la Serra delle Moneta, où il contient quelques galets de radiolarites du Jurassique supérieur. Il est donc en cet endroit post-jurassique. En conséquence, je rapporterai ces conglomérats à la transgression paléocène (ou post-paléocène) plutôt qu'au Lias moyen.

c) Coupe de la Portella della Venere (fig. 42)

A la Portella della Venere, la couverture post-triasique des Monte Gemini est décollée de son substratum triasique (I : Trias supérieur calcaire); cette couverture a une structure synclinale dont le flanc nord est renversé et offre la coupe suivante :

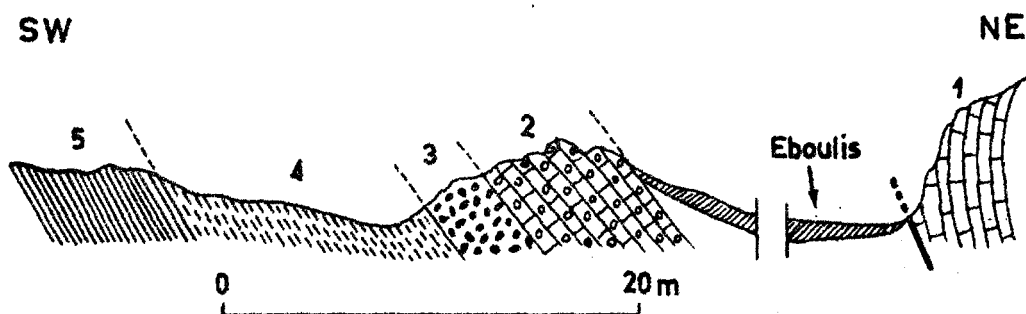


fig. 4I Coupe de la Portella della Venere.
Légende dans le texte.

- 2 - 6 m de calcaires oolithiques, graveleux du Lias inférieur (pendage 55° NE).
- 3 - 3,80 m de conglomérat à éléments surtout triasiques et de petite taille.
- 4 - 9 m de marnes rouges à Radiolaires, du Lias moyen.
- 5 - 20 m environ de calcaires silicifiés blancs, rosés, rouges, de radiolarites de mêmes teintes et d'argiles rouges en alternance : Jurassique supérieur probable.

L'intérêt de cette coupe est de montrer un conglomérat de transgression à la base du Lias moyen.

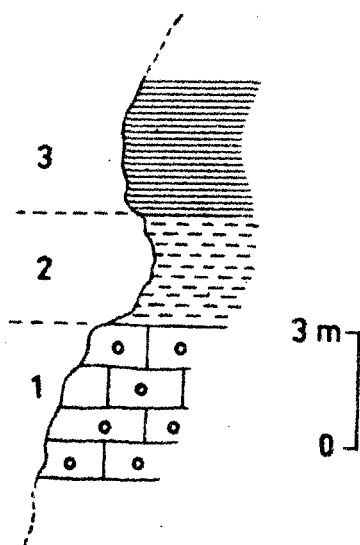
d) Autres affleurements importants du Jurassique de la zone de Cammarata

Dans la région que nous avons étudiée, le Jurassique couvre des surfaces restreintes. Il apparaît sur les feuilles au I/25 000 de :

- Cammarata (n° 267 - IV - NE);
- San Stefano Quisquina (n° 267 - IV - NW);
- Lercara Friddi (n° 259 - III - SE);
- Filaga (n° 259 - III - SW).

Nous signalerons les principaux affleurements de Lias et de Jurassique supérieur que l'on peut rencontrer sur ces feuilles en précisant toutefois que les meilleurs coupes nous ont été fournies par le Monte Cammarata.

Progressant du Nord vers le Sud, les premiers affleurements apparaissent sur la feuille de Filaga, au NE du Pizzo del Corvo (986 m) (Coord. 714749) dans la région de la Casa Nicolosi où l'on rencontre :



- 1 - calcaires massifs compacts à graveleux, bien lités. Trias supérieur à Lias inférieur;
- 2 - quelques mètres de marnes rouges très riches en Radiolaires. Lias moyen;
- 3 - radiolarites et calcaires silicifiés blancs et rouges à Aptychus du Kimméridgien-Portlandien.

fig. 42 Profil stratigraphique aux environs de la Casa Nicolosi.
Légende dans le texte.

Sur la feuille de Lercara Friddi, on remarque le Jurassique en quelques points, notamment aux Rocche di Caruso, juste à l'E d'Il Cassero (1031 m) et près du Sanctuaire de Piedigrotta. Au N E des Rocche di Caruso (Coord. 773741), il est intéressant de noter la présence de Jurassique supérieur constitué de Radiolarites et calcaires silicifiés rouges, dans une klippe sédimentaire qui se trouve dans les marnes du Tortonien inférieur. Cette klippe est constituée de terrains très tectonisés mais où l'on peut encore reconnaître le Jurassique, le Crétacé inférieur et le Paléocène-Eocène. Les Aptychus que nous avons recueillis tant dans le Jurassique que dans le Crétacé inférieur, se sont avérés indéterminables.

A l'W du sanctuaire de Piedigrotta entre le Km 2 et le Km 2,350, on trouve des marnes rouges, localement verdâtres, passant à des calcaires silicifiés rouges à Radiolaires alternant avec des argilites rouges du Tithonique. Les marnes rouges qui ont fourni de rares microfaunes indiquant probablement le Lias moyen, reposent sur des calcaires clairs à pâte fine, à Radiolaires du Trias supérieur-Lias inférieur (?) par l'intermédiaire d'un conglomérat épais de 10 à 15 m, assez chaotique à l'affleurement remaniant essentiellement des calcaires triasiques clairs à Radiolaires et des calcaires pseudoolithiques du Lias inférieur. Les éléments du conglomérat sont bien roulés, généralement de petite taille, mais ils peuvent atteindre une dimension importante.

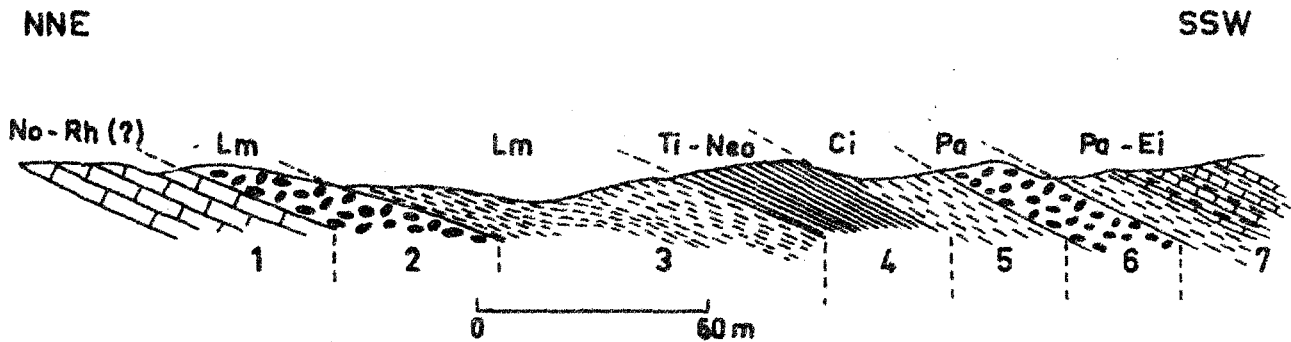
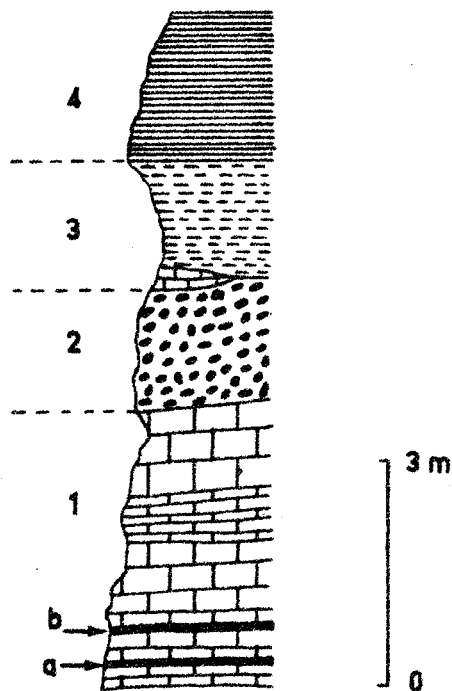


fig. 43 Coupe du sanctuaire de Piedigrotta.

- 1 - Calcaires du Trias supérieur - Lias inférieur (?).
- 2 - Conglomérat de base du Lias moyen.
- 3 - Marnes du Lias moyen.
- 4 - Calcaires silicifiés et radiolarites du Jurassique supérieur - Néocomien basal.
- 5 - Marnes vertes du Crétacé inférieur.
- 6 - Conglomérat de base du Paléocène.
- 7 - Marnes rouges, calcaires marneux et calcaires rouges et blancs, quelques silex marrons. Paléocène-Eocène inférieur.

Juste au N de la Sorgente San Calogero (Coord. 769725) on trouve une bonne coupe qui montre probablement la base du Lias moyen, on y rencontre de

bas en haut :



- 1 - deux niveaux de marnes rouges lie de vin (a) et jaunâtre (b) épais respectivement de 10 cm et de 2 cm inclus dans des calcaires très clairs, azoïques, en bancs de quelques centimètres à plusieurs décimètres. Epaisseur 3,20 m. Le niveau b a fourni de rares microfaunes à cachet liasique;
- 2 - conglomérat remaniant essentiellement des calcaires du Trias supérieur, à ciment marneux rougeâtre. Epaisseur 1,60 m;
- 3 - marnes rouge brique à la base desquelles on note des calcaires clairs azoïques, lenticulaires. Les marnes contiennent des Ostracodes et des Foraminifères qui indiqueraient selon J. Sigal, la base du Lias moyen ou peut-être le sommet du Lotharingien. Epaisseur 1,70 m;
- 4 - 2 m de calcaires silicifiés rouges à Radiolaires.

fig. 44 Profil stratigraphique de la Sorgente San Calogero. Légende dans le texte.

Sur la feuille de San Stefano di Quisquina, on rencontre quelques petits affleurements de Jurassique, dont les plus intéressants se situent au N W de San Stefano Quisquina près de la Casa Riena entre les cotes 718 et 758 et au Pizzo Catera. Près de la Casa Riena, un lambeau de calcaires du Lias inférieur s'est avéré très riche en Brachiopodes. Entre le Pizzo Catera et la Portella Cicala, nous avons rencontré des calcaires clairs à pâte fine, à Radiolaires, des calcaires

à Entroques, des calcaires oolithiques à graveleux, riches en Brachiopodes du Lias inférieur. Nous n'avons pas trouvé les marnes rouges du Lias moyen, mais directement sur le Lias inférieur nous avons rencontré les radiolarites et calcaires silicifiés rouges dont les niveaux supérieurs qui passent à des calcaires noduleux clairs du Portlandien nous ont fournis quelques Aptychus du Kimméridgien-Portlandien.

Il faut signaler également le Lias inférieur de la Contrada San Elia et le Tithonique qui apparaît au Cozzo Pietra di Guida et dans la Contrada Paratore au SW de San Stefano où il a fourni des faunes à M. Gemmellaro (1920). Cet auteur a récolté près du "Mulino Paratore" :

Duvalia conophora OPP.

Duvalia ensifera OPP.

Haploceras elimatum OPP.

Simoceras benianum CAT.

Berrasiella abscissa OPP.

Au Cozzo Pietra di Guida, à la Contrada Paratore, à l'W de la chapelle San Calogero et de la Portella del Muro, il s'agit de lambeaux de la série de Cammarata, reposant sur les marnes du Miocène supérieur (voir P. Broquet 1964 c). Signalons enfin, les affleurements de calcaires du Lias inférieur qui apparaissent dans la Contrada Gargiuffe, près du Piano Piraini, aux alentours de la maison La Pistacchiera, ainsi qu'entre le Pizzo della Rondine et la Contrada Bruca (f. n° 267-IV-NE). Le Lias forme une bande orientée environ NW-SE, dans la Contrada Gargiuffe.

Sur la feuille de Cammarata où le Jurassique est le mieux représenté, il faut signaler le Lias inférieur calcaire juste à l'W du Cozzo Rossino (fig. 45) et au SSE de celui-ci où sur le Trias calcaire (1) on trouve des conglomérats formés essentiellement de calcaires triasiques (2) dans lesquels on remarque des strates de calcaires graveleux (G); le tout étant surmonté par des calcaires oolithiques à graveleux (O). Le Trias-Lias est en contact par faille avec les calcaires silicifiés et les radiolarites, à Aptychus du Tithonique-Néocomien (3).

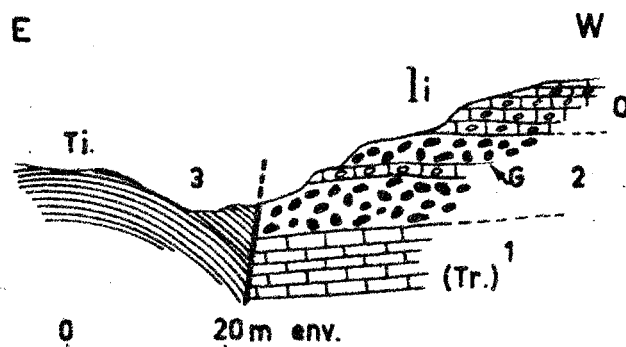


fig. 45 Coupe située environ 500 m au SSE du Cozzo Rossino.
Légende dans le texte.

Le Jurassique supérieur affleure dans de bonnes conditions au N et au S du Cozzo Rossino, au N E et au N W du Cozzo Panepinto, au Pianoli Belvedere. Il offre une excellente coupe I km au N de Cammarata, dans le vallon qui se jette dans le torrent Calcara. Signalons, enfin, la présence du Jurassique supérieur dans les lambeaux de couverture qui sont décollés du Trias et affleurent au pied du Monte Gargiuffe (voir fig. 226 et 228).

e) Conclusions stratigraphiques et remarques paléogéographiques

Le Jurassique de la zone de Cammarata se compose :

- d'un Lias inférieur constitué de calcaires oolithiques, graveleux, dans lesquels on rencontre des conglomérats. Les faunes (Algues-Echinodermes-Bryozoaires ...) comme les faciès indiquent un milieu peu profond, sub-récifal. Quant aux conglomérats, ils sont probablement l'indice d'une régression.
- d'un Lias moyen (Carixien-Domérien ?) marneux constitué de marnes rouges à Ostracodes et Foraminifères qui indiquent un milieu pélagique. Ce Lias est transgressif (P. Broquet 1964 b - c).

- d'un Malm supérieur calcaire et radiolaritique. Les marnes du Lias moyen, passent vers le haut à des calcaires silicifiés, ou de radiolarites généralement rouges, alternant parfois avec des argilites rouges; les niveaux supérieurs fournissent des Aptychus du Kimméridgien-Portlandien. Entre le Lias moyen et le Kimméridgien nous n'avons pas individualisé le Lias supérieur le Dogger et une partie du Malm mais cependant il semble y avoir continuité de sédimentation entre le Lias moyen et le Kimméridgien. La série est très réduite ou même peut-être incomplète, par lacune de sédimentation, mais dans notre secteur d'étude, il n'est pas possible, semble-t-il, de mettre en évidence une émergence et à fortiori une transgression du Tithonique. La présence de tufs diabasiques entre le Lias et le Kimméridgien permet de penser que cet épanchement sous-marin, est à rapporter aux émissions volcaniques généralisées dans les zones externes au Bajocien. Ceci confirme la présence d'une mer au Dogger dans la zone de Cammarata.

A propos des coulées volcaniques sous-marines probablement du Dogger, il n'y a guère que sur le Monte Cammarata que nous l'ayons mise en évidence. Ailleurs les laves sont situées sur le Lias inférieur et sous le Paléocène (voir le chapitre réservé à l'étude des roches effusives basiques) ou plus haut dans la série. Par conséquent, dans cette partie des Sicani on peut remarquer que les émissions volcaniques du Dogger semblent beaucoup moins développées que dans la zone de Vicari.

Le fait important dans la zone de Cammarata se situe au Lias moyen (Carixien) où l'on assiste à une modification de la paléogéographie du Trias-Lias inférieur. Aux dépôts sub-récifaux du Lias inférieur, succède une émergence de courte durée, suivie d'une transgression carixienne qui marque l'individualisation de la paléogéographie jurassique. Les dépôts peu profonds du Lias inférieur font place à une sédimentation marneuse, calcaire, radiolaritique, pélagique.

VI) CONCLUSIONS GÉNÉRALES, STRATIGRAPHIQUES ET PALEOGÉOGRAPHIQUES

Nous avons montré l'existence de quatre zones de faciès au Jurassique, soit du Nord vers le Sud :

- La zone du Panormide,
- la zone de Sclafani,
- la zone de Vicari,
- la zone de Cammarata.

Un tableau résume les faciès caractéristiques de ces zones.

Ce tableau fait apparaître deux domaines calcaires entourant ou bordant deux domaines où l'on note la présence de radiolarites.

Ainsi, le Panormide individualisé au Trias supérieur continue de jouer son rôle de haut-fond, probablement subsident, alors que vers le Carixien s'organisent deux zones à sédimentation siliceuse, la zone de Sclafani et la zone de Cammarata à sédimentation pélagique, sans apports terrigènes. Ces deux zones sont séparées par le haut-fond non subsident que constitue la zone de Vicari caractérisée par une sédimentation calcaire condensée au Jurassique supérieur et associée au Jurassique moyen à des formations éruptives tuffiques qui contiennent des Ammonites banales, ubiquistes et des Bivalves indiquant un milieu peu profond.

		ZONE DU PANORMIDE	ZONE DE SCLAFANI	ZONE DE VICARI	ZONE DE CAMMARATA
JURASSIQUE	supérieur	Calcaires oolithiques graveleux, microbréchiques	Calcaires microbréchiques à bréchiques à <u>Ellipsactinia</u> (T) +++++	Calcaires noduleux de type "Ammonitico-Rosso"	Calcaires silicifiés ----- Lacune ?
	moyen	à bréchiques puis calcaires dolomitiques	Série radiolaritique =====	Calcaires compacts	----- et radiolarites essentiellement rouges
	sup.		Série radiolaritique débutant localement par des marnes rouges (Carixien (?) T ?	?	-----
L I A S	moyen		-----	Calcaires oolithiques	marnes rouges (Carixien-Domérien ?) (T) +++++
	inf.	Calcaires dolomitiques	calcaires oolithiques ou lacune	Calcaires oolithiques	Lacune Calcaires oolithiques

Tableau n° 2

Les faciès caractéristiques du Jurassique.

===== = Epanchements basiques du Bajocien

T = Transgression

+++++ = Discordance caractérisée.

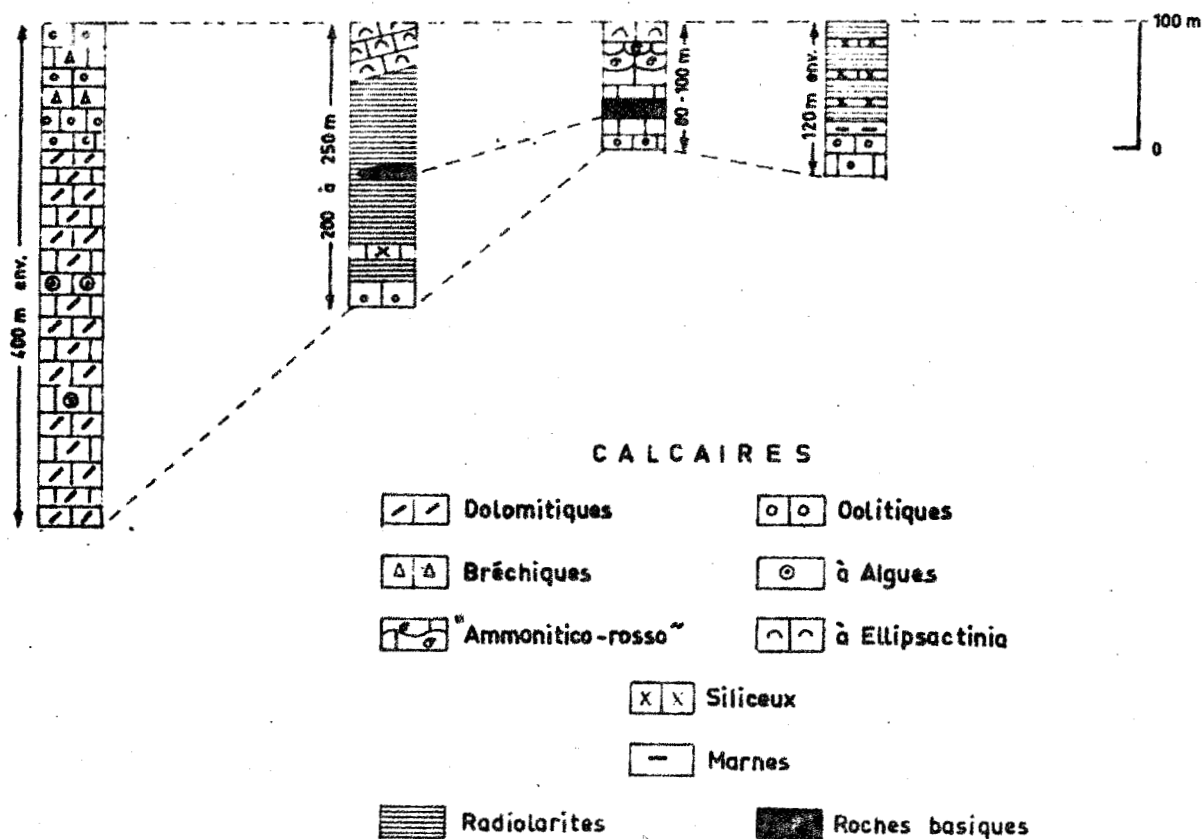


fig. 46 Reconstitution à l'époque jurassique des diverses zones de faciès de la Sicile centro-septentrionale. Les flèches indiquent les venues basiques du Bajocien.

Il semble évident que les zones à sédimentation siliceuse caractérisent un milieu plus profond que les zones à sédimentation calcaire.

Le fait important se situe, nous semble-t-il, au niveau du Lias moyen, vers le Carixien. C'est à cette époque que s'individualise la paléogéographie des zones les plus externes de notre secteur d'étude, comme nous l'avons montré dans les chapitres précédents. Un croquis très simple (fig. 46) montre la répartition spatiale du Nord vers le Sud des diverses zones de faciès ainsi que les colonnes stratigraphiques correspondantes. Si les colonnes lithologiques qui caractérisent chacune de ces zones sont à l'échelle, il n'en est pas de même de la coupe paléocéanographique. En effet, dans l'état actuel des connaissances bathymétriques, il est difficile de savoir qu'elle était la profondeur d'eau exacte lors du dépôt de certaines formations, je pense en particulier aux radiolarites. De plus, les recouvrements tectoniques ne permettent pas de connaître la largeur exacte des diverses zones; en conséquence, un schéma paléocéanographique equiscalcaire est difficilement réalisable, c'est pourquoi celui qui est proposé est hypothétique et n'a pour but que de fixer relativement les unes par rapport aux autres, les zones hautes et les zones plus profondes sans présumer de l'épaisseur d'eau, de la largeur et de l'extension latérale de ces zones (fig. 45) ⁽¹⁾.

A propos de la zone de Vicari, je ne l'ai étudiée que sur une trop faible distance pour présumer de son extension latérale et il ne s'agit peut-être que d'un haut-fond local, amygdalaire. Les travaux de G. Mascle préciseront ce point et permettront de savoir si, vers l'Ouest, la zone de Cammarata se confond dans la zone de Vicari ou si elle correspond à la partie méridionale de la zone de Sclafani ou s'il s'agit au contraire d'une zone de faciès bien individualisée. ⁽²⁾

(1) On remarque, en tenant compte du coefficient de compaction qui intervient dans les formations plastiques, qu'il s'est approximativement déposé la même épaisseur de sédiment dans le sillon probablement peu profond de Sclafani et sur le haut-fond subsident du Panormide. Par contre, le haut-fond non subsident de Vicari se caractérise par une série condensée d'épaisseur réduite.

(2) On consultera à ce propos les travaux récents de G. Mascle (1967) et P. Broquet et G. Mascle (1968).

Je terminerai en rappelant la remarquable phase d'émissions volcaniques basiques localisée au Bajocien (zone à Stephanoceras humphriesianum, voir R. Fabiani 1926b). Ces épanchements basiques apparaissent dans les zones de Cammarata, Vicari, Sclafani. Ils semblent plus développés dans la zone de Vicari ce qui indique peut-être que nous sommes plus près de la zone d'émission, mais jusqu'à présent aucun géologue n'a jamais pu individualiser une seule fissure d'épanchement. Par conséquent, et en l'absence d'arguments décisifs, nous en sommes réduits à faire des hypothèses. Les venues éruptives ont pu se localiser dans la zone de Vicari et de là, couler vers le Nord et vers le Sud, c'est-à-dire de la zone haute de Vicari vers les zones plus profondes de Sclafani et de Cammarata. Elles ont pu également se manifester sur la plateforme externe ou tout au moins en bordure de celle-ci (il s'agit de la zone de Sciacca qui n'est pas étudiée ici).

Avant, pendant et après les émissions volcaniques, on assiste à une sédimentation siliceuse dans les zones de Cammarata et Sclafani, mais à une époque supra-bajocienne se produit une régression dans la zone de Sclafani suivie d'une transgression (marquée par une discordance) du Malm supérieur (Portlandien). Les échos de cette phase sont notables dans les zones de Vicari et de Cammarata. Cette dernière demeure cependant énigmatique car je n'ai noté aucune trace de transgression au Tithonique et même pas une surface durcie entre le Lias moyen et le Kimméridgien et cependant le Lias supérieur, le Dogger et une partie du Malm n'ont pas été individualisés. Là encore nous ne pouvons faire que des hypothèses (voir P. Broquet 1964 c), la plus logique permettant peut-être d'admettre une absence de sédimentation ou une sédimentation condensée due à l'action de violents courants marins. Y a-t-il eu une érosion sous-marine ? ce n'est pas impossible mais rien ne permet de l'affirmer. Jusqu'à présent, dans la zone de Cammarata, comme d'ailleurs dans la zone de Vicari, on n'a jamais trouvé trace d'une transgression portlandienne, ces deux zones n'auraient donc probablement pas été émergées entre le Bajocien et le Portlandien.

CHAPITRE V

LE CRETACE

C H A P I T R E V

LE CRETACE

I) INTRODUCTION ET HISTORIQUE	I30
II) IDENTIFICATION DES ETAGES. SUBDIVISIONS UTILISEES	I31
III) LES PRINCIPAUX TYPES PETROGRAPHIQUES	I32
a) Radiolarites	I32
b) Calcaires	I33
c) Argiles	I34
IV) LE CRETACE INFERIEUR DES MADONIES	I35
A) Le Panormide	I35
a) Coupe de la Rocca di Cefalu	I36
b) Coupe du Cozzo Carcarello	I37
c) Conclusion	I39
B) La zone de Sclafani	I40
a) Coupe de Sclafani	I40
b) Coupe du Vallone Crisanti	I43
c) Coupe de la Montagnola près de Cammarata	I44
d) Autres affleurements	I47
e) Conclusion	I47

V) LE CRETACE INFERIEUR DES SICANI	I47
A) Zone de Cammarata	I48
a) Coupe de la Contrada Gargiuffe	I48
b) Coupe du Cozzo Ledera	I50
c) Autres affleurements importants	I51
d) Conclusion	I51
VI) LE CRETACE SUPERIEUR	I51
A) Zone des "Argille Scagliose"	I52
a) Coupe de la "Torre del Principe"	I52
b) Coupe de la Rocca del Drago	I53
c) Coupe de la Contrada Prestanfuso (A. S. à "faciès africain"	I55
- Description de la coupe	I55
- Historique	I59
d) Principaux affleurements du Cénomaniien à faciès africain	I62
e) Albien (?) - Cénomaniien de la Contrada Sanguisuche	I63
f) Coupes de la région de Cerda	I65
1) 500 m au SSE de Cerda	I65
2) Au km2 de la route de Cerda	I65
3) Coupe de la Contrada Sonatore	I65
4) Coupe de la Contrada Fontana Rossa	I66
5) Affleurements de la Rocca Rossa	I67
6) Coupe du Vallone Tamburello	I67
7) Coupe de la Contrada Catena	I68
8) Conclusion relative à la région de Cerda	I69
g) Série stratigraphique reconstituée des A. S.	I69

B) Le Crétacé supérieur des Madonies	I72
a) Zone du Panormide	I72
I) Coupe de la Contrada Aculeia	I72
2) Autres affleurements importants	I74
3) Conclusions	I75
b) Zone de Sclafani	I75
C) Le Crétacé supérieur des Sicani	I76
a) Zone de Vicari	I76
I) Coupe de Borgo-Regalmici	I76
2) Autres affleurements importants	I77
3) Conclusions	I78
b) Zone de Cammarata	I79
VII) CONCLUSIONS GENERALES ET REMARQUES PALEOGEOGRAPHIQUES	I80

CHAPITRE V

LE CRETACE

I) INTRODUCTION ET HISTORIQUE

Le Crétacé, dans notre région d'étude, affleure sur de très petites surfaces, il n'en est pas moins important pour cette raison car il constitue une période-clé et une étape très intéressante entre le Jurassique dont il garde les caractères paléogéographiques jusqu'au Cénomaniens non compris et l'Eocène dont il préfigure la paléocéanographie dès une époque post-cénomaniens.

C'est dans la seconde moitié du siècle écoulé que les premières études paléontologiques permettent de définir le Crétacé. Entreprises par O. Meneghini (1865), M. Coquand (1866), G. Seguenza (1882), elles traitent du "Cénomaniens à faciès africain" dont nous parlerons ultérieurement.

L. Baldacci (1886) intègre le Crétacé dans son calcaire à faciès urgonien. des monts de Palerme, il s'agit de calcaires dont l'âge est différent suivant les zones.

La stratigraphie du Crétacé a été précisée fort récemment grâce à l'étude des Foraminifères. Les premières précisions sur la zone de Sclafani sont dues à P. Schmidt di Friedberg (1959); P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri et G. Giannini (1960); L. Ogniben (1960). Le Crétacé supérieur du Panormide a été mis en évidence par E. Ceretti (1962) et P. Broquet (1962).

Dans la zone de Cammarata la stratigraphie du Crétacé inférieur a été définie par P. Broquet (1964 c) qui identifie le Berriasien, l'Hauterivien et plus récemment le Barrémien et l'Aptien (Gargasien inférieur - zone à Schackoïnes) (P. Broquet, J. Magné et J. Sigal, 1967). G. Mascle (1967) distingue également dans la région de Palazzo - Adriano le Berriasien, le Valanginien et l'Hauterivien. Le Crétacé supérieur est connu depuis 1956 (G. Castany). Il a ensuite été signalé

par S. Motta (1957). Son caractère transgressif a été évoqué par G. Castany et la stratigraphie de détail a été précisée depuis quelques années par P. Broquet (1964 c) et surtout G. Mascle (1965b) puis A. Daïna (1965), P. Broquet, J. Magné et J. Sigal (1967).

Dans la zone de Vicari, la transgression du Crétacé supérieur est connue depuis 1966 (P. Broquet, A. Caire et G. Mascle). Cette transgression semble débiter au Cénomanién dans notre région d'étude mais pourrait se développer à partir de l'Albien plus vers l'Ouest.

Enfin, dans la série de la Montagnola (P. Broquet 1964 b - c), la découverte de Foraminifères remaniés du Crétacé supérieur (Sénomien supérieur) permet de penser que cet étage a dû exister quoiqu'il n'ait pas encore été caractérisé sur le terrain.

Pour clore cet historique, nous citerons quelques travaux sans rapport avec la région étudiée, mais dont l'intérêt est grand pour la connaissance des A. S. Elles ont été décrites dans le domaine d'Emilie et de Toscane par G. Merla (1951); P. Elter (1962); P. Elter, E. Giannini, M. Tongiorgi et L. Trevisan (1960). En Calabre et en Sicile par L. Ogniben (1953-1960).

II) IDENTIFICATION DES ETAGES. SUBDIVISIONS UTILISEES

Les Rudistes sont les seuls macrofossiles qu'il m'ait été donné de rencontrer. Difficilement dégageables, ils ne m'ont pas été d'un grand secours. Par contre, la microfaune permet de préciser certains étages tant dans le Crétacé inférieur que supérieur et les déterminations citées dans cet article seront essentiellement dues à J. Sigal auquel il faut associer J. Magné et P. Andreieff, pour les résultats qu'ils m'ont si aimablement communiqués.

Je diviserai le Crétacé en deux parties :

- un Crétacé inférieur (Valanginien à Albien)
- un Crétacé supérieur (Cénomanién à Maestrichtien)

Au Crétacé inférieur je décrirai les faciès connus dans les zones définies au Jurassique et démontrerai grâce à la découverte de la "série de la Montagnola" (voir P. Broquet 1964 b) la liaison paléogéographique qui a existé entre le domaine des Madonies et celui des Sicani, c'est-à-dire entre les zones de Sclafani et de Vicari.

Au Crétacé supérieur, je montrerai les modifications qui interviennent dans la paléogéographie et esquisserai les traits des zones qui se définiront à l'Eocène. Une nouvelle série interviendra au Crétacé supérieur, qu'il nous faut présenter dès maintenant, il s'agit de la série des "Argille Scagliose" bien connue en Italie où on la qualifie généralement d'A. S., de flysch ou formation chaotique, voir de terrains chaotiques hétérogènes. Ce caractère hétérogène est dû au long transport subi par la nappe des "Argille Scagliose". Cette formation extravasée s'est largement répandue sur la Sicile centro-septentrionale et notamment dans la partie occidentale et sur la bordure méridionale des Madonies avant de s'engloutir dans l'avant-fosse qui se développait au S des Madonies, au Miocène supérieur. Nous essayerons de reconstituer la stratigraphie de cette unité si particulière que nous avons nommé "flysch interne" (P. Broquet, A. Caire, G. Duée, R. Truillet, 1963 a et b) dans notre reconstitution paléogéographique du Nord-Est sicilien.

III) LES PRINCIPAUX TYPES PETROGRAPHIQUES

a) Radiolarites

Elles sont connues au Crétacé inférieur dans la zone de Sclafani et sont d'un faciès proche de celui que nous avons décrit au Jurassique. Cependant leur couleur, essentiellement brune ou foncée au Jurassique, est plus claire au Crétacé; un niveau de couleur rouge-brique est très remarquable et constitue un excellent repère dans une série essentiellement versicolore. Il faut remarquer que de nombreux bancs de calcaires microbréchiques, parfois granoclassés, et quelques passées microconglomératiques, s'interstratifient dans cette série.

Des radiolarites cénomaniennes, d'une teinte blanchâtre, apparaissent dans le flysch interne, accompagnant en certains points des schistes bitumineux et des niveaux calcaro-argileux riches en Mollusques analogues à ceux que l'on connaît en Afrique du Nord dans les zones externes. Cette analogie explique l'origine de l'appellation "Cénomarien à faciès africain" qui veut dire "Cénomarien contenant des faunes à faciès africain".

b) Calcaires

Surtout connus dans le Panormide ces calcaires sont oolithiques, graveleux; bréchiques ou parfois à pâte fine.

Au Crétacé supérieur apparaît un faciès couramment désigné en Italie par le terme "Scaglia". Il s'agit d'un calcaire très fin plus ou moins marneux généralement rouge ou rosé, parfois blanc, rarement cendré. Toujours bien stratifiée, la roche peut être plus ou moins dure et se débiter, si elle est tendre, en petites écailles; si elle est dure en morceaux à cassure très franche, parfois écailleuse. L'aptitude de cette roche, quand elle est tendre, à se débiter en petites écailles est à l'origine du terme "Scaglia" employé dans le langage courant, en particulier dans le Veneto, puis utilisé ensuite dans la langue scientifique. Ce terme qui désigne un faciès, avait à l'origine une signification précise, il est maintenant employé dans un sens très large et qualifie toutes les roches calcaires à pâte très fine, bien litées, légèrement colorées mais dont le débit n'est généralement pas écailleux. Aussi éviterons-nous autant que possible de l'employer.

Afin de connaître l'extension de ce faciès, il est intéressant de consulter le travail de L. Trevisan (1939), sur le faciès de la "Scaglia Rossa" en Italie. L'horizon où il est le plus fréquent est le Crétacé supérieur, mais en Sicile, il est surtout connu entre le Crétacé supérieur et l'Oligocène, quoiqu'il puisse apparaître au Lias.

D'après L. Trevisan (1939) cette roche "indique un rapide abaissement du fond marin". Il nous semble bien difficile de donner une signification

bathymétrique précise à ces sédiments dépourvus d'éléments grossiers et détritiques qui suggèrent des dépôts de mer calme, quoique la microfaune y soit souvent remaniée (G. Mascle, 1964_a)(P. Broquet 1964 c) ce qui pourrait être lié à une agitation due à l'action des courants marins ou à une instabilité du fond marin.

c) Argiles

Les argiles sont fréquentes au Crétacé, en particulier dans l'unité qualifiée de série des "Argille Scagliose", ou A. S., ou flysch interne (P. Broquet, A. Caire, G. Duée, R. Truillet 1963 a et b), ou "Olistostrome Lavanche" (P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri, G. Giannini (1960) etc...

P. Bianconi (1840) est le créateur du terme "Argille Scagliose". Dans une publication intitulée "histoire naturelle des terrains ardents, des volcans de boue des sources inflammables ..." il écrit, à propos des argiles, p. 74-75 : "qu'elles présentent une surface lisse, douce, onctueuse au toucher, brillante, cireuse et non métallique, qu'elles sont constamment composées d'écailles. Et ce caractère est tellement particulier à ces argiles que nous croyons devoir les appeler provisoirement "argille scagliose". Elles apparaissent comme un agrégat de tellement d'écailles ou de lentilles de diverses dimensions, qu'elles se lient et se greffent réciproquement, tantôt planes et les unes sur les autres, tantôt enlacées, courbes et enroulées. Elles se désagrègent facilement... Leur fracture, cependant, est terreuse. L'union des petites écailles produit des écailles de plus grande dimension...". Cette appellation ne s'est pas avérée provisoire et on peut affirmer qu'elle a eu un succès que n'escomptait certainement pas son auteur. On accorde au terme "Argille Scagliose" le sens d'une formation, c'est très certainement impropre et c'est peut-être une erreur, mais cette erreur est consacrée par l'usage qu'en font les géologues italiens et cette expression a maintenant acquis une telle notoriété dans la littérature géologique italienne qu'il est difficile de l'abandonner. D'ailleurs, cette discussion peut également s'appliquer au terme "scaglia", mais aussi au vocable "radiolarites" qui désigne généralement une formation complexe et non une roche.

Les "Argille Scagliose" crétacées sont essentiellement constituées d'une alternance d'argiles varicolores à dominante verte et de strates de calcaires fins, gris ou verdâtres, présentant parfois des figures de courant ou des figures de charge. S'agit-il d'un flysch calcaire ? Oui si l'on considère la succession binaire qui vient d'être énoncée; mais cette succession n'est pas constante sur l'ensemble de la formation. Au Cénomaniien apparaissent les schistes bitumineux et les radiolarites précédemment mentionnés ainsi que la macrofaune de Mollusques difficilement compatible avec une formation flyscholide.

IV) LE CRÉTACE INFÉRIEUR DES MADONIES

A) le Panormide

Plusieurs lambeaux de Crétacé inférieur apparaissent dans la partie la plus septentrionale de notre secteur d'étude, notamment à Cefalù et au Cozzo Carcarello près de Gibilmanna. Si la "roche de Cefalù" a fait l'objet d'études stratigraphiques (P. Schmidt di Friedberg, 1959) (P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri, G. Giannini, 1960) et a été attribuée par ces auteurs au Crétacé inférieur et moyen, le Cozzo Carcarello assimilé aux mêmes étages ne semble pas avoir attiré les géologues.

L'équivalent des séries de Cefalù-Cozzo Carcarello existe dans les monts de Palerme où il a été qualifié d'Urgonien (zone à Terebratula Janitor) par Baldacci (1886). Dans cette région les limites entre le Jurassique, le Crétacé et l'Eocène ne sont pas toujours évidentes ce qui explique que ces divers étages aient été généralement groupés.

Dans les monts de Palerme, les plus récents travaux stratigraphiques sont dus à L. Montanari (1965) et L. Caflisch (1966).

a) Coupe de la "Rocca di Cefalù"

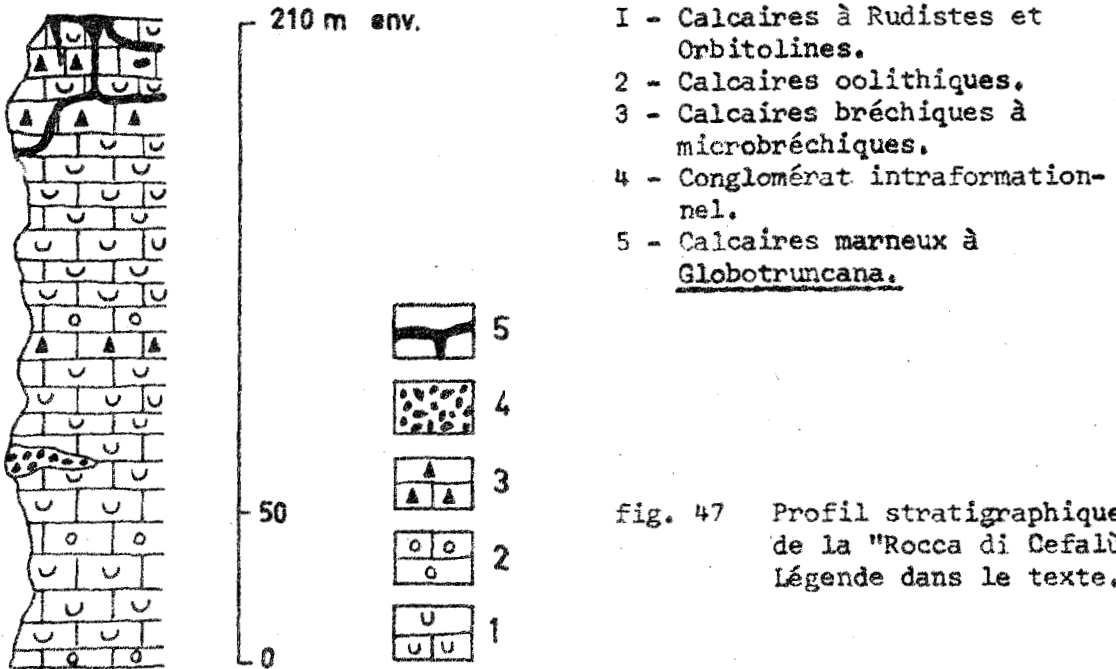


fig. 47 Profil stratigraphique de la "Rocca di Cefalù" Légende dans le texte.

On note essentiellement des calcaires récifaux, détritiques gris bleuté, à Rudistes, dans lesquels s'intercalent, vers la cote 80, un niveau micro-conglomératique puis conglomératique remaniant des éléments de faciès identique aux terrains encaissants. Il s'agit donc d'un conglomérat intraformationnel. Par endroit, les calcaires sont graveleux à microbréchiques, à ciment microgranulaire. Nous y avons noté : des *Miliodes*, des Algues (*Dasycladacées*), des fragments de tests de Brachiopodes, des Hexacoralliaires, des Bryozoaires, des Spongiaires ainsi que :

- Dictyoconus sp.
- Nautiloculina sp.
- Orbitolina sp.
- Orbitolina aff. discoidea GRAS
- Bacinella irregularis RADOICIC
- Cuneolina sp.
- Globigerina aff. washitensis

Les Orbitolines que nous avons rencontrées seraient anté-cénomaniennes. Il semble donc que la série soit limitée au Crétacé inférieur.

Vers le sommet de la série nous avons remarqué des filons de calcaires fins, gris clair, à Globotruncana parmi lesquelles P. Andreieff a reconnu :

- Globotruncana lapparenti BROTZEN
- " tricarinata QUEREAU

Ces Globotruncana caractériseraient le Campanien-Maestrichtien

b) Coupe du Cozzo Carcarello

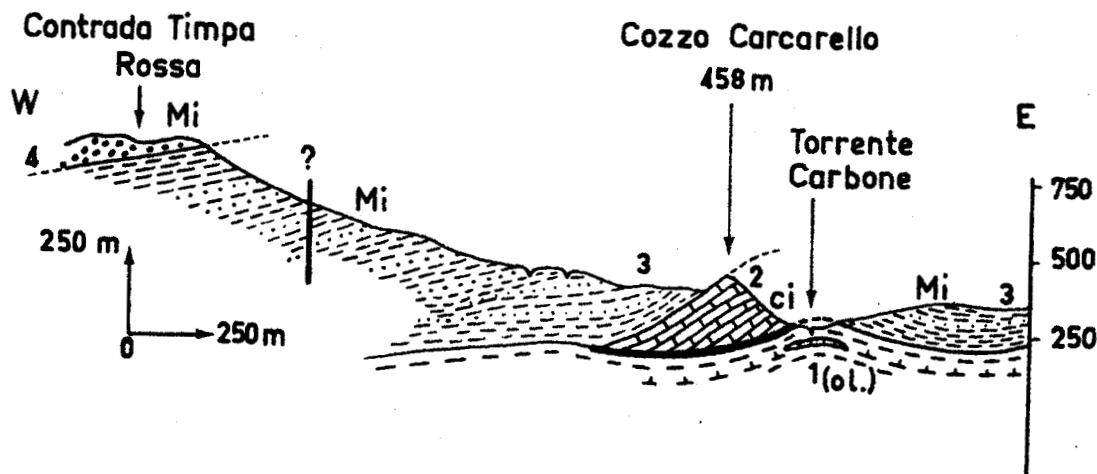


fig. 48 Coupe W-E passant par le Cozzo Carcarello

- 1 - Argilites contenant des Algues et des microbrèches à Lépidocyclines oligocènes (flysch numidien externe argilo-gréseux).
- 2 - calcaires du Crétacé inférieur (Panormide).
- 3 - argilites et grès quartzites fins en petits bancs. Rares Globigérines. Age probable : Miocène inférieur basal.
- 4 - grès à dragées en gros bancs. Miocène inférieur. Les dragées sont très abondantes dans les premiers bancs et la roche peut localement prendre l'aspect d'un microconglomérat.

Entre la Rocca San Nicola (665 m) et le Cozzo Carcarello (458 m) se développe, sur une longueur d'environ 2 km et une largeur variant entre 200 et 350 m, une bande de calcaires du Crétacé inférieur. Ces calcaires sont entourés et recouverts par le flysch numidien externe représenté par des argiles tabac du Miocène inférieur passant vers le haut à la première barre de grès à dragées. Le Vallone Cannelli puis le Torrente Carbone qui court le long de la roche calcaire et à l'E de celle-ci permet d'observer sous le Crétacé inférieur de la Rocca San Nicola (pendage 30° W) des argiles tabac avec microbèches à Lépidocyclines de l'Oligocène (pendage apparent 30° ESE). Nous avons choisi de faire la coupe au Cozzo Carcarello où l'on rencontre des calcaires compacts gris bleuté à noir, à pâte fine, à pâtime gris clair, en bancs de 1 à plusieurs mètres. Les bancs plus minces sont rares. On remarque quelques niveaux de calcaires graveleux et bréchiques à microbréchiques, de même teinte. Par place, on note des veinules de calcite dans les calcaires. Nous y avons remarqué :

- Orbitolina sp.
- " gr. lenticularis (BLUMENBACH)
- Dicyclina sp.
- Cuneolina sp., ainsi que des débris de Lamellibranches, de rares Rudistes

des Miliolites etc... Si les faciès diffèrent sensiblement de ceux de la "Rocca di Cefalù", les microfaunes sont assez semblables et permettent d'avancer un âge crétacé inférieur. Il se pourrait que dans la partie supérieure on atteigne des niveaux plus récents (Cénomaniens ?).

Les deux coupes que nous avons décrites constituent les deux principaux affleurements de Crétacé inférieur que nous connaissons. Il se pourrait que la Rocca Lupa qui apparaît en bordure de la route qui va de la mer vers Castelbuono, au km 6, soit d'âge Crétacé inférieur, mais nous n'y avons pas trouvé de microfaunes qui permettent d'avancer un âge certain. Il s'agit de calcaires gris bleuté. C'est un faciès péri-récifal, comparable à celui de Cefalù. On y trouve des Algues, des débris de Lamellibranches, des Echinodermes et quelques rares Rudistes. G.G. Gemmellaro (1860-1876) y aurait trouvé : Perisphinctes bocconii GEM. On y remarque quelques filonnets de calcaires gris bleuté ou blanchâtres, à pâte fine.

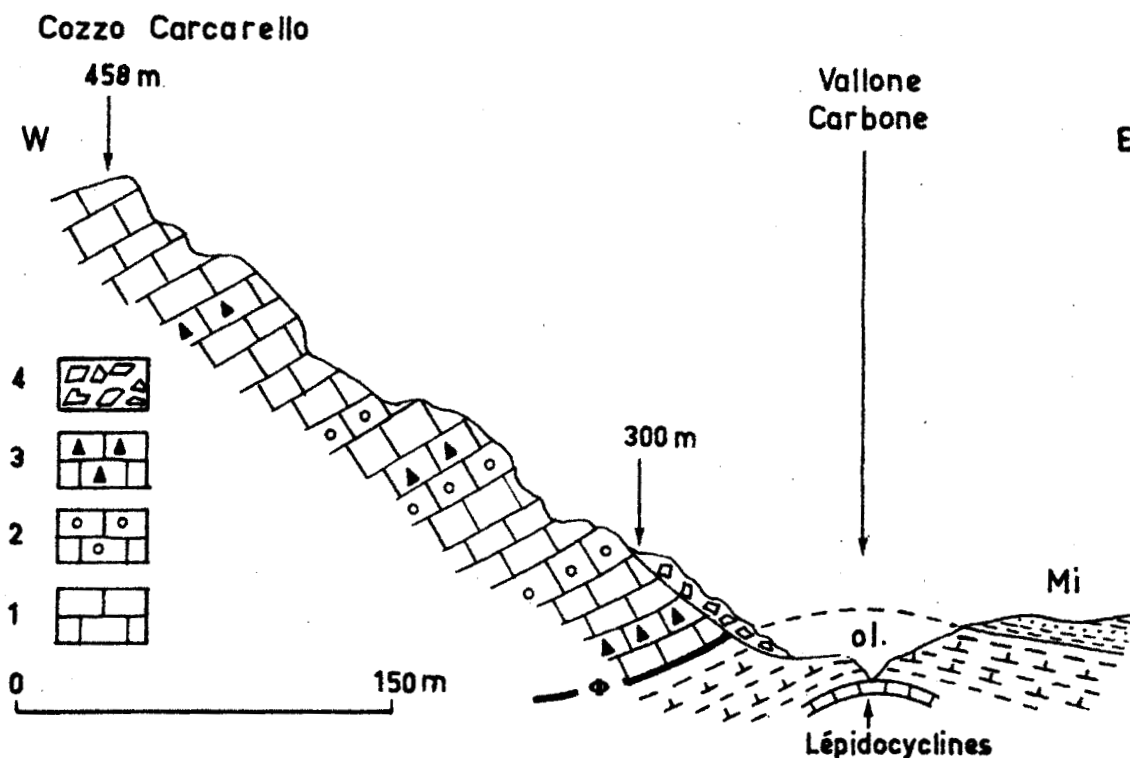


fig. 49 Coupe du Cozzo Carcarello.

- I - Calcaires compacts.
- 2 - Calcaires graveleux.
- 3 - Calcaires bréchiques.
- 4 - Brèche de pente.

c) Conclusion

Au Crétacé inférieur, le haut-fond subsident du Panormide continue de jouer son rôle. Dans cette zone, se déposent environ 200 m de calcaires péri-récifaux à Rudiste et Orbitolines. La fréquence des Algues indique un milieu de sédimentation peu profond, bien aéré etc... Comme nous le verrons ensuite, vers le Cénomanién, cette subsidence va cesser et aura pour conséquence une émergence du domaine panormide.

B) La zone de Sclafani

Le Crétacé inférieur a un faciès siliceux comparable à celui du Jurassique inférieur et moyen; il succède à l'épisode calcaire du Tithonique. Après la régression amorcée au Bajocien - Bathonien (?), succède la transgression tithonique qui est caractérisée par des dépôts calcaires. Ensuite, on peut penser qu'un abaissement progressif du fond marin permet de retrouver des conditions de milieu assez semblables à celles du Jurassique inférieur et moyen.

a) Coupe de Sclafani

Pour replacer la série du Crétacé inférieur dans la coupe de Sclafani, il faut se reporter à la figure 30.

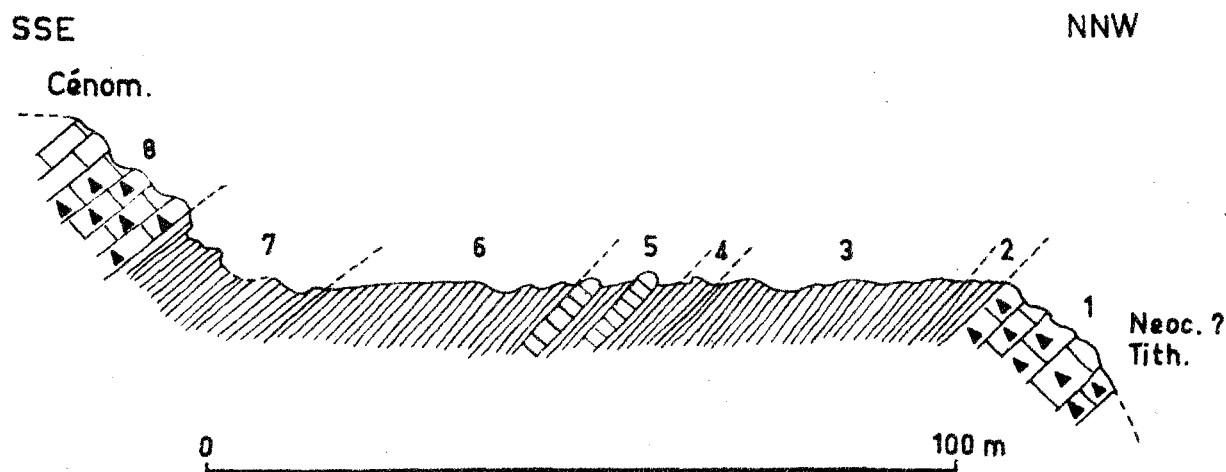


fig. 50 Le Crétacé inférieur de Sclafani
Légende dans le texte.

La coupe du Crétacé inférieur peut être faite en partie, sur la route en lacets qui va du village de Sclafani Bagni au cimetière. On rencontre de bas en haut :

- 1 - Calcaires à Ellipsactinia du Tithonique-Néocomien (?).
- 2 - Argilites et radiolarites rouge brique. 2 m.
- 3 - Argilites gris clair alternant avec des radiolarites de même teinte en bancs de 2 à 15 cm (l'épaisseur des radiolarites est inférieure à celle des argiles). 23 m.
- 4 - Argilites rouges lie de vin. 2 à 2,50 m.
- 5 - Argilites rouges lie de vin et vertes avec niveaux radiolaritiques de même teinte vers le haut. Intercalés dans des argilites rouges, on trouve deux bancs calcaires (a et b) dont le premier (épaisseur 1,20 m) est graveleux gris clair et le second (b - épaisseur 0,80 m) est bréchique à microbréchique, gris, silicifié et contient des silex en rognons gris clair. L'épaisseur de ces deux niveaux calcaires peut varier latéralement.
- 6 - Argilites vertes et radiolarites rouges et vertes (la couleur est plus claire que celle des radiolarites du Lias).
- 7 - Argilites rouges et radiolarites vertes passant brusquement à des calcaires bréchiques (8). L'épaisseur globale des niveaux 5, 6, 7 est de 30 m. L'épaisseur totale du Crétacé inférieur est d'environ 57 m.
- 8 - Calcaires bréchiques à microbréchiques. Cénomaniens.

Cette série est très riche en Radiolaires mais malheureusement pauvre en autres formes. Seuls les niveaux calcaires nous ont fourni quelques Orbitolina sp. en mauvais état. Les niveaux de base sont concordants sur le Tithonique et il en est de même des niveaux supérieurs sous le Cénomaniens. C'est pourquoi nous admettons que la série du Crétacé inférieur est complète entre le Tithonique et le Cénomaniens; mais il est possible que des lacunes existent sans que nous puissions les déceler.

Dans les monts de Trabia, où la série semble légèrement différente, L. Montanari (1966) situe une lacune entre les calcaires du Tithonique-Néocomien et les premiers niveaux à radiolarites du Crétacé inférieur, il indique d'ailleurs une transgression de l'Albien moyen daté par :

Tricinella primula LUTERBACHER

Gyroïdinoïdes cf. multisepta (BROTZEN)

Thuramminia cf. porosa (EGGER)

Cet Albien moyen est suivi par des calcaires (21 à 33 m) à : Orbitolina paronai (PREVER); ces calcaires passent vers le haut à une série calcaro-marno siliceuse plus riche en microfaunes qui indiquent l'Albien supérieur. Il y rencontre :

Dorothia gradata (BERTHELIN)
Dorothia filiformis (REUSS)
Dorothia oxycona (REUSS)
Lenticulina (Lenticulina) subalata (REUSS)
Lenticulina (Lenticulina) gaultina (BERTHELIN)
Lenticulina (Marginulina) planiuscula (REUSS)
Lenticulina (Marginulina) complanata (REUSS)
Lenticulina (Marginulina) Cephalotes (REUSS)
Lenticulina (Marginulina) lenticulinoidea TAPPAN
Lenticulina (Marginulina) austiniana (CUSHMAN)
Lenticulina (Saracenaria) vestita (BERTHELIN)
Lenticulina (Saracenaria) dutroi (TAPPAN)
Lenticulina (Saracenaria) aff. forticosta BARDENSTEIN
Dentalina cylindroides REUSS
Epistomia sp. ex. gr. E. spinulifera (REUSS)

Ensuite, L. Montanari admet que le Cénomaniens inférieur calcaire, bien daté, est transgressif sur l'Albien supérieur. Dans les Madonies, la limite entre le Cénomaniens et l'Albien (fig. 50, niveaux 8 et 7) est bien visible et nous n'avons pas relevé de traces évidentes de transgression. Par contre la concordance des séries nous porte à penser que la sédimentation est continue du Tithonique au Cénomaniens.

On peut expliquer au Crétacé basal, le passage du faciès calcaire au faciès radiolaritique par une variation du milieu de sédimentation due à une reprise de la subsidence.

b) Coupe du Vallone Crisanti

Pour replacer le Crétacé inférieur dans la coupe du Vallone Crisanti il est nécessaire de se reporter à la figure 32.

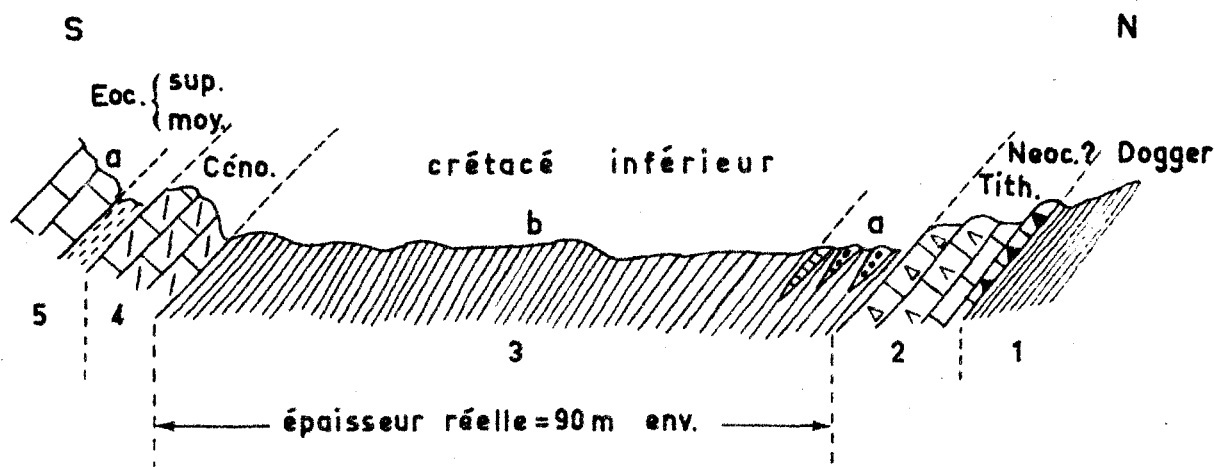


fig. 51 Le Crétacé inférieur du Vallone Crisanti.
Légende détaillée dans le texte.

De bas en haut en rencontre :

- I - la partie supérieure de la série radiolaritique du Dogger, composée de radiolarites brunes et vert foncé à pâtes violacées, alternant avec des argilites violacées;
- 2 - des calcaires à *Ellipsactinia* du Tithonique-Néocomien (?); épaisseur 20 m;
- 3 - des radiolarites ou calcaires silicifiés rouge brique (3a) avec intercalations de calcaires microbréchiques, parfois silicifiés, peu épais, généralement lenticulaires. L'épaisseur totale du niveau (3a) est de 8 m. Il s'agit d'un excellent repère cartographique car la couleur est très caractéristique et bien différente de celle du Jurassique. A 5 m de la base on note un microconglomérat lenticulaire à éléments calcaires, localement en très légère discordance sur les niveaux sous-jacents, d'une épaisseur maximum d'1 mètre environ. Nous l'interprétons comme un conglomérat intraformationnel, étranger à la sédimentation siliceuse et probablement dû à l'action des courants marins. Il s'agit d'un élément que l'on qualifierait de wildflysch si, naturellement, il était inclus dans un flysch. Ensuite, on rencontre des radiolarites en petits bancs (3b) épais de quelques centimètres à 1 dm; ces radiolarites sont versicolores, (rouges, vertes, brunes, marrons), mais plus claires qu'au Jurassique. Elles alternent avec des argiles siliceuses indurées, vertes et rouge lie de vin. Epaisseur totale (3a + 3b) : 80 à 90 m;

- 4 - des calcaires plus ou moins dolomitiques gris clair en bancs de quelques décimètres à plusieurs mètres. Il s'agit probablement du Cénomaniens mais nous n'y avons pas découvert de faune. Epaisseur : 8 m;
- 5 - des marnes rouge lie de vin et vertes (2,50 m) passant à des calcaires (5a) gris, détritiques à Nummulites - Eocène moyen-supérieur.

Remarque : Il faut noter dans le Crétacé inférieur radiolaritique des figures de "slumping" caractérisées par un glissement, voir un broyage de la formation dont les bancs radiolaritiques sont localement cassés, bréchifiés, mais toujours inclus dans la série radiolaritique bien stratifiée au-dessus et au-dessous de la zone glissée. Ceci peut se voir par exemple à l'E de Collesano près du Vallone delle Mora.

c) Coupe de la Montagnola près de Cammarata

Cette coupe que j'ai signalée en 1964 (P. Broquet, 1964 b) présente des affinités avec la série de Sclafani dont elle représenterait le terme le plus méridional. Elle se situerait à la limite des zones de Vicari et Sclafani mais au Crétacé ferait partie de la zone de Sclafani, alors qu'à l'Eocène, elle s'apparente à la série de Vicari.

La série mésozoïque et tertiaire de la Montagnola est composée de bas en haut par (fig. 52) :

- 1 - des argilites brunes alternant avec des niveaux très riches en Radiolaires (I62 A à M) - Age jurassique (?) ou crétacé inférieur (?). Epaisseur supérieure à 50 m;
- 2 - des calcaires détritiques, microbréchiques, de teinte claire, en dalles, à Orbitolines du Crétacé inférieur - Cénomaniens (?).

Les niveaux de base de cette série (fig. 52-2) sont constitués de calcaires clairs microbréchiques à bréchiques dans lesquels s'intercalent quelques niveaux de marnes gris-bleuté dont certains se dichotomisent (I58 A-B). Dans ces marnes, nous avons rencontré :

Glomospira charoïdes (JONES ET PARKER)

Gaudryina sp.

Gaudryinella cf. mendrisiensis GANDOLFI

Marginulina sp.

Lingulina sp.

Pleurostomella gr. obtusa BERTHELIN

Ticinella sp.

Cette association suggère selon J. Sigal, un âge aptien supérieur-albien.

Au-dessus de ces niveaux on trouve 58 m de calcaires microbréchiques en gros bancs avec niveaux de brèches intraformationnelles. Dans les calcaires microbréchiques, on remarque des strates de couleur noire, d'épaisseur variant entre quelques centimètres et 1 à 2 m. A la carrière de coordonnées UB 824656, nous en avons noté une dizaine de niveaux dont certains sont lenticulaires. Les échantillons (I48 E à I59 D; fig. 52 - 2) que nous avons étudiés, correspondent à des microbrèches dont les éléments sont essentiellement calcaires, plus ou moins roulés; le ciment est constitué par de la silice secondaire; la teinte brune de la roche est due à des oxydes de fer. On y rencontre également des débris de Lamellibranches et des Orbitolines peut-être remaniées. Dans cette série, nous n'avons pas retrouvé les basaltes interstratifiés signalés par S. Motta (1957) qui parle "d'un matériel sombre, dur ... à première vue assimilable aux habituels basaltes de cette partie de la Sicile centrale. Ce matériel se présente comme un filon-couche ... et, après un examen sommaire, on a la certitude de reconnaître dans ce matériel des manifestations de caractère extrusif".

Sur les calcaires à Orbitolines, on trouve des marnes gris clair alternant avec des calcaires clairs, durs, à cassure esquilleuse (fig. 52 - 3). Les niveaux de base ont fourni une faune "danienne" (I60 B-D-F) (voir p. 146)

Pseudoclavulina globilifera TEN DAM et SIGAL

Dorothia gr. ovata BANNER

Heterostomella gigantea SUBBOTINA

Anomalinoïdes vanbelleni TEN DAM et SIGAL

Coleites danica BROTZEN etc... (voir pages

Il faut signaler des microfaunes remaniées du Maestrichtien, citons notamment :

Globotruncana contusa CUSHMAN

" stuartiformis DALBIEZ

" arca (CUSHMANN)

" caliciformis (J. DE LAPPARENT)

Gümbelina deformis KIKOINE

Pseudotextularia varians RZEHAN

ainsi que des Orbitoïdes, Siderolites etc...

Les étages suivants ont ensuite été caractérisés (voir pages 229 à 232).

Dans la partie supérieure de la série, on rencontre des calcaires détritiques microbréchiques, graveleux à Chapmanina sp., Fabiania sp., Orthophragmina sp. de l'Eocène moyen-supérieur (fig. 52 - 3, échantillons 206 - G - H). Puis des calcaires détritiques et marnes en alternance à Eulepidina sp., Nephrolepidina sp. (fig. 52 - 4). Il s'agit d'Oligocène (Stampien), dans lequel on remarque des faunes remaniées de l'Eocène (Nummulites, Orthophragmines, etc...).

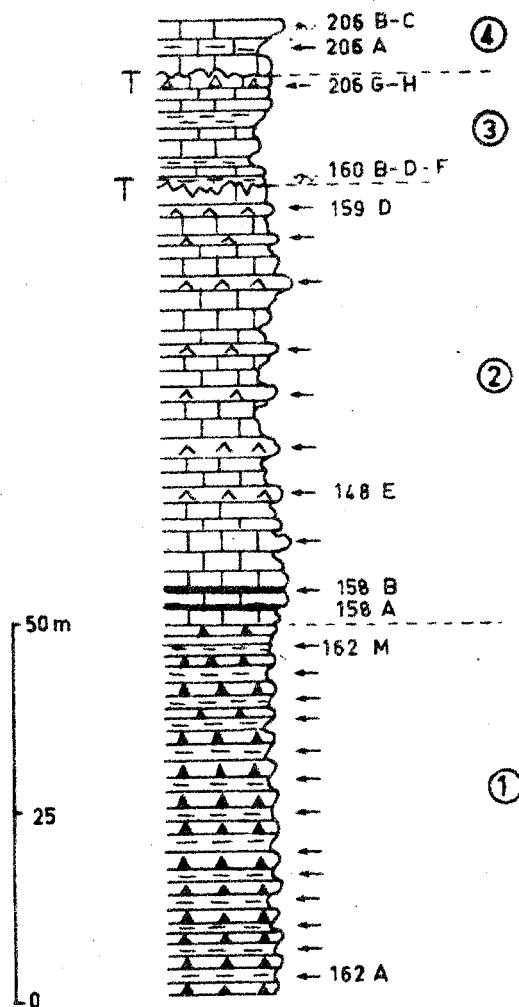


fig. 52 Coupe stratigraphique de la série de la Montagnola. T = Transgression probable.
Légende dans le texte.

d) Autres affleurements

Afin de ne pas répéter ce que nous avons écrit pour la répartition du Jurassique, nous demandons au lecteur de se reporter p. 93 car la répartition des affleurements du Crétacé inférieur correspond dans les Madonies à celle du Jurassique.

Nous avons trouvé plusieurs klippes sédimentaires du type de celle de la Montagnola. Elles se trouvent sur la feuille au I/25 000 de Cammarata :

- 1 - juste au N de la Montagnola dans la Contrada Santa Crispina;
- 2 - au S de la Montagnola dans la Contrada Cultrera cote 490; dans la Contrada Don Matteo cote 405; près du Vallone Gassena cote 467; à la Rocca del Vruaro cote 458 (voir Pl.9-bas);
- 3 - près d'Agrigento, les blocs de Ioppolo-Raffadali pourraient appartenir à la série de la Montagnola.

e) Conclusion

Au Crétacé inférieur, la zone de Sclafani se présente comme un domaine instable où l'on passe d'un faciès calcaire au Tithonique-Néocomien (?) à un faciès siliceux, radiolaritique, de sillon, au Crétacé inférieur pour revenir, au Cénomaniens, à une sédimentation calcaire. La zone de Sclafani définie au Lias moyen subit ses premières vicissitudes au Crétacé inférieur, époque pendant laquelle elle retrouve les caractères acquis au Lias mais avec une tendance au soulèvement qui s'amorce au Cénomaniens et annonce une modification paléogéographique que nous mettrons en évidence à l'Eocène.

V) LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR DES SICANI

Notre étude se limitera à la zone de Cammarata car dans la zone de Vicari on ne connaît pas de Crétacé inférieur du moins, dans notre secteur d'étude. Nous admettrons qu'il existe une lacune, mais il ne faut pas oublier que le Crétacé supérieur est transgressif et qu'en conséquence il a pu éroder

et faire disparaître le Crétacé inférieur. Mais nous sommes là dans le domaine de l'hypothèse et la seule certitude que nous avons à l'heure actuelle et à laquelle nous devons faire appel est l'absence, sur le terrain, de Crétacé inférieur, dans la zone de Vicari.

A) Zone de Cammarata

Nous avons pu constater que, dans cette zone, le Crétacé inférieur est en apparente continuité sur le Tithonique. Ce Crétacé inférieur était très mal connu et nous en avons établi la stratigraphie entre 1964 et 1967 (P. Broquet 1964 c - P. Broquet, A. Caire, G. Mascle 1966 - P. Broquet, J. Magné et J. Sigal 1967, G. Mascle, 1965a).

a) Coupe de la Contrada Gargiuffe

Le Tithonique passe en continuité à des calcaires silicifiés blancs à Radiolaires et Aptychus du Néocomien, surmontés de marnes dont la teinte dominante est verte. Ces faciès apparaissent sur le flanc oriental du Monte Cammarata mais la meilleure coupe que nous ayons rencontrée se situe à l'E du Pizzo delle Rondine (F. San Stefano Quisquina), dans la Contrada Gargiuffe où nous avons noté les faciès suivants :

- calcaires silicifiés blanchâtres à silex en rognons, passant à des marnes vertes à passées rougeâtres, alternant avec des calcaires blancs. La série a environ 20 m d'épaisseur. Calcaires et marnes contiennent des Aptychus indiquant d'après M. Durand Delga, un âge berriasien pour les niveaux de base où l'on rencontre l'association suivante :

Lamellaptychus beyrichi (OPP.)

Lamellaptychus gr. beyrichi (OPP.)

Punctaptychus punctatus (VOLTZ)

Punctaptychus sp.

Lamellaptychus cf. aplanatus (GILL.)

Lamellaptychus mortilleti (PICT. et LOR.), var. longa TRAUTH.

Lamellaptychus cf. submortilleti var. retroflea longa TRAUTH.

Les marnes vertes à passées rougeâtres des niveaux moyens ont fourni une association caractérisant l'Hauterivien supérieur; il s'agit de :

Lamellaptychus angulocostatus (PETERS)

Lamellaptychus gr. angulocostatus (PETERS)

Lamellaptychus angulocostatus (PETERS) var. atlantica radiata

TRAUTH

La microfaune est assez pauvre; les niveaux moyens et supérieurs ont fourni :

Glomospira gordialis (JONES et PARKER)

Guttulina sp.

Astacolus sp.

Lenticulina sp.

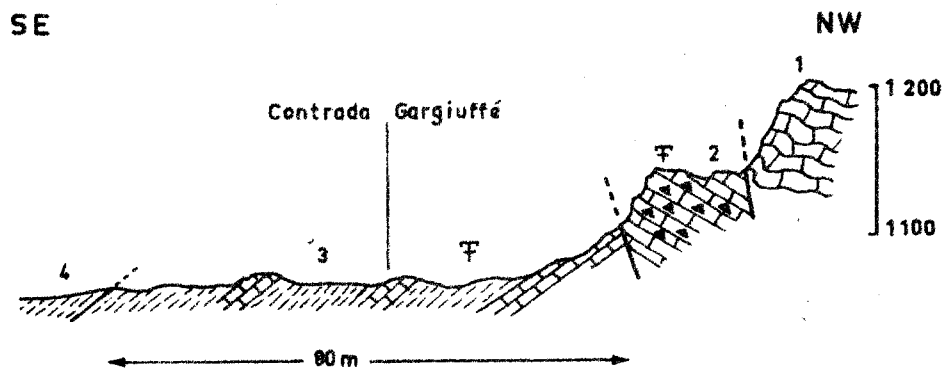


fig. 53 Coupe de La Contrada Gargiuffe.

- I - Calcaires du Norien.
- 2 - Calcaires silicifiés à Aptychus du Tithonique.
- 3 - Calcaires silicifiés et marnes vertes du Néocomien.
- 4 - Marnes rouges du Paléocène.

b) Coupe du Cozzo Ledera

Sur le flanc oriental du mont Cammarata, au Cozzo Ledera, nous avons levé une coupe (fig. 39 d-e) qui s'est avérée plus riche en microfaune, nous y avons rencontré (déterminations de J. Sigal) :

Spirillina cf. Neocomiana MOULLADE
Marssonella hauteriviana MOULLADE
Lenticulina ouachensis var. wisselmanni BETTENST.
Lenticulina sherlocki ZASPEYELOVA
Astalocus cf. incurvatus REUSS
Marginulina cf. linearis REUSS
Dentalina cf. linearis ROEMER
Dentalina distincta REUSS
Gavelinella cf. sigmoicosta (TEN DAM)

Ces Foraminifères indiquent l'Hauterivien-Barrémien inférieur. La série atteint l'Aptien, un échantillon nous ayant fourni une association caractéristique du Gargasien inférieur (zone à Schackoïnes) (fig. 39 - d)

Marssonella ouchensis SIGAL
Lenticulina vonderschmitti GAND.
Astacolus cf. incurvatus REUSS.
Astacolus grata REUSS.
Marginulina cf. tripleura REUSS.
Nodosaria cf. ithystoecha LOEBL. et TAPP.
Lingulina (cf. "Frondicularia") longi BERTH.
Neobulimina aff. varsoviensis BIEL. et POZAR.
Bolivina textularioides REUSS.
Schackoïna pustulans BOLLI
Schackoïna reicheli BOLLI
nombreuses Globigérines du Gargasien.

Nous avons rencontré le Néocomien en de nombreux points dans la zone orientale des Sicani; nous indiquerons ici l'affleurement qui se situe sur la feuille au I/25 000 de Filaga, au Pozzo del Corvo, où le Néocomien a plus de 30 m

d'épaisseur et se compose d'une alternance de marnes vertes et calcaires durs, blancs, parfois légèrement verdâtres, à silex marrons ou gris, en rognons et en lits. Les trois niveaux marneux sont plus développés que les niveaux calcaires qui ont 5 à 8 m d'épaisseur.

c) Autres affleurements importants

Le Crétacé inférieur affleure sur des surfaces très restreintes mais se rencontre sur l'ensemble de la région que nous avons étudiée aux endroits où nous avons signalé la présence du Tithonique. Les meilleures coupes ont été décrites précédemment, toutefois une excellente série existe au N du Pizzo CATERA (feuille de San Stefano Quisquina), 600 m à l'E de la Contrada Camputo ainsi que sur la feuille de Cammarata, au Pianoli Belvedere, dans le vallon qui coule vers la Contrada San Lorenzo. Signalons enfin une série très réduite près du sanctuaire Piedigrotta, (feuille de Lercara Friddi au I/25 000, région de Castronuovo di Sicilia) sous le conglomérat de transgression du Paléocène.

d) Conclusion

Dans la zone de Cammarata, il faut noter que le Crétacé inférieur (Néocomien) prolonge la sédimentation siliceuse du Tithonique. Le milieu de sédimentation est semblable, avec une tendance à l'émersion à l'Aptien qui est caractérisé par une sédimentation marno-calcaire dans laquelle on note cependant l'absence totale d'éléments détritiques terrigènes grossiers.

VI) LE CRETACE SUPERIEUR

Le Crétacé supérieur que nous allons décrire revêt deux faciès très différents. Le premier, de type flysch, caractérise la zone des "Argille Scagliose", le second, de faciès calcaro-marneux, ("Scaglia") plus développé, apparaît dans toutes les autres zones.

A) Zone des "Argille Scagliose"

Les "Argille Scagliose" sont souvent qualifiées de "terrains chaotiques hétérogènes" dans la littérature italienne, cette périphrase exprime bien l'aspect superficiel des A. S. et suffit à expliquer l'absence de belles coupes continues dans cette série. Cependant, à notre avis, la chaoticité est une apparence superficielle des A. S. Les fonds de torrents que nous avons parcourus nous ont permis de constater qu'en profondeur, si la structure est très complexe, les couches ne sont pas chaotiques, mais encore stratifiées et on y peut faire de la stratigraphie assez précise. Nous fournirons ici un certain nombre de coupes partielles, puis nous tenterons de donner un profil synthétique du Crétacé supérieur.

a) Coupe de la "Torre del Principe"

Les plus anciens niveaux datés que nous avons rencontrés dans les A. S. se situent à l'ESE de Sciara, (feuille au 1/25 000 de Montemaggiore-Belsito), 250 m au S de la "Torre del Principe" en un point de coordonnées 933968, où nous avons noté la coupe suivante de bas en haut (fig. 54).

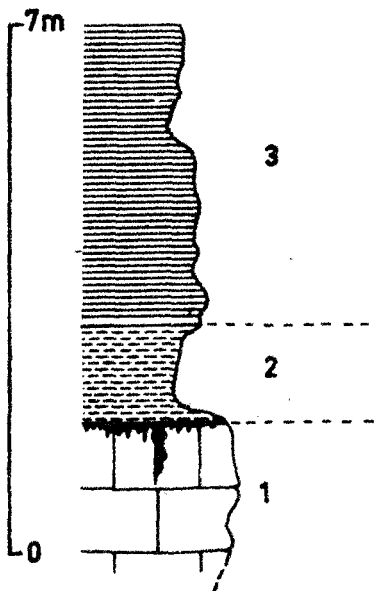


fig. 54 Coupe stratigraphique réalisée près de la "Torre del Principe".
Légende dans le texte.

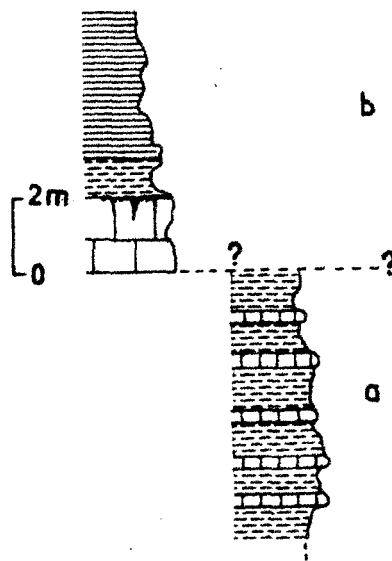


fig. 55 Légende dans le texte.

- I - calcaires graveleux à microbréchiques à débris de Lamellibranches et nombreuses Orbitolines - Epaisseur 1,80 m; voir Pl. I9;
- 2 - schistes noirs à patine gris-clair ou jaunâtre, couleur de soufre - Epaisseur 1,20 m;
- 3 - niveaux radiolaritiques bruns et noirs épais de 1 cm à 20 cm. Epaisseur totale : 4 m.

Entre les niveaux I et 2 on remarque une croûte ferrugineuse épaisse de 1 à 2 cm, couvrant la surface supérieure des calcaires qui sont fissurés. L'oxyde de fer remplit les fissures du calcaire sous-jacent. Il s'agit très probablement d'une surface durcie.

A proximité de cet affleurement, on trouve des argiles schisteuses verdâtres et, sur les champs, on remarque des calcaires microbréchiques à débris de Lamellibranches et des calcaires gris clair à pâte fine en bancs de plusieurs décimètres d'épaisseur (fig. 55 a). Quoique la continuité ne s'observe pas clairement, on peut penser que cette série reconstituée (fig. 55 a) représente le substrat de la précédente (fig. 54 et fig. 55 b).

Toujours dans le même secteur, on observe au point de coordonnées 932955, cote 248 des argiles vertes à nombreux niveaux de calcaires verdâtres peu épais (fig. 56) supportant des grès verts fins à ciment calcaire, en bancs de 20 à 40 cm. Les argiles n'ont fourni qu'une microfaune arénacée sans valeur. Il n'est pas possible de replacer cette série crétacée par rapport aux précédentes. Il faut remarquer que dans cette région on trouve sur le Crétacé supérieur, et tectoniquement emballés dedans, d'abondants lambeaux dispersés d'Eocène calcaire et marno-calcaire blanc (du même type que celui que l'on rencontre à Polizzi Generosa), ainsi que du Paléocène constitué d'argiles schisteuses noirâtres alternant avec des calcaires noirs à patine blanche. On observe également des blocs de grès numidien tendre (Contrada Campana).

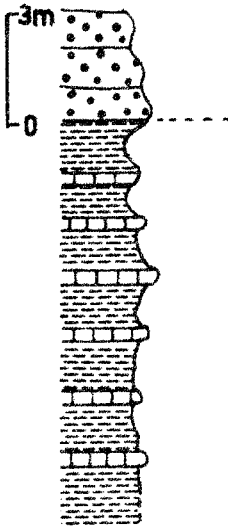


fig. 56 Légende dans le texte.

b) Coupe de la Rocca del Drago

La Rocca del Drago se situe sur la feuille au 1/25 000 du Monte San Calogero, c'est-à-dire environ entre Cefalù et Termini Imerese en un point de coordonnée 968008, c'est le plus gros des cinq blocs calcaires qui dans cette zone sont emballés dans les A. S.

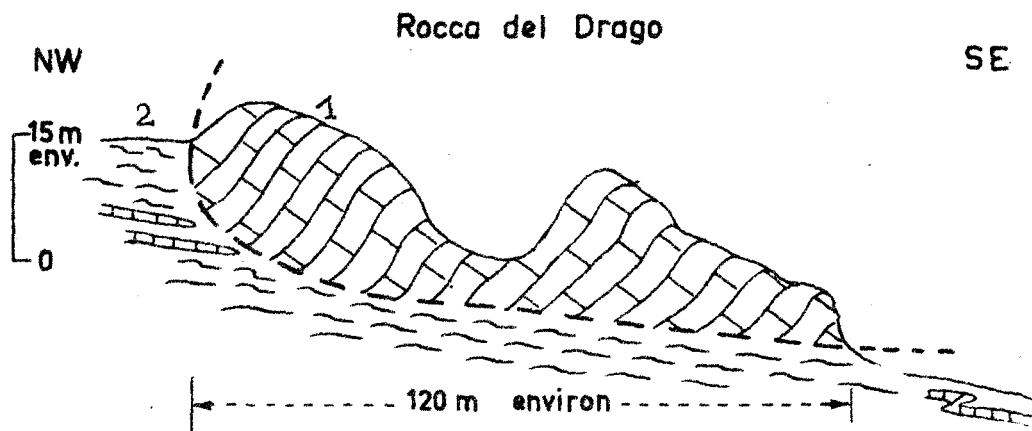


fig. 57 Coupe de la Rocca del Drago.

- 1 - Calcaires gris clair graveleux. Cénomaniens.
- 2 - "Argille scagliose". Crétacé supérieur à Eocène.

Il s'agit de calcaires gris clair graveleux ou microbréchiques en gros bancs, mal stratifiés. La microfaune n'y est pas abondante mais nous y avons cependant recueilli des Orbitolines albiennes ou cénomaniennes, généralement en mauvais état et fréquemment roulées, des Algues et des débris de Lamelli-branches. Un âge albien ou Cénomaniens peut être envisagé. Ces blocs de calcaires sont emballés dans des A. S. formées d'argiles rouges et vertes avec quelques bancs de calcaires verts localement bien stratifiés. Il s'agit de Crétacé supérieur, mais nous avons pu également recueillir des microbrèches fossilifères de l'Eocène moyen supérieur et nous avons remarqué juste au SE de la Rocca del Drago de nombreux lambeaux d'Eocène moyen-supérieur représenté par des calcaires et marno-calcaires blancs (faciès de Polizzi Generosa).

Il faut noter que 5 km au NW de Collesano et environ 7 km à l'E de la Rocca del Drago apparaissent au sein des A. S. deux lambeaux de plusieurs milliers de mètres cubes de calcaires récifaux blanchâtres à nombreux Gastropodes et Lamelli-branches. Il s'agit de la Rocca di Uoni et du Cozzo Santa Agata. Nous n'avons pas d'arguments paléontologiques qui permettent de fixer un âge précis à ces calcaires que nous rapprocherons, par analogie de faciès, de ceux de la Rocca del Drago.

Après le Carnien de la Contrada Tabarani, il s'agit des blocs exotiques les plus anciens que nous ayons rencontré dans les A. S. Il est intéressant de signaler que les A. S. qui recèlent des blocs d'origine variée ne contiennent jamais, à ma connaissance, dans les Madonies, d'éléments éruptifs ou métamorphiques de type péloritain.

En conclusion les calcaires que nous avons rencontrés à la Rocca del Drago sont d'un faciès voisin de celui de la coupe de la "Torre del Principe" et doivent faire partie du substratum calcaire peut être albien, de la série des A. S.

c) Coupe de la Contrada Prestanfuso (A.S. à "faciès africain")

Cette coupe a été réalisée dans le Fiume Grande (encore appelé Imera Septentrionale) à la cote 220, c'est-à-dire juste au N de la Contrada Prestanfuso.

- Description de la coupe

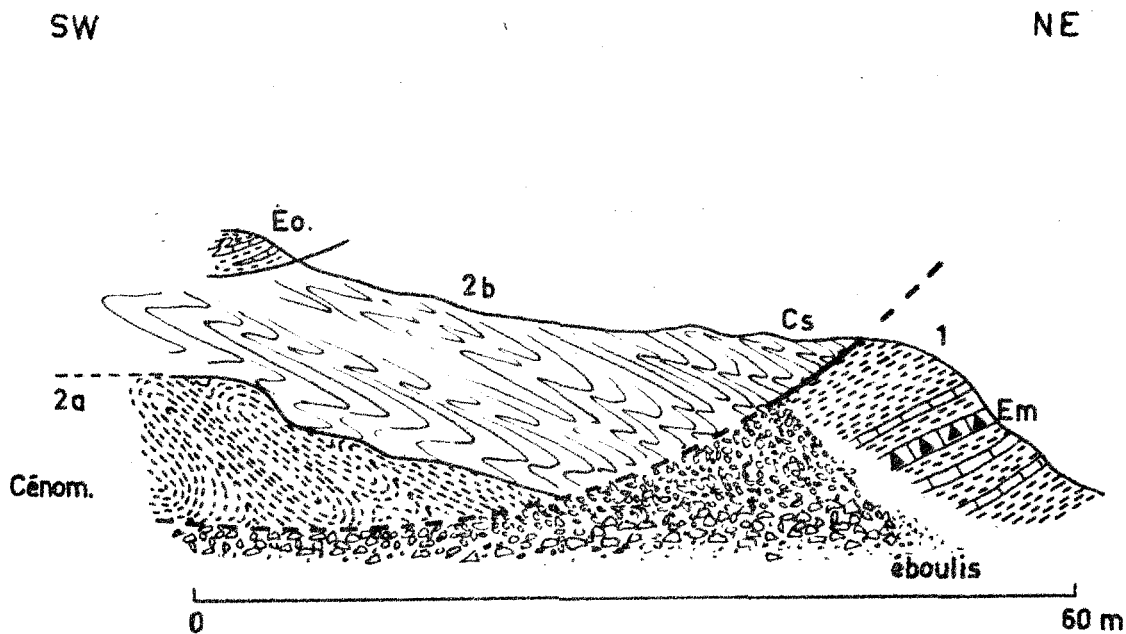


fig. 58 Coupe de la Contrada Prestanfuso
Légende dans le texte.

- Pecten (Neithea) Shawei PERV.
- Pecten (Pseudopecten ?) Desvauxi COQ.
- Pecten (Camptonectes) dichotomus SEG.
- Lima Itieriana PIC. et ROUX
- Plicatula auressensis COQ.
- Plicatula Fourneti COQ.
- Plicatula aff. hirsuta COQ.
- Plicatula Batnensis COQ.
- Liostrea aff. praelonga SH.
- Exogyra conica SOW.
- Exogyra olisiponensis SH. (forme typique et variété Oxyntas COQ. et ecostata SEG.).
- Exogyra columba LAM. mut. minor.
- Exogyra africana LAM.
- Exogyra Delettrei COQ.
- Exogyra flabellata GOLDF.
- Pycnodonta vesicularis mut. vesiculosa SOW.
- Alectryonia Syphax COQ.
- Trygonia Ethra COQ.
- Trygonia cfr. Emoryi CONR.
- Trygonia Seguenzai n. sp.
- Trygonia (?) quatriformis SEG.
- Cyprina Ciofaloi SEG.
- Cyprina inflata SEG.
- Cyprina trapezoidalis COQ.
- Cyprina eleta SEG.
- Cyprina Picteti COQ.
- Cyprina Calabria SEG.
- Cyprina Gemmellaroi SEG.
- Cyprina (Roudairea ?) Checchiae n. sp.
- Anisocardia aquilina COQ.
- Anisocardia cfr. Papieri COQ.
- Cardita Forgemoli COQ.
- Cardita Nicaisei COQ.

MOLLUSQUES

- Nautilus triangularis MONTF.
- Nautilus Fleuriausianus d'ORB.
- Nautilus cfr. sublaevigatus d'ORB.
- Turrilites Scheuchzerianus BOSC.
- Turrilites costatus LAM.
- Turrilites tuberculato-plicatus SEG.
- Acanthoceras Martinpreyi GOQ.
- Acanthoceras cfr. Haugi PERV.
- Acompsoceras cfr. Sarthense GUER.
- Belemnites (Hibolites) ultimus d'ORB.
- Trochus gramo-liratus SEG.
- Turbo cfr. Chihuahuensis BOSE.
- Aporrhais (?) Dutrugei COQ.
- Strombus (?) inornatus d'ORB.
- Mrhilaia nerineaeformis COQ.
- Sycum Fabianii n. sp.
- Voluta sp.
- Voluta (?) sp.
- Nucula capillata COQ.
- Leda Dalpiazzi n. sp.
- Arca Delettrei COQ.
- Arca (Trigonoarca) Thevestensis COQ.
- Arca (Trigonoarca) trigona SEG.
- Arca (Trigonoarca) diceras SEG.
- Arca (Trigonoarca) obliquissima SEG.
- Arca (Trigonoarca) navis SEG.
- Arca cfr. Galliennei d'ORB.
- Avicula Delettrei COQ.
- Gervilleia anomala SOW.
- Modolia cfr. aequalis SOW.
- Pinna fragmentaria SEG.

- Pecten (Neithea) Shawei PERV.
- Pecten (Pseudopecten ?) Desvauxi COQ.
- Pecten (Camptonectes) dichotomus SEG.
- Lima Itieriana PIC. et ROUX
- Plicatula auressensis COQ.
- Plicatula Fourneti COQ.
- Plicatula aff. hirsuta COQ.
- Plicatula Batnensis COQ.
- Liostrea aff. praelonga SH.
- Exogyra conica SOW.
- Exogyra olisiponensis SH. (forme typique et variété Oxyntas COQ. et ecostata SEG.).
- Exogyra columba LAM. mut. minor.
- Exogyra africana LAM.
- Exogyra Delettrei COQ.
- Exogyra flabellata GOLDF.
- Pycnodonta vesicularis mut. vesiculosa SOW.
- Alectryonia Syphax COQ.
- Trygonia Ethra COQ.
- Trygonia cfr. Emoryi CONR.
- Trygonia Seguenzai n. sp.
- Trygonia (?) quadriformis SEG.
- Cyprina Ciofaloi SEG.
- Cyprina inflata SEG.
- Cyprina trapezoidalis COQ.
- Cyprina eleta SEG.
- Cyprina Picteti COQ.
- Cyprina Calabria SEG.
- Cyprina Gemmellaroi SEG.
- Cyprina (Roudairea ?) Checchiali n. sp.
- Anisocardia aquilina COQ.
- Anisocardia cfr. Papieri COQ.
- Cardita Forgemoli COQ.
- Cardita Nicaisei COQ.

- Astarte Seguenzae TH. E PERON.
- Crassatella (Anthonya) Baudeti COQ.
- Corbis (Sphaera) globosa SEG.
- Cardium (Trachycardium) productum SOW.
- Cardium (Protocardia) Pauli COQ.
- Cardium (Protocardia) Coquandi SEG.
- Cardium (Protocardia) dilatatum SEG.
- Cardium (Protocardia) hillanum SOW.
- Cardium (Protocardia) Vattoni COQ.
- Venus plana SOW.
- Venus Reynesi COQ.
- Venus Cherbonneau COQ.
- Venus Dutrugei COQ.
- Venus meridionalis SEG.
- Venus (?) trigona SEG.
- Dosinia Delettrei COQ.
- Dosinia Forgemoli COQ.
- Tapes (?) minor CIOF.
- Mactra petrosa CONR.
- Panopea sp.
- Pholadomya Vignesi LART.
- Liopistha (Psilomya) cfr. ligeriensi d'ORB.
- Liopistha (Psilomya) alta ROEM.
- Corbula elegans SOW.
- Corbula umbonata SEG.
- Corbula (Coquandia) italica SEG.
- Sauvagesia Nicaisei COQ.

Ces faunes indiquent un âge cénomanien.

- Historique

Je ferai un bref historique des découvertes du "Cénommanien à faciès africain" en Italie méridionale.

Le premier auteur à mettre en évidence ces faunes d'Ostréidés est O. Meneghini (1865), puis M. Coquand (1866) à la suite d'un voyage en Sicile peut visiter les gisements indiqués par Meneghini et comparer les faunes découvertes par cet auteur à celles qu'il a mises en évidence et étudiées dans le S de la province de Constantine (Algérie) en 1862. Ensuite, le travail qui servira de base à L. Trevisan sera l'oeuvre de G. Seguenza (1882) précédée de quelques brèves publications du même auteur, en 1865 et 1876. G. Seguenza (1882) reconnaît une parfaite analogie entre les faunes qu'il étudie en Calabre et en Sicile avec celles que décrit M. Coquand (1862) dans la partie méridionale de la province de Constantine, en Algérie. Cette analogie des faunes algériennes et italiennes sera à l'origine du terme "Cénomaniens à faciès africain". Cet auteur signale que la roche qui contient les fossiles, dans les divers gisements qu'il connaît, est formée d'"Argille Scagliose" gris-brun contenant des strates calcaires. En 1882, E. Cortese déclenche une polémique en déclarant que les fossiles cénomaniens lui semblent remaniés. En 1884, C. De Stefani donne raison à G. Seguenza mais E. Cortese réaffirme son opinion (1895), bientôt suivi par G. De Stefano (1900-1901) qui pense que les "Argille Scagliose" crétacées n'existent pas, les fossiles cénomaniens n'étant pas en place. Il attribue aux "Argille Scagliose" un âge éocène. Mais au préalable, L. Baldacci (1886) a constaté qu'il est difficile sur le terrain de séparer les argiles éocènes et cénomaniennes et il écrit "qu'il est probable que des "Argille Scagliose" jusqu'ici datées de l'Eocène, devraient, à l'avenir, si on y trouve des fossiles caractéristiques, être référées au Crétacé". En 1904, S. Ciofalo étudie un gisement fossilifère près de Caltavuturo (Contrada San Giovanello, juste à côté de la Contrada Prestanfuso). La collection de fossiles de cet auteur est ensuite complétée et réétudiée par L. Trevisan, (1934-1937b-1938). En 1909, S. Scalia étudie le gisement de Troina. Cet auteur désire trancher la question du remaniement invoqué précédemment, mais faute de pouvoir observer le substratum du Cénomaniens il remarque que celui-ci est sur le terrain entouré d'Eocène. Il affirme néanmoins l'âge cénomaniens des argiles contenant les Ostréidés et étend le faciès "Argille Scagliose" à divers étages compris entre le Trias et le Miocène. A la suite de S. Scalia (1909) l'hypothèse du remaniement trouve des défenseurs et fait carrière puisqu'elle est réaffirmée par divers auteurs parmi

lesquels C. F. Parona (1924) puis à nouveau E. Cortese (1934). La même année, sur les conseils du Professeur R. Fabiani, L. Trevisan se propose de clore les débats par une étude de détail de la zone de Caltavuturo. Il exprime son opinion dans trois publications (1934-1937b-1938) auxquelles nous conseillons le lecteur de se reporter s'il désire un historique plus complet que celui que nous avons fait. Dans ses publications, L. Trevisan réalise une remarquable étude paléontologique des faunes récoltées et affirme indubitablement l'âge cénomanien "des argiles gris-plomb ou brunes plus ou moins écailleuses alternant avec des strates de calcaire peu épaisses. L'épaisseur des strates gris-sombre est rarement de l'ordre de quelques décimètres... Les calcaires sont pétris de fossiles parmi lesquels dominant les Ostreidés. Ces fossiles agglutinés, plus fragiles que le ciment qui les réunit ne peuvent s'extraire... On ramasse seulement ceux qui sont dégagés par les agents atmosphériques...". Il rejette en totalité les affirmations de E. Cortese et de G. De Stefano qui parlaient de faunes remaniées. Nous sommes entièrement de l'avis de L. Trevisan, le Céno-manien existe réellement et ses faunes ne sont pas remaniées, mais nous verrons ensuite que ce Céno-manien occupe une situation pour le moins curieuse. L. Trevisan ayant remarqué que, tant en Calabre qu'en Sicile, on ne connaissait pas le substratum du Céno-manien à faciès africain s'était proposé de résoudre le problème dans les Madonies et plus précisément dans les monts de Caltavuturo et Sclafani. Malheureusement il allait commettre une erreur. Considérant que les A. S. étaient autochtones, il les admettait en position normale sur la série radiolaritique du Crétacé inférieur de la Rocca di Sciara (près de Caltavuturo) (voir fig. 105). Ceci, après avoir observé (ou plutôt interprété) une coupe NE-SW de la Rocca di Sciara sur laquelle il n'avait pas reconnu une importante faille qui met en contact la série calcaire de la Rocca di Sciara et les argilites oligocènes du Numidien sur lesquelles reposent les A. S. Une erreur stratigraphique explique également cette confusion. Dans la série stratigraphique des monts de Sclafani et Caltavuturo, L. Trevisan a confondu le Céno-manien calcaire avec une brèche qu'il a attribuée à l'Eocène moyen. Ainsi il n'avait identifié aucun terme entre le Crétacé inférieur et l'Eocène moyen et pouvait trouver place pour les A. S. Il expliquait l'absence généralisée de ces A. S. sous la brèche éocène par érosion, plissements précoces etc... (voir L. Trevisan, 1937b) mais je tiens à le répéter cette erreur est excusable étant donné l'époque où elle a été commise.

Nous revenons maintenant à la fig. 58, sur laquelle on peut constater que sous le Cénomaniens on trouve de l'Eocène (I) et sur les argiles varicolores (2b) on rencontre de petits lambeaux d'Eocène, mais d'un faciès très particulier (faciès de Polizzi Generosa que nous décrivons au chapitre réservé à l'Eocène). Il existe un contact anormal entre le Cénomaniens et l'Eocène qui se trouve dessous mais il serait à mon avis d'un intérêt capital d'étudier très précisément la microfaune de l'Eocène sous et sur le Crétacé supérieur car une coupe comme celle que nous décrivons laisse place à plusieurs hypothèses tectoniques. L'une de ces hypothèses peut paraître très peu probable mais je la soumettrai avec l'espoir que d'autres points d'observation permettront de résoudre le problème posé. On peut en effet penser que le Crétacé supérieur, très chaotique, s'est mis en place par glissement pendant la sédimentation éocène (vers le Lutétien). L'ensemble crétacé-éocène aurait ensuite été charrié en masse. Il est possible de faire d'autres hypothèses plus raisonnables et de concevoir par exemple deux lames de glissement séparées par un contact anormal. Remarquons toutefois que le "Cénomaniens à faciès africain", quand il existe, n'est jamais accompagné de termes plus anciens à sa base et de niveaux plus récents anté-éocènes au sommet. En effet, je n'ai jamais pu caractériser de niveaux post-cénomaniens (Turonien ou Sénonien) au-dessus, alors que ces terrains existent là où on ne trouve pas le "Cénomaniens à faciès africain".

d) Principaux affleurements du Cénomaniens à faciès africain

Dans notre secteur d'étude, les affleurements connus sont ceux des Contrada Prestanfuso et Giovannello dont nous venons de parler; du Vallone Xireni (7 km au SSW de Polizzi Generosa) et du flanc sud du Cozzo Fra Giacomo. Le gisement du Vallone Xireni a été découvert par S. Sorrentino (1933). Nous en avons rencontré un nouveau gisement entre Collesano et Scillato près du Cozzo San Maria, assez pauvre en faune, et plusieurs petits affleurements entre Gangi et Sperlinga.

Coupes du flysch crétacé

Nous appelons flysch crétacé une alternance d'argiles vertes ou rouges et de calcaires verdâtres à pâte fine, rarement microbréchiques, contenant parfois des débris de Lamellibranches. Il s'agit donc d'un flysch calcaire dont certains bancs présentent des figures de courant et de charge. Très pauvre en microfaune cette série est d'un âge crétacé supérieur indéterminé c'est-à-dire compris entre le Cénomaniens et le Sénonien (ces deux étages pouvant être partiellement représentés).

e) Albien (?) - Cénomaniens de la Contrada Sanguisuche

Au NE de Polizzi Generosa, dans la Contrada Sanguisuche, on trouve des A. S. formées d'argiles schisteuses lie de vin et vertes, parfois noires, avec intercalations de niveaux calcaires verdâtres rarement gris, de 5 à 15 cm d'épaisseur, à Globigérines. Il y a également quelques strates de calcaires schistifiés noirâtres dont le faciès est proche de celui des schistes bitumineux. Les niveaux argileux de base ont fourni entre autres :

Biticinella breggiensis (GANDOLFI)

Thalmaninella ticinensis (GANDOLFI)

Hedbergella sp.

Selon J. Sigal, cette association caractériserait l'Albien Supérieur ou le Vraconien, mais un remaniement n'est pas à exclure. Juste au-dessus de ces niveaux, on rencontre :

Rotalipora Apenninnica RENZ

Praeglobotruncana sp.

Thalmaninella sp.

Il s'agirait de Cénomaniens. Au-dessus, quelques échantillons contenaient également de nombreuses globotruncana dont :

Globotruncana Sigali

Il s'agirait peut-être de Turonien inférieur.

En conclusion, au NE de Polizzi Generosa, dans la Contrada Sanguisuche, les plus anciens niveaux que nous avons datés dans les A. S. sont de l'Albien supérieur ou du Vraconien, ensuite, seraient représentés : le Cénomaniens et peut-être le Turonien inférieur. Il est intéressant de remarquer que dans cette région les A. S. sont intensément tectonisées, cependant sur une coupe fraîche et profonde on remarque encore une stratification et les argiles qui sont schisteuses ont des couleurs franches, vertes ou rouges, alors que sur les pentes elles sont écailleuses. Le brassage superficiel crée un mélange des teintes. Il n'y a plus de litage apparent, seuls des morceaux de calcaires jonchent le sol. Ce faciès est bien développé au N et au S de Polizzi Generosa et entre Polizzi Generosa et Petralia jusqu'à la Portella dei Bifulchi. Le plus bel affleurement se situe à la Contrada Lavanche (voir Pl. I) où l'on remarque des argiles rouges et vertes (couleur dominante) contenant de minces bancs de :

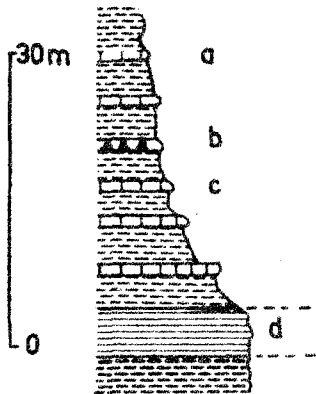
- calcaires verdâtres à pâte fine,
- calcaires blancs pseudoolithiques fossilifères,
- calcaires gris détritiques fossilifères,
- calcaires blancs à pâte fine, inclus dans des argiles vert-clair,
- calcaires verdâtres à pâte fine à petites sphérules de marcassite,
- grès fins verdâtres (rares).

En conclusion, il s'agit de calcaires de faciès assez divers inclus dans des argiles vertes et rouges. Les pendages sont désordonnés; on voit parfois un morceau de strate calcaire inclus dans des argiles, témoignant d'un intense brassage. Les argiles et les calcaires nous ont fourni des microfaunes cénomaniennes, mais nous avons rencontré également quelques microbrèches du Sénonien à Globotruncana cf. arca CUSHMAN, Gümbelinidae, Orbitoides (Maestrichtien). Nous avons également trouvé des microbrèches de l'Eocène.

On peut définir les A. S. de cette région comme un flysch calcaire, constitué d'argiles vertes à passées rougeâtres contenant quelques strates de calcaires de faciès variés mais principalement verdâtres à pâte fine.

f) Coupes de la région de Cerda

Ensuite, nous avons noté 2 coupes sur la feuille au I/25 000 du Monte San Calogero.



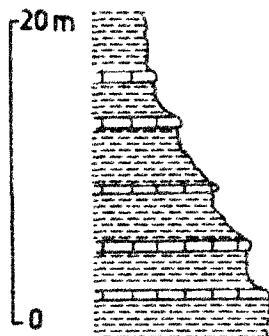
1) 500 m au SSE de la gare de Cerda.

On remarque que les A.S. sont essentiellement composées d'argiles vertes (a) contenant de minces strates de calcaires verdâtres à pâte fine (c). Au bas de la pente on peut observer des morceaux de radiolarites probablement cénomaniennes (d).

fig. 59 Coupe située 500 m au SSE de la gare de Cerda.
Légende dans le texte.

2) Au Km 2 de la route de Cerda.

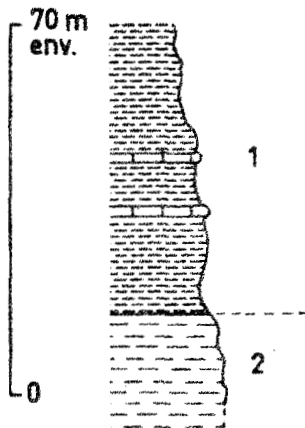
On observe une coupe qui montre sur une vingtaine de mètres des argilites rouges lie de vin contenant quelques rares strates de calcaires verts à pâte fine. Les échantillons prélevés se sont révélés azoïques.



3) Coupe de la Contrada Sonatore.

Près de la gare de Sciara, reposant sur des argilites oligocènes du flysch numidien externe, nous avons noté dans la Contrada Sonatore (coord. 906960) la coupe suivante, de bas en haut :

fig. 60 Coupe du kilomètre 2 - Route de Cerda.
Légende dans le texte.



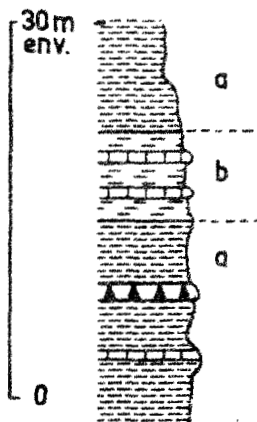
1 - argiles ou marnes essentiellement vertes contenant quelques passées rougeâtres et renfermant de rares et minces niveaux (quelques centimètres d'épaisseur) de calcaires verdâtres à pâte fine, avec Haplophragmoides, Rhizammina, Glomospira, etc. ... Radiolaires.

2 - argiles écailleuses noires, où J. Sigal a reconnu : Rotalipora apenninica RENZ; Thalmaninella sp., Globotruncana gr. stephani GANDOLFI; Rotalipora globotruncoides SIGAL; Rotalipora evoluta SIGAL.

Cette association caractériserait le Cénomanién moyen.

fig. 61 Profil stratigraphique de la Contrada Sonatore. Légende dans le texte.

4) Coupe de la Contrada Fontana Rossa.



Sur la feuille au 1/25 000 de Scillato, au kilomètre 15 de la route Cerda-Caltavuturo, dans la Contrada Fontana Rossa, nous avons levé la coupe suivante :

I - argiles essentiellement vertes (a), secondairement rouges (b). Les argiles rouges contiennent de minces niveaux de calcaires fins vert-foncé. On rencontre également quelques strates de 5 à 10 cm d'épaisseur de calcaires verts à pâte fine et de calcaires gris microbréchiqes.

fig. 62 Coupe de la Contrada Fontana Rossa. Légende dans le texte.

Près de Borgo Regalmici, dans la Contrada Rocca Rossa (feuille au I/25 000 de Lercara Friddi), on trouve au sein des marnes du Miocène supérieur : des lambeaux de Carnien plastiques; des blocs de grès et des argiles tabac du Numidien; de l'Eocène à "faciès Polizzi Generosa" c'est-à-dire des calcaires et calcaires marnés blancs avec niveaux microbréchiques à Mammillites et Discocyclines, mais aussi des A. S. qui sont composées d'argiles rouges et vertes à nombreuses plaquettes de "beef" contenant des grès fins verdâtres peu nombreux; des calcaires gris microbréchiques à débris d'Inocerames. Il s'agit de Crétacé supérieur, peut-être de Senonien.

5) Affleurements de la Rocca Rossa

Situé sur la feuille au I/25 000 de Montemaggiore-Belsito, le Vallone Tamburello recoupe la route qui joint Cerdà à Alimnusa au kilomètre I. En remontant le Vallone vers le SE on rencontre des A. S. qui, à l'ESE de la Casa Catalano, passent sous le Numidien externe du Cozzo Campise et de la Serra Maso. Cette superposition anormale pose un problème dont nous parlerons au chapitre tectonique.

6) Coupe du Vallone Tamburello

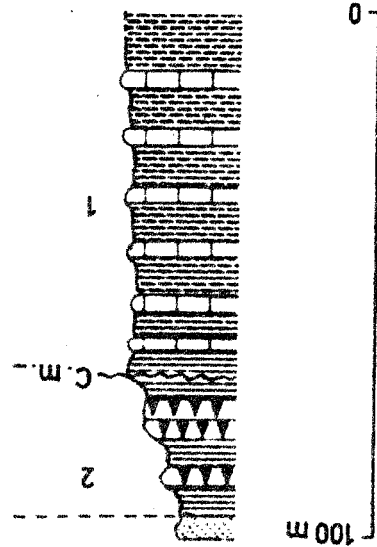


Fig. 63 Coupe du Vallone Tamburello.
Légende dans le texte.
c. m. = contact mécanique.

La série des A. S. qui affleure sur une épaisseur que l'on peut estimer à 100 mètres au moins se compose d'argiles vertes contenant des calcaires à pâte fine, verdâtres ou gris clair, parfois microbréchi-ques (fig. 63 - I). Il s'agit très probablement de Crétacé supérieur (Senonien probable) vers le sommet de la série où nous avons remarqué quelques rares Orbiloides sp. En contact mécanique sur le Crétacé supérieur on note dans des argiles vertes des microbréches en bancs épais d'1 dm à 1 m à faunes éocènes (fig. 63 - 2). Ce faciès rappelle celui de la formation de Troina". Au sommet de la série on remarque des grès roux fossilifères.

Dans cette coupe, il n'est pas certain que le Sénonien soit représenté, nous l'avons rencontré en d'autres endroits, notamment sur la feuille du Monte San Calogero où nous allons le décrire, mais aussi dans les Madonies, sous le Panormide du Pizzo Dipilo (voir p. 591). L'intérêt tectonique des lambeaux d'A. S. de cette zone est grand et les séries en seront décrites dans le chapitre tectonique. De même les A. S. sous la nappe de Reitano.

7) Coupe de la Contrada Catena

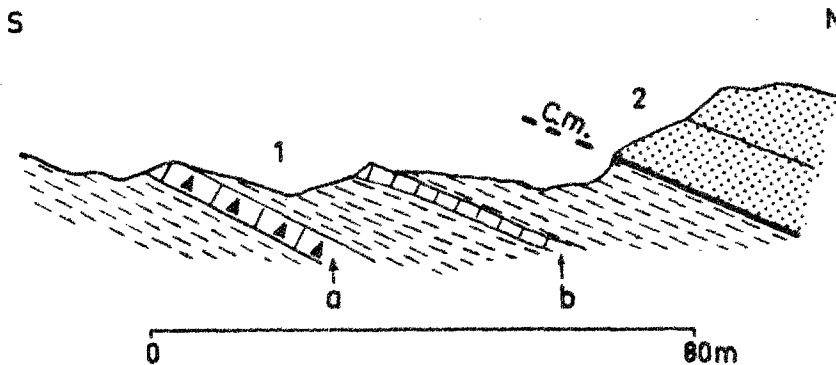


fig. 64 Coupe de la Contrada Catena.
Légende dans le texte.

Au NE de la gare de Cerda, dans la Contrada Catena, nous avons observé des calcaires gris, bréchiques à microbréchiques (a) épais de plusieurs décimètres (0,10 m à 0,60 m), intercalés dans des argiles rouges et vertes (I), contenant également des calcaires verdâtres à pâte fine (b). Sur ces A. S. et en apparente concordance de pendage, on trouve du Numidien (2) formé de grès tendres peu grossiers, en bancs de plus de 10 m d'épaisseur, alternant avec des argiles brunes. Dans les grès on trouve des nids de dragées de quartz, des galets mous et de gros nodules d'oxyde de fer. Entre les argiles (I) et les grès (2), nous admettons qu'il existe un contact mécanique (c. m.).

Les calcaires microbréchiques (a) nous ont fourni des Orbitoides du Campanien Maestrichtien et des Orbitolines remaniées.

Les mêmes niveaux microbréchiques, rencontrés aux alentours du km 6 de la route Caltavuturo-Scillato, ont fourni à J. Sigal :

Globotruncana arca (CUSHMAN)

Globotruncana stuartiformis DALBIEZ

Globotruncana linnei (D'ORB.)

Globotruncana marginata (REUSS.)

Globotruncana stuarti (J. de LAPPARENT)

Orbitoides media (SCHLUMB.)

8) Conclusion relative à la région de Cerda

Nous avons levé de nombreuses coupes dans les A.S., mais nous nous sommes limités à la description de quelques unes d'entre elles afin d'éviter de fâcheuses répétitions et redites. Cette énumération succincte de séries locales montre :

- 1) qu'il n'existe pas de coupes continues dans les A.S. dont la série stratigraphique s'est trouvée laminée, bouleversée, diverticulée, tronquée pendant un long transport tectonique;
- 2) que la série stratigraphique ne peut être que reconstituée et par conséquent hypothétique à certains niveaux. Nous allons tenter cette reconstitution en insistant bien sur son caractère parfois incertain.

Nous n'avons pas trouvé de terrains anté-Albien supérieur ou Vraconien, appartenant avec certitude à l'unité des A.S. Le Carnien de la Contrada Tabarani est emballé dans les A.S. et rien ne permet d'affirmer qu'il appartient à la série des A.S. que nous ferons débiter à l'Albien supérieur-Vraconien. Toutefois, dans les monts Nebrodi, il est probable que l'on puisse retrouver des terrains plus anciens faisant partie des A.S., d'ailleurs, G. Duée (1968) a très récemment caractérisé un Albo-Aptien schisto-quartzitique.

g) Série stratigraphique reconstituée des A. S.

Les niveaux les plus anciens que nous avons datés sont représentés par des calcaires à Orbitolines peut-être albiens, témoignant d'un milieu peu

profond et de conditions de sédimentation très particulières qui ont régné à la fin du Crétacé inférieur et à l'aurore du Crétacé supérieur, dans la plupart des zones de notre secteur d'étude, comme nous le verrons ensuite.

Aux calcaires à Orbitolines succède un faciès radiolaritique très particulier, associé à des schistes bitumineux à Poissons. C'est à cette époque que l'on peut situer les argiles gris plomb et les calcaires à Lamellibranches, Echinodermes... du Cénomanién témoignant d'un milieu de sédimentation peu profond et probablement d'une influence littorale. Ce "Cénomanién" à faciès africain est peut-être un équivalent latéral des radiolarites et schistes bitumineux qui indiquent un milieu plus profond. Une topographie irrégulière du fond marin au Crétacé supérieur basal, pourrait être à l'origine de ces faciès variés.

Du Cénomanién au Sénonien supérieur la sédimentation évolue vers un milieu peut-être plus profond, subsident, qui est à l'origine d'un flysch calcaire très caractéristique, constitué essentiellement d'argiles vertes et de calcaires fins pélagiques. Au Campanien-Maestrichtien, on constate que dans les argiles vertes s'intercalent des microbrèches très riches en Orbitoïdes; le faciès binaire (argile, calcaire) existe toujours mais ces microbrèches à Orbitoïdes qui s'ajoutent aux faciès préexistant prouvent que le milieu n'est pas profond si l'on en croit les microfaunes (à moins que ces microfaunes ne soient remaniées et entraînées dans des zones profondes). Cette réduction de la profondeur est peut-être due à une diminution de la subsidence; elle annonce une modification de milieu qui sera notable à l'Eocène.

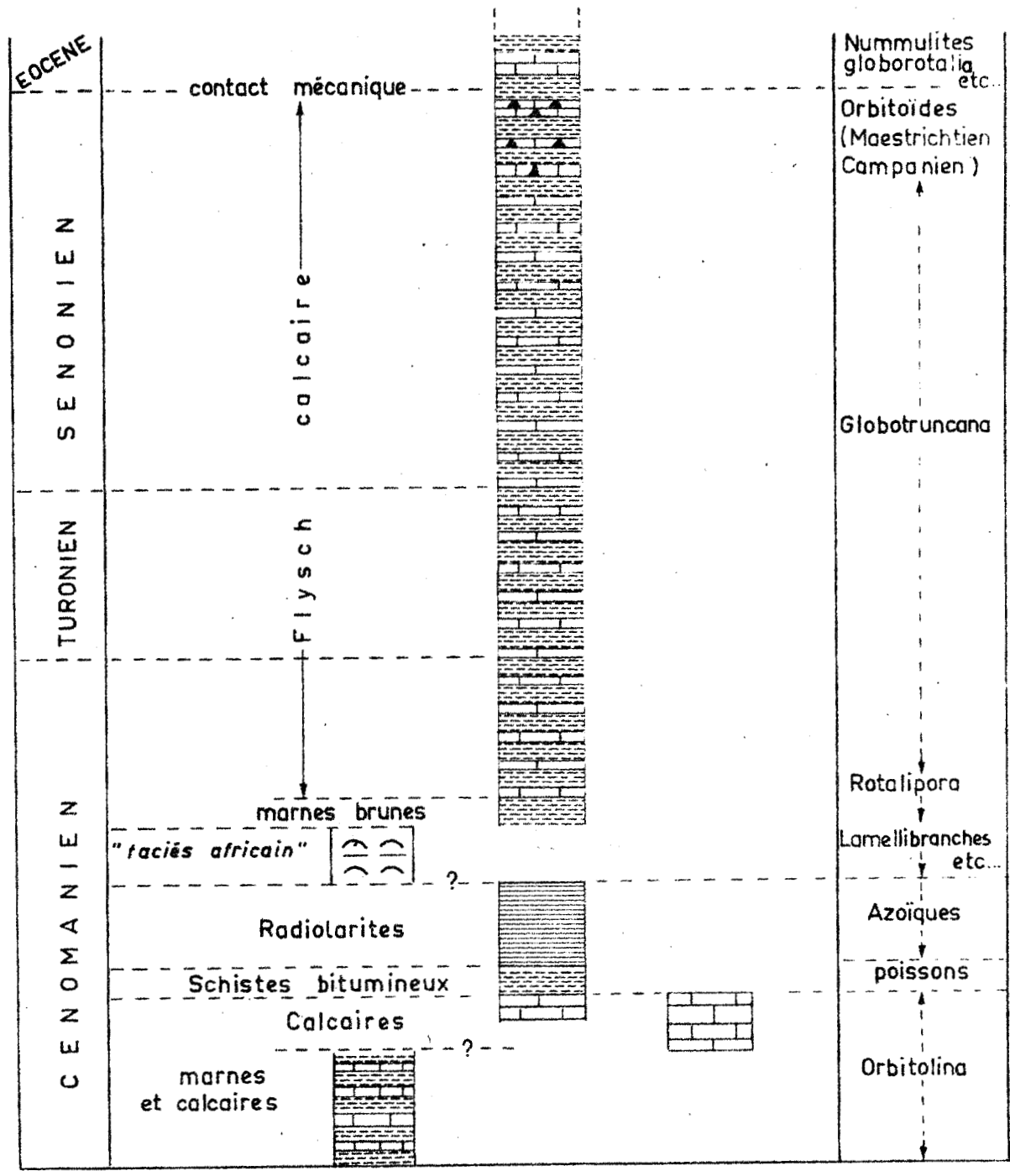


fig. 65 Essai de reconstitution de la série stratigraphique des "Argille Scagliose" au Crétacé supérieur, à l'aide des coupes décrites précédemment.

B) Le Crétacé supérieur des Madonies

a) Zone du Panormide

Le Crétacé supérieur a été signalé pour la première fois en 1962 par E. Ceretti et P. Broquet. Les affleurements de Crétacé supérieur bien stratifié sont rares, peu étendus et peu développés en épaisseur, mais les filons ou les fissures imprégnées de cette formation sont assez fréquentes.

Nous décrivons la coupe de la Contrada Aculeia qui nous semble caractéristique du mode de sédimentation du Crétacé supérieur et qui permet de déduire la nature des phénomènes qui ont précédé les dépôts.

I) Coupe de la Contrada Aculeia

La Contrada Aculeia se trouve sur la feuille au I/25 000 d'Isnello et la coupe signalée est d'un accès très facile puisqu'elle se situe au km 29,5 de la route qui joint Isnello et Castelbuono, apparaissant sur le front de taille d'une petite carrière, 500 m à l'W du Cozzo Aculeia (472 m).

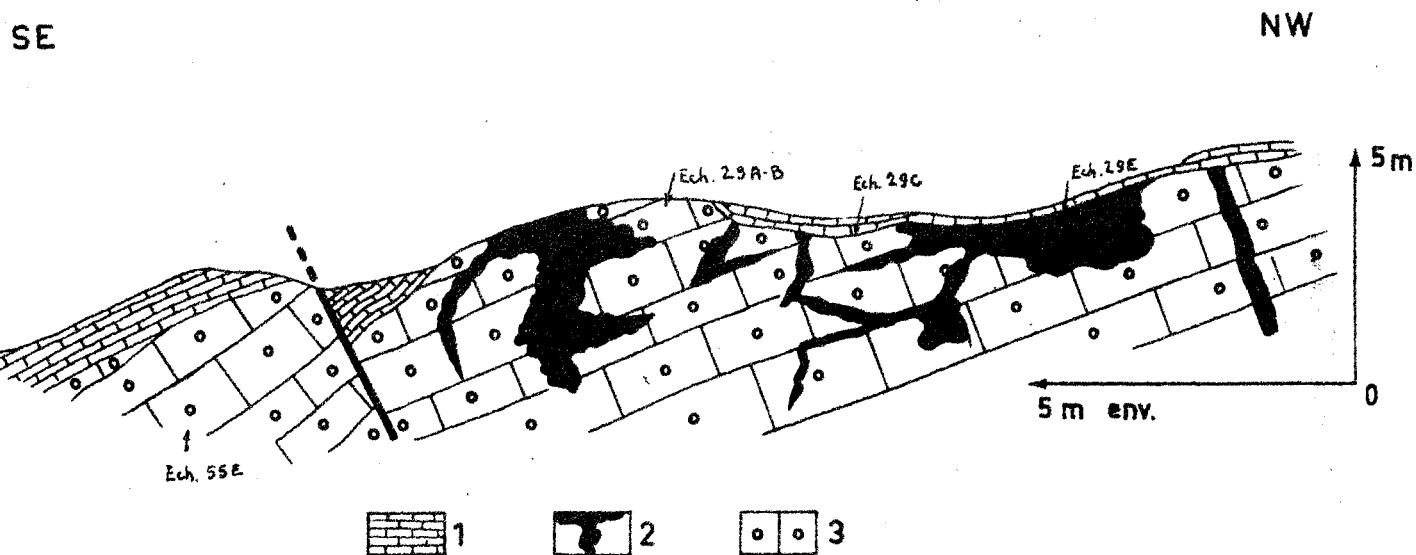


fig. 66 Le contact Crétacé supérieur-Jurassique supérieur à la Contrada Aculeia (km 29,5 route Isnello-Castelbuono). Voir planches I8 et 2I. En noir, les limites du paléokarst.

Cette coupe nous permet d'observer des calcaires compacts en gros bancs (fig. 66 - 3) de couleur gris bleuté. Les calcaires sont oolithiques, graveleux ou microbréchiques, rarement pisolithiques. Ils ont fourni entre autres Clypeina jurassica, FABRE et Bankia striata CAROZZI, indiquant un âge portlandien très probable, mais le Kimméridgien élevé n'est, à priori, pas à exclure.

En discordance sur ces niveaux du Portlandien (ou du Kimméridgien élevé), on observe des calcaires gris clair à blanchâtre (fig. 66 - I) bien lités, en bancs de 10 à 30 cm d'épaisseur, à pâte fine avec nombreuses Globigérines et Globotruncana parmi lesquelles P. Andreieff cite :

Praeglobotruncana cf. renzi (THALMANN et GANDOLFI)

Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI)

Praeglobotruncana cf. stephani (GANDOLFI) var turbinata (REICHEL)

Globotruncana (praeglobotruncana) helvetica (BOLLI)

Globotruncana sigali REICHEL

ainsi que de grosses Globigérines, des Gûmbelines, des Lagénidés, etc... Cette association indiquerait le Turonien inférieur . . .

Il est intéressant de signaler que la surface portlandienne, avant la transgression du Turonien était karstifiée, en effet on constate que le Turonien remplit des cavités béantes (fig. 66 - 2), larges de plus d'un mètre, profondes de plusieurs mètres, reliées à un réseau de ramification d'orientation parfois quelconque, mais souvent imposée par la stratification. Les microfaunes sont rarement granoclassées dans les filons. L'étude des bordures des cavités nous montre que la limite est ciselée, perforée, qu'elle est fréquemment enduite d'oxyde de fer, il ne s'agit pas, en général, de limites nettes, bien tranchées.

En conclusion et comme nous l'écrivions en 1962 (voir P. Broquet, 1962 p. 740) "il existe entre le Turonien et le Jurassique supérieur, une surface profondément corrodée avec, par place, des produits de décalcification sub-aérienne provenant de la formation inférieure. Ce paléo-karst antéturonien marquerait une émergence que, par recoupement, nous situons vraisemblablement vers le Cénomaniens. Cette émergence a été suivie d'une transgression turonienne". Si nous continuons à affirmer l'existence du paléo-karst, il nous semble, maintenant, que deux hypothèses peuvent être avancées quant à la formation de ce paléo-karst. On peut penser à une décalcification sub-aérienne mais également à une karstification en milieu marin et il est difficile de choisir entre ces deux possibilités, qui en appellent une troisième puisque le karst a pu s'ébaucher en milieu marin puis évoluer ensuite à l'air libre. Le fait certain est

la discordance du Crétacé supérieur qui repose tantôt sur le Jurassique supérieur, tantôt sur le Crétacé inférieur. Il semble donc très logique d'admettre que le Turonien est transgressif.

Nous avons précédemment signalé l'existence d'un Crétacé inférieur à Rudistes; il se peut même que la série atteigne le Cénomaniens au Cozzo Carcarello. Ceci nous amène donc à admettre l'existence de mouvements épirogéniques pendant le Cénomaniens avec émergences, peut-être localisées, du haut-fond panormide qui aurait pu se présenter comme un chapelet d'îles. Les mouvements auxquels nous faisons appel pourraient contribuer à la formation de fissures à limites franches, en rapport avec le karst. Ces fissures peuvent être comparées à celles signalées en Sicile occidentale par J. Wendt (1965) et en Sicile orientale par R. Truillet(1) (1966) ou en Italie du Nord par A. Castellarin (1966). Dans notre secteur d'étude, il n'en demeure pas moins que le phénomène karstique est primordial. La fissuration d'ordre tectonique et la distension consécutive n'étant qu'un épiphénomène qui s'ajouterait peut-être à la karstification.

2) Autres affleurements importants

Le Turonien apparaît dans de bonnes conditions à l'E de la Contrada Aculeia (coord. I62996) de la feuille au I/25 000 d'Isnello) où l'on voit quelques mètres de calcaires marneux gris-clair du Turonien avec un pendage de 35 à 40° N NW reposer en discordance sur les calcaires gris-bleuté du Portlandien qui présente un pendage de 60° N. Le Turonien bien stratifié peut se voir également dans la Contrada Manistalle (à l'E de la Contrada Aculeia) ainsi que sur le Monte Balatelli où il est peut épais. E. Ceretti (1962) a choisi ce lieu pour baptiser le Turonien "formation du Monte Balatelli"; il a mis en évidence la transgression turonienne à la Contrada Manistalle, au Cozzo san Giovanni, au S de la Rocca di Stefana. Tous ces affleurements dont nous confirmons l'existence se situent sur la feuille d'Isnello au I/25 000 où l'on peut encore citer les affleurements de Il Roccazzo. Sur les feuilles de Cefalù, Castelbuono et San Mauro Castelverde, citons encore respectivement la Rocca de Cefalù, la Rocca Lupa, le Cozzo Cavolino où nous avons noté des fissures comblées par des

(1) On consultera également J. Sigal et R. Truillet (1966)

calcaires gris clair, fins, à Globotruncana.

3) Conclusions

Le Crétacé supérieur du Panormide est transgressif; il est constitué par des calcaires marneux à Globotruncana (faciès "Scaglia").

L'étude de la série stratigraphique du Panormide permet de noter la présence d'un paléo-karst anté-turonien et de mettre en évidence une phase épigénétique que nous situons pendant le Cénomani (P. Broquet, 1962).

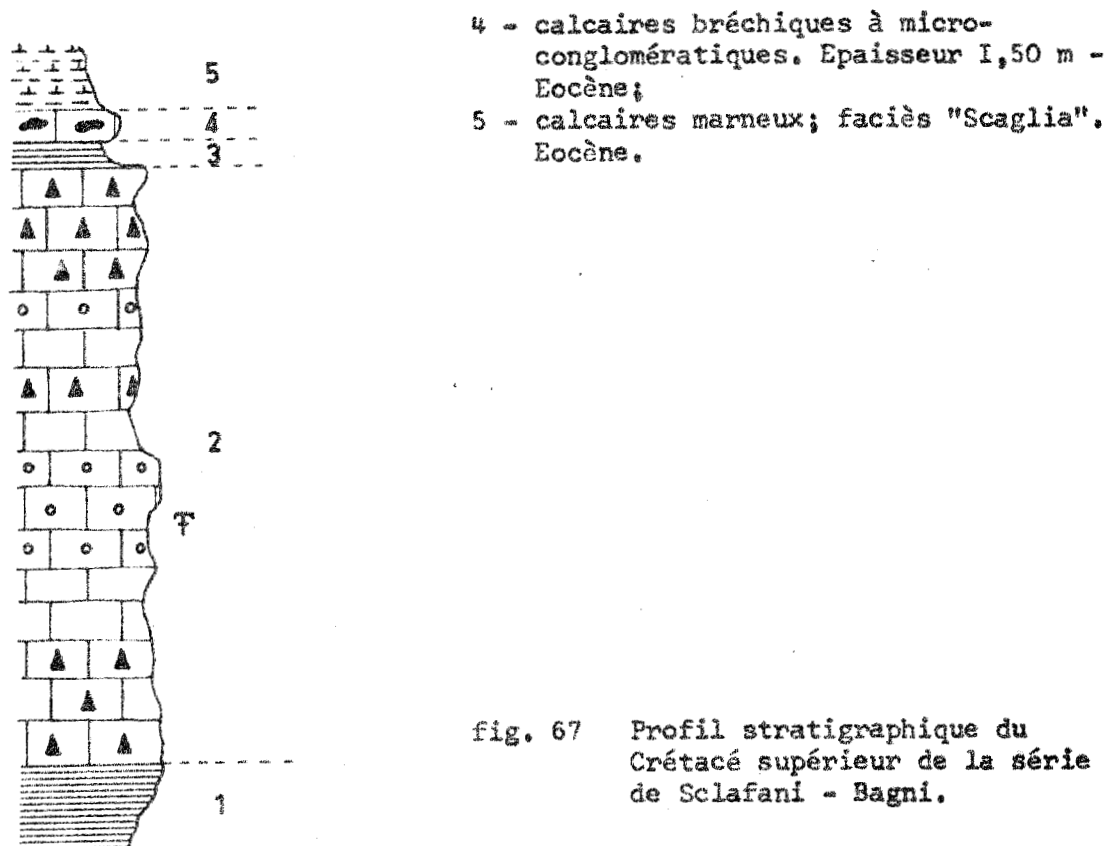
Comme nous le verrons ultérieurement, le Paléocène est transgressif et, au Crétacé supérieur, nous n'avons pu mettre en évidence avec certitude d'autres étages que le Turonien. Cependant, la présence de microfaunes à Globotruncana du Turonien - Sénonien, remaniées à la base du Paléocène peut laisser supposer que le Sénonien (ou une partie du Sénonien) a pu exister dans la zone du Panormide, d'ailleurs certains filons, notamment à Cefalu, nous ont fourni des associations sénoniennes certaines.

b) Zone de Sclafani

Le Crétacé supérieur très réduit dans notre zone d'étude est représenté par des calcaires microbréchiques à bréchiques à Orbitolines indiquant un âge cénomanien (voir fig. 67). On remarque également quelques Rudistes remaniés, semble-t-il. Epaisse de 16 m à Sclafani, la série peut être réduite à quelques mètres, ou même ne pas exister, érodée en totalité, lors de la transgression de l'Eocène moyen.

A Sclafani, on rencontre (fig. 67) de bas en haut :

- 1 - radiolarites du Crétacé inférieur;
- 2 - calcaires microbréchiques à la base passant à des calcaires graveleux à Orbitolines (F) puis à des calcaires microbréchiques à bréchiques gris clair à débris de Lamellibranches et Bélemnites. Les niveaux supérieurs très grossièrement bréchiques contiennent des Rudistes probablement remaniés;
- 3 - argilites lie de vin et radiolarites rouges. Epaisseur 1 m - Eocène;



En conclusion, ce Cénomaniien présente un faciès calcaire assez semblable à celui que nous avons décrit dans les A. S. et dans le Crétacé inférieur-Cénomaniien p.p. du Panormide.

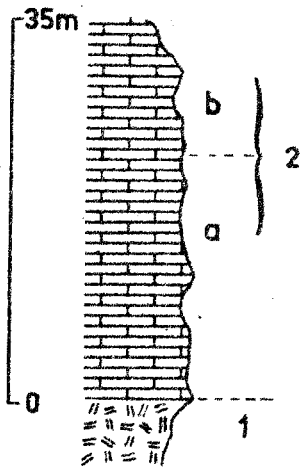
C) Le Crétacé supérieur des Sicani

a) Zone de Vicari

I) Coupe de Borgo Regalmici

La coupe que nous décrivons se situe 750 m au NW de Borgo-Regalmici dans la Contrada Il Castellaccio (voir Pl.8-bas) où le Crétacé supérieur est exploité en carrière.

De bas en haut, (fig. 68), on observe :



- I - des tufs diabasiques probablement du Dogger dans lesquels nous avons observés un filon d'Eocène. Ces tufs reposent anormalement sur des marnes du Miocène supérieur (Helvétien-Tortonien inférieur);
- 2 - en contact mécanique sur les tufs diabasiques, le Crétacé supérieur est représenté par 35 m environ de calcaires marneux très consolidés à pâte fine, bleus à la base (a) et rougeâtres au sommet (b). Ces calcaires à "faciès Scaglia" contiennent de nombreuses Globotruncana. On y trouve entre autres à la base : Rotalipora apenninica (RENZ); Rotalipora gr. Cushmanii et Rotalipora gr. turo-nica caractérisant le Cénomanién, selon J. Sigal qui signale ensuite le Sénomien inférieur (Coniacien - Santonien) à Globotruncana gr. lapparenti BROTZEN, Globotruncana gr. arca - convexa; Globotruncana coronata BOLLI; Globotruncana convexa SANDIDGE, Globotruncana concavata (BROTZEN) et probablement Sigalia deflaensis REISS.

fig. 68 Coupe stratigraphique de la Klippe sédimentaire dans la Contrada il Castellacio.

2) Autres affleurements importants

Les lambeaux de Crétacé supérieur sont très fréquents dans la zone de Vicari. Les meilleurs affleurements sont situés à Vicari même, juste au NE du château où ils ont été confondus avec le Dogger par L. Trevisan (1937) et dans la Contrada Finochiara juste au SW de la Casa Blando (dans l'angle SW de la feuille au I/25 000 de Vicari et dans l'angle NW de la feuille de Filaga). Dans cette région, les étages suivants ont été individualisés :

Sénonien inférieur :

<u>Globotruncana lapparenti</u>	BROTZEN
" "	<u>coronata</u> BOLLI
" "	gr. <u>arca - convexa</u>
" "	cf. <u>angusticarinata</u> GAND

Sénonien supérieur :

<u>Globotruncana marginata</u>	(REUSS.)
" "	<u>tricarinata</u> (QUEREAU)
" "	<u>contusa</u> (CUSHMAN)
" "	gr. <u>falsostuarti</u> SIGAL
" "	gr. <u>stuarti - stuartiformis</u> DALBIEZ

Sur la feuille de Roccapalumba, on en trouve plusieurs blocs dans la Contrada Comune, à l'E de Vicari, aux Rocche, dans la Contrada Ferruzza (voir Pl.9-milieu). Ce dernier bloc, emballé dans les marnes du Miocène supérieur, est à rapporter très probablement au Coniacien, puisqu'il recèle :

<u>Globotruncana sigali</u>	REICHEL
<u>Globotruncana</u> gr. <u>arca - convexa</u>	
<u>Globotruncana</u> cf. <u>angusticarinata</u>	GAND.
<u>Globotruncana</u> cf. <u>schneeganci</u>	"praeconcovata" SIGAL"
<u>Globotruncana</u> gr. <u>linnei</u>	(D'ORB.)
<u>Globotruncana marginata</u>	(REUSS.)
<u>Rugoglobigerina</u>	sp.

Quand on peut observer la base du Crétacé supérieur, ce qui est rare, on constate qu'il repose sur du Jurassique supérieur. Il semble transgressif quoique, à notre connaissance, la transgression ne soit pas matérialisée.

3) Conclusions

La zone de Vicari est caractérisée au Crétacé supérieur par des cal-

caires ou des calcaires marneux fins pélagiques, blancs à rougeâtres, transgressifs.

b) Zone de Cammarata

Représenté par des calcaires marneux rouges, le Crétacé supérieur de cette zone a été signalé en 1957 par S. Motta, puis cité ensuite par P. Broquet (1964 c), G. Mascle (1964-1965), Daïna (1965), P. Broquet, J. Magné et J. Sigal (1967). La transgression sénonienne pressentie par S. Motta a été très bien mise en évidence dans la partie occidentale des Sicani par G. Mascle (1965b).

Dans notre secteur d'étude, le Crétacé supérieur, s'est avéré très rare puisque nous n'en connaissons que deux affleurements certains et un affleurement probable (Monte Carcaci). Les deux affleurements que nous avons rencontrés et dont nous sommes certains de l'âge, ont une épaisseur très réduite et se situent d'une part dans la sous-unité allochtone de Castronuovo di Sicilia, au SE de la Portella San Francesco (feuille au 1/25 000 de Filaga) à la base d'un conglomérat épais de quelques mètres et situé sous le Paléocène et d'autre part dans la région située au N du village de Filaga, sous le puissant conglomérat de la Contrada Martino (km 61, route Prizzi-Lercara Friddi).

Les calcaires et marno-calcaires (faciès "Scaglia") rouges contiennent des Globotruncana caractérisant le Campanien-Maestrichtien. Ce Crétacé supérieur est transgressif (G. Castany, 1956, S. Motta, 1957 - G. Ruggieri 1959 - P. Broquet 1964 b et c - G. Mascle 1965b). Il a pu être fréquemment érodé par l'importante transgression du Paléocène, comme en témoignent les microfaunes du Campanien-Maestrichtien que l'on trouve remaniées dans le Paléocène (c'est le cas par exemple dans la série du Monte Cammarata). Cette érosion paléocène expliquerait l'épaisseur réduite du Crétacé supérieur et même sa disparition en bon nombre d'endroits.

Les déterminations de P. Andreieff ont permis de caractériser les étages suivants :

Maestrichtien (Portella San Francesco) avec :

Globotruncana Contusa (CUSH.)
" " stuarti (DE LAPP.)
" " stuartiformis (DALBIEZ)
" " aegyptiaca NAKKADY
" " gansseri BOLLI
" " havanensis VOORWIJK
" " arca (CUSH.)
Praeglobotruncana (?) cf. mattsoni PESSAGNO
Heterohellicidés fréquents :

Gublerina glaessneri BRONNIMANN et BROWN
Pseudotextularia elegans (RZEHAKE)
Racemigumbelina fructicosa (EGGER)
Heterohelix globulosa (EHRENBERG)

Campanien (km 61, route Prizzi-Lercara Friddi) avec :

Globotruncana ventricosa WHITE
" " elevata (BROTZEN)
" " formicata PLUMMER
" " stuartiformis (DALBIEZ)
" " stuarti subspinosa PESSAGNO
" " "prae-contusa"
Rugoglobigerina sp.

VII) CONCLUSIONS GENERALES ET REMARQUES PALEOGEOGRAPHIQUES

Nous distinguons au Crétacé cinq zones de faciès, soit du Nord au Sud :

- la zone des Argille Scagliose
- la zone du Panormide
- la zone de Sclafani
- la zone de Vicari
- la zone de Cammarata.

La zone de Sclafani comprend des faciès septentrionaux (série de Sclafani) et des faciès méridionaux (série de la Montagnola). La série de la Montagnola est intermédiaire entre les séries de Sclafani et de Vicari, raison pour laquelle nous l'avons traitée à part. Elle s'apparente aux faciès de Sclafani au Crétacé et s'assimile aux faciès de Vicari à l'Eocène, comme nous le verrons ensuite. Un tableau résume les principaux faciès du Crétacé.

Ce tableau fait apparaître au Crétacé inférieur les zones paléogéographiques individualisées depuis le Lias; on constate que le haut-fond subsident du Parnormide continue à jouer son rôle alors que dans les zones de Sclafani et Cammarata se sédimentent des radiolarites et des calcaires silicifiés. Ces sillons probablement peu profonds et qui correspondent peut-être à des ondulations de la plateforme externe, ont tendance à se combler, dès le Néocomien dans la zone de Cammarata et au Cénomaniens dans la zone de Sclafani.

La zone de Vicari était très probablement émergée dès le Néocomien et son influence se fait sentir dans la série de la Montagnola où les faciès néritiques apparaissent plus tôt que dans la série de Sclafani.

La paléogéographie établie au Lias moyen subsiste donc au Crétacé inférieur, mais à l'Albo-Cénomaniens, on assiste à une banalisation des faciès. En effet, du Nord au Sud, on rencontre des calcaires à Orbitolines et Rudistes, seules les zones de Vicari et Cammarata n'en comportent pas. La zone de Cammarata est émergée. Quant à celle de Vicari, il commence à s'y déposer des calcaires fins (faciès "Scaglia").

		Zones des A.S.	Zone du Panormide	Zone de Sclafani		Zone de Vicari	Zone de Cammarata
				Série de Sclafani	Série de la Montagnola		
CRETACE SUPERIEUR	SENON.	Microbrèches à Orbitoïdes. Flysch			Calcaires à Orbitoïdes	Calcaires fins	Calcaires fins ("Scaglia") à Globotruncana
	TURONIEN	Calcaire	Calcaires fins ("Scaglia") à Globotruncana			("Scaglia")	
	CENOMANIEN	<ul style="list-style-type: none"> • Flysch calcaire • Radiolarites • Schistes bitumineux • Calcaires et argiles à Lamellibr. • Calcaires à Orbitolines 	Emersion probable paléo-karst	Calcaires à Orbitolines	Calcaires à Orbitolines Gastropodes	à <u>Globotruncana</u>	
CRETACE INFÉRIEUR	ALBIEN	Calcaires à Orbitolines et Rudistes -?-?-?-?-?-?-?	Calcaires à Rudistes	Série Radiolaritique	et Rudistes		Marnes vertes et calcaires clairs
	APTIEN	Série	et				Radiolarites et calcaires silicifiés
	NEOCOM.	inconnue	Orbitolines	Calcaires à Ellipsactinia	?-?-?-?-?-?-?	Calcaires à Ellipsactinia	

Au Crétacé supérieur se dessine une nouvelle paléogéographie dont on distingue mal les limites, seule la zone des A.S. présente des faciès bien individualisés (flysch calcaire). Ailleurs on note soit une lacune du Crétacé supérieur, soit des calcaires fins pélagiques à Globotruncana (faciès "Scaglia"). La zone de Vicari apparaît alors comme un bassin marin encadré par deux zones peu profondes en voie d'émersion (zone de la Montagnola) ou même déjà émergée (zone de Cammarata). Au Sénonien, le faciès "Scaglia" atteint son développement maximum. Dans le domaine externe, il n'y a que dans la série de la Montagnola qu'il n'est pas représenté. Des microfaunes remaniées témoignant qu'à cette époque il s'y développait un faciès néritique à Orbitolides; faciès qui apparaît au même moment dans le domaine interne.

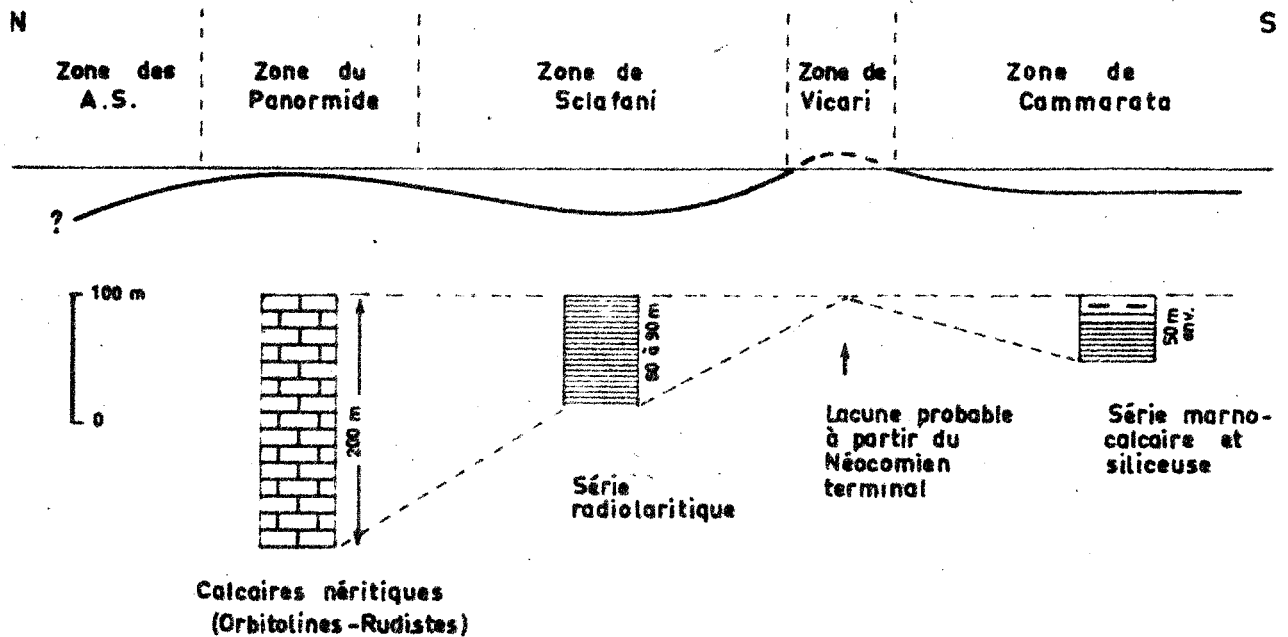


fig. 69 Reconstitution au Crétacé inférieur des différentes zones de faciès de la Sicile centro-septentrionale.

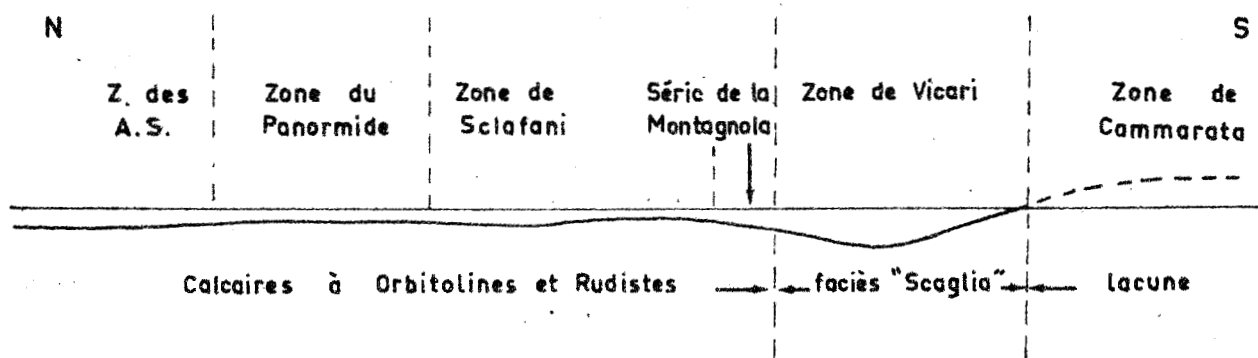


fig. 70 Reconstitution des différentes zones de faciès au Cénomanién.

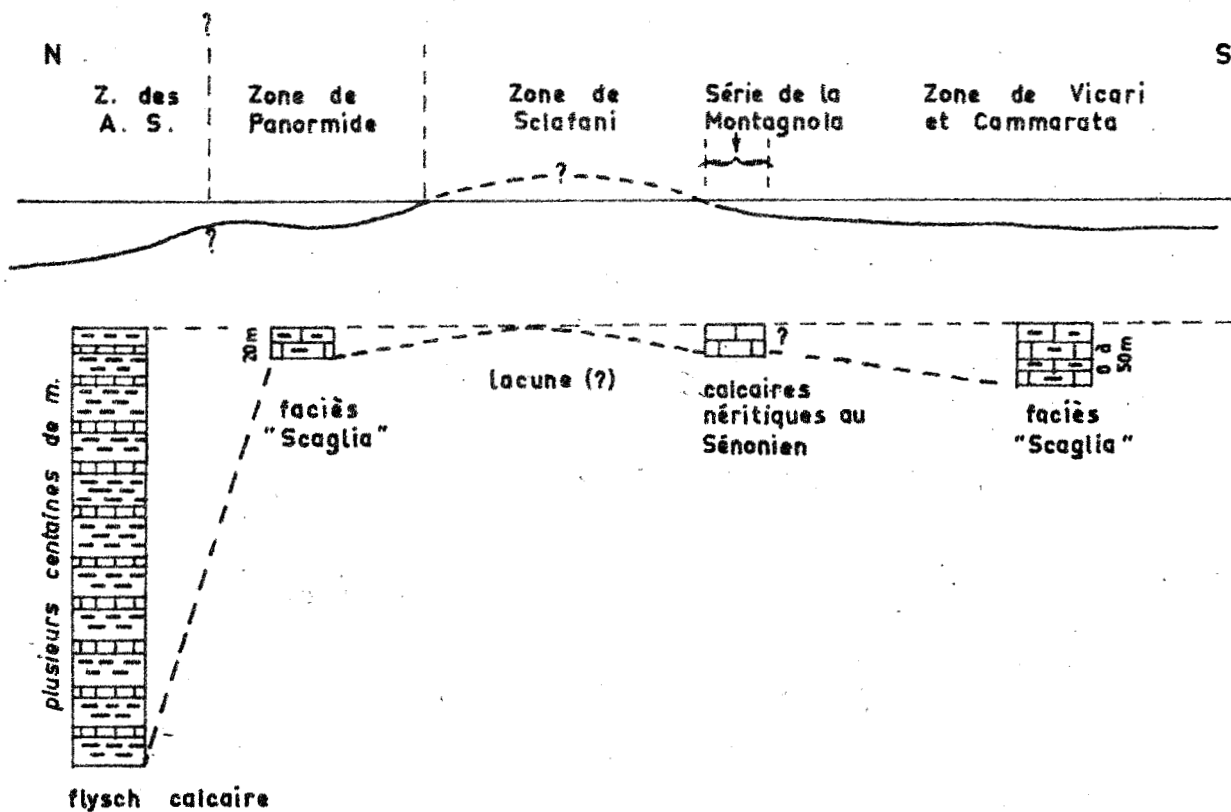


fig. 71 Reconstitution des différentes zones de faciès au Crétacé supérieur.

CHAPITRE VI

L'EOCENE

C H A P I T R E VI

L'EOCENE

I) SOMMAIRE. SUBDIVISIONS STRATIGRAPHIQUES UTILISEES ET HISTORIQUE GENERAL	I87
II) L'EOCENE DE LA ZONE DES "ARGILLE SCAGLIOSE"	I89
A) L'Eocène calcaro-marneux blanc	I89
a) Historique sommaire	I89
b) Caractères lithologiques	I90
c) Coupe de Polizzi Generosa	I90
d) Coupe de la Portella di Mare	I94
e) Coupe de la Portella Cupiglione au Monte Fanusi	I95
f) Coupe du Cozzo San Nicola	I96
g) Coupe de la Contrada Virga	I98
B) Analogies entre l'Eocène calcaro-marneux blanc et certaines formations d'Afrique du Nord.	202
C) L'Eocène marno-calcaire blanchâtre.	203
a) Série du Monte Capitano	203
b) Discussion de l'âge de cette formation	205
c) Autres affleurements importants	205
D) L'Eocène marno-calcaire tuffitique	206
a) Description lithologique de l'Eocène tuffitique au S de Cefalù.	206
b) Description lithologique de la formation tuffitique de la Contrada Prima Croce	207
c) Description lithologique locale de la formation tuffitique de la Contrada Morgifuto	209
d) Remarques relatives à l'âge de la formation tuffitique	210
e) Caractères pétrographiques des tuffites	212
E) L'Eocène marneux affleurant près de Vicari	213
F) Conclusions	214

III) L'EOCENE DES MADONIES	215
A) Zone du Panormide	215
a) Historique	215
b) Limites stratigraphiques	217
c) Coupe du Cozzo Cipolazzo	217
d) Coupe du Cozzo Cavolino	219
e) Localisation des principaux affleurements	219
f) Conclusions	220
B) Zone de Sclafani	221
a) Coupe du Vallone Canalotto	221
b) Coupe de Sclafani	224
c) Coupe de la Contrada Vera Luce	225
d) Coupe de la Portella Colla	226
e) Conclusions	228
IV) L'EOCENE DES SICANI	228
A) Zone de Vicari	229
a) Série de la Montagnola	229
b) Série de Vicari	232
B) Zone de Cammarata	233
e) Série de Cammarata	233
1) Coupe du Cozzo Ledera	233
2) Remarques relatives à la transgression du Paléocène	238
- Coupe de la Contrada Buonanotte	239
- Coupe du Sanctuaire de Piedigrotta	240
- Coupe de la Portella San Francesco	240
- Coupe de la Contrada Madonesi	240
3) Autres affleurements importants	241
4) Conclusions	242
V) CONCLUSIONS GENERALES ET REMARQUES PALEO GEOGRAPHIQUES	243

CHAPITRE VI

L'EOCENE

I) SOMMAIRE. SUBDIVISIONS STRATIGRAPHIQUES UTILISEES ET HISTORIQUE GENERAL

Après la banalisation des faciès notée au Cénomanién, un important changement de régime sédimentaire a lieu au Crétacé supérieur, annonçant déjà la sédimentation calcaro-marneuse du Paléocène-Eocène. Il s'agit d'une période importante qui voit la modification des zones paléogéographiques établies au Lias moyen, mais ne contribue cependant pas à l'installation d'une paléogéographie définitive. C'est une période transitoire qui précède l'installation des bassins du flysch numidien et de la molasse (?) de Reitano dont elle ne laisse pas encore deviner les limites.

Dans les zones externes, en bordure de la plateforme, la mer fait un va et vient, qui se marque par des transgressions du Crétacé supérieur, du Paléocène et de l'Oligocène. Ces phases et notamment celles du Paléocène et de l'Eocène moyen sont généralement moins nettes vers l'intérieur. Comme dans les chapitres précédents, nous décrirons les diverses zones de faciès en procédant de l'intérieur vers l'extérieur.

SUBDIVISIONS STRATIGRAPHIQUES UTILISEES.

N'ayant rencontré aucune macrofaune, l'échelle stratigraphique que je vais utiliser sera uniquement fondée sur la microfaune. Les étages mis en évidence sont caractérisés par des associations de Foraminifères dont la détermination est due à MM. A. Blondeau, J. Magné, J. Sigal, P. Andreieff, que je remercie très sincèrement. Il est bien évident que sans eux je n'aurais pu fournir de précisions stratigraphiques.

L'échelle stratigraphique utilisée est composée de haut en bas par les étages suivants :

Eocène supérieur : Priabonien
Eocène moyen : Lutétien
Eocène inférieur : Cuisien = Yprésien
Paléocène

Nous distinguerons dans la mesure du possible le Paléocène supérieur (zone à Globorotalia velascoensis) du Paléocène moyen (zone à Globorotalia pseudomenardii), du Paléocène inférieur (avec Globorotalia compressa) sans toutefois établir de parallélisme avec les étages classiques :

Sparnacien - Ilerdien
Thanétien
Montien

Il suffit de lire à cet effet de récentes publications (par exemple, E. Szöts (1965, p. 773-766) pour constater que la position de l'étage Ilerdien est très discutée, que les divers spécialistes ne sont pas d'accord quant aux limites à adopter etc... N'étant pas micropaléontologiste, il serait hors de thème d'entrer dans ces discussions.

Un mot encore à propos du Danien. Cet étage n'a été caractérisé que dans les Sicani (série de la Montagnola); il passe en continuité au Paléocène et fait partie du cycle Paléocène, en conséquence je le rangerai à la base du Paléocène comme le font de nombreux auteurs, tel J. Cuvillier et al. (1955) qui admettent que le Crétacé supérieur prend fin avec la disparition des Globotruncana.

HISTORIQUE GENERAL

L. Baldacci (1886), le premier, fait état de l'Eocène; dans une série équivalente à la série de Sclafani Bagni, qu'il étudie dans la région de Termini Imerese, il cite un Eocène supérieur caractérisé par des microfaunes à Nummulites. Plus tard, G. Checchia-Rispoli (1903-1907-1909 a et b - 1910) confirme l'existence de l'Eocène et en fait une première étude paléontologique, tant dans la région de Termini Imerese qu'aux alentours de Bagheria (Province de Palerme) et au Monte Judica. A la même époque Scalia (1909) au Monte Judica cite un "flysch eo-miocenico". Dans les Madonies, les premiers travaux sont

du à G. Checchia-Rispoli (1916) puis à L. Trevisan (1935) qui parle d'Eocène moyen dans la région de Sclafani et Caltavuturo. Pour avoir quelques précisions, il faut ensuite attendre P. Schmidt di Friedberg (1959), P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri et G. Giannini (1960), L. Ogniben (1960-1963), P. Broquet (1962), P. Broquet et G. Duée (1962), E. Ceretti (1962). Je reviendrai sur les précisions apportées par ces divers auteurs au cours du développement. Dans les Sicani, l'Eocène est indiqué dès 1886 par Baldacci qui a levé entre 1877 et 1879 la carte au 1/100 000 de Canicatti; cet auteur groupe dans l'Eocène diverses séries comprises entre le Crétacé et le Miocène inférieur et il attribue le tout à l'Eocène moyen. Très peu étudié, ensuite, l'Eocène des Sicani demeure énigmatique et il faut attendre les publications de S. Motta (1957) P. Baggio (1956) P. Broquet (1964 c - d) G. Mascle (1964-1967) Daïna (1965) pour trouver quelques descriptions de l'Eocène. En 1967, P. Broquet, J. Magné et J. Sigal en font une étude détaillée, au Monte Cammarata.

II) L'EOCENE DE LA ZONE DES "ARGILLE SCAGLIOSE"

La zone des A. S. ou zone du flysch interne comprend plusieurs Eocènes de faciès différents. Dans notre région d'étude, nous avons essentiellement rencontré l'Eocène dit de type "Polizzi Generosa" (c'est la formation de Polizzi Generosa des auteurs italiens). Nous citerons également l'Eocène lié à la formation de Reitano et parlerons enfin, de l'Eocène que nous avons rencontré dans les lambeaux d'A. S. coincés sous le Panormide.

A) L'Eocène calcaro-marneux blanc (formation de Polizzi Generosa des auteurs italiens)

a) Historique sommaire

Cette formation présente des bancs de calcaires microbréchiques, détritiques, non classés à nombreux Macroforaminifères qui ont attiré le regard des géologues dès 1886. Le premier d'entr'eux à en faire état est L. Baldacci (1886) qui signale un Eocène supérieur à Polizzi même et constate que la même formation apparaît dans les monts de Termini Imerese et également au Monte Marcassita

près de Caltanissetta etc... Il faut signaler ensuite les études paléontologiques de G. Checchia-Rispoli (1909-1910) qui a rencontré cette formation près de Termini Imerese où elle avait été signalée par L. Baldacci (1886) et aux alentours de la ville de Bagheria; cet auteur lui attribue un âge éocène confirmé en 1912 par M. Gemmellaro qui reprend l'étude des affleurements de Termini Imerese. C'est en 1960 que L. Ogniben crée le terme de formation de Polizzi Generosa, signalant un passage continu entre les "A.S. inferiore" et l'"Eocène de Polizzi". R. Coltro (1963), élève de L. Ogniben, confirme les écrits de son maître et précise l'âge de la formation qui serait compris entre la partie moyenne de l'Eocène inférieur et l'Eocène moyen-supérieur.

b) Caractères lithologiques

Il s'agit d'une formation calcaro-marneuse constituée essentiellement de strates d'une épaisseur de quelques centimètres à quelques décimètres de calcaires et marno-calcaires blancs à lits et nodules de silex noirs assez peu fréquents. Intercalés, dans la série, quelques niveaux de calcaires bréchiques non classés sont très riches en Macroforaminifères : Nummulites et Alvéolines souvent cassées et peut-être remaniées sur place. On rencontre également quelques passées marneuses d'un blanc-grisâtre. Les marnes sont surtout bien développées à la base de la série (Eocène inférieur); elles sont de couleur gris-plomb et contiennent des marno-calcaires ou des calcaires de la même teinte; fréquemment les calcaires sont blancs en patine, mais gris-noir en cassure.

c) Coupe de Polizzi-Generosa

Cette coupe très accessible est facilement réalisable de part et d'autre et sous le village de Polizzi Generosa (voir Pl.1-bas) le tracé de la coupe NE-SW part de la cote 818 environ au N du village pour se terminer à la cote 733 au S de ce village. Une étude micropaléontologique très complète a été réalisée par R. Coltro (1963); nous citerons ses déterminations (voir Tableau ci-joint) qui permettent d'attribuer un âge compris entre la partie moyenne de l'Eocène inférieur et la partie moyenne à supérieure de l'Eocène moyen.

La coupe fournie par R. Coltro montre une parfaite intercalation de la formation de Polizzi Generosa entre des "Argille Scagliose inferiore" qui en constituent le substratum stratigraphique et des "Argille Scagliose superiore" qui reposent anormalement sur la formation de Polizzi Generosa par suite d'une diverticulation au sein du "complexe sicilide". Ceci correspond exactement au schéma de L. Ogniben (1960). Sur le terrain, cette intercalation nous semble cependant bien moins évidente que ne l'affirment ces auteurs (voir fig. 218). Si les "A. S. inferiore" d'âge Eocène inférieur et probablement paléocène, passent bien en continuité à la formation de Polizzi dont à notre avis elles font partie, la formation débute au Paléocène. Il nous semble intéressant d'étudier le substratum de ce Paléocène-Eocène inférieur. Il affleure très bien juste au N de la coupe de R. Coltro et notamment dans le Rio Secco et la Contrada Sanguisuche où nous avons noté ^{selon les déterminations de J. Sigal,} des microfaunes de l'Albien supérieur-Vraconien, du Cénomaniens (et peut-être du Turonien inférieur) microfaunes identiques à celles qui apparaissent dans les A. S. affleurant au S de Polizzi Generosa et reposant anormalement sur l'Eocène, selon L. Ogniben (1960) et R. Coltro (1963). A notre avis, l'Eocène de Polizzi est emballé dans les A. S.

Cette observation locale est valable pour les nombreux affleurements d'Eocène de type Polizzi Generosa que nous avons rencontrés entre les Madonies et les monts de Termini Imerese, dans les A. S. que nous dénommerons A. S. de la région de Cerda, où tous ces affleurements montrent des lambeaux d'Eocène sur (ou plutôt dans) un flysch du Crétacé supérieur.

En conclusion, nous n'adopterons pas la division en "A. S. inferiore" et "A. S. superiore" proposée par L. Ogniben (1960); la limite entre les deux unités étant marquée par l'Eocène de type Polizzi Generosa qui ferait partie des "A. S. inferiore". Nous considérons qu'il existe une unité d'A. S. essentiellement du Crétacé supérieur emballant des lambeaux d'Eocène. Nous justifierons notre point de vue dans le chapitre tectonique relatif à l'étude de la nappe des A. S.

Il est bien certain qu'à l'origine les A. S. de la région de Cerda et l'Eocène de Polizzi Generosa faisaient partie du même domaine paléogéographique. Le morcellement, la chaoticité des formations étant provoquées par le transport tectonique.

Après cette brève discussion, nous présenterons quelques coupes de l'Eocène de type Polizzi Generosa puis signalerons les principaux affleurements de notre région d'étude.

d) Coupe de la Portella di Mare

Cette coupe se situe sur la feuille au 1/25 000 de Scillato juste à l'W du km 18 de la route Collesano-Polizzi Generosa (voir fig. 72).

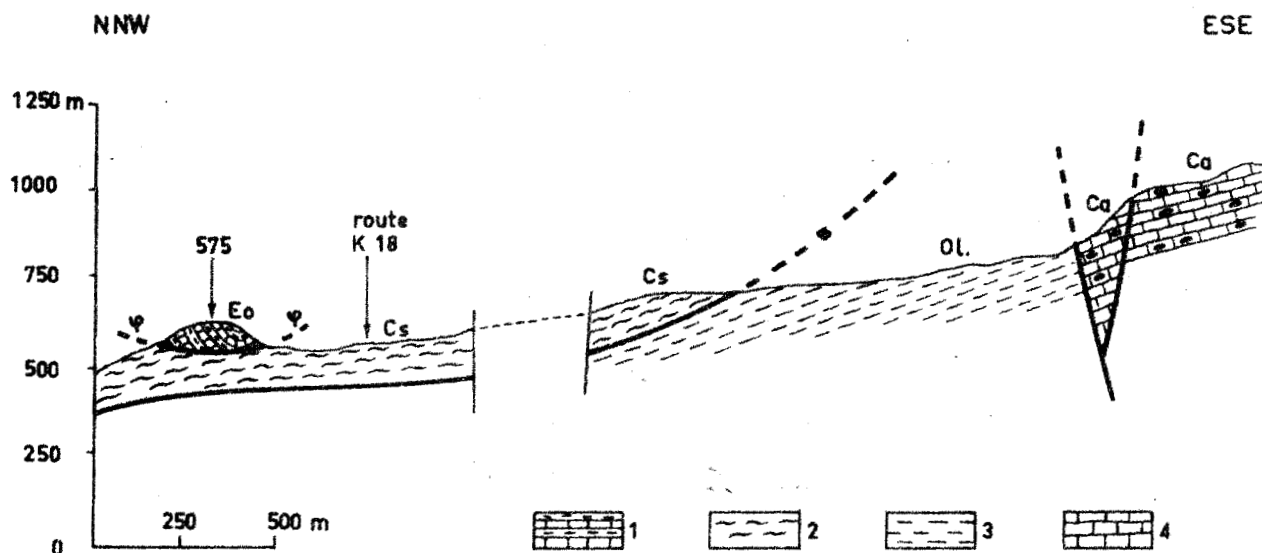


fig. 72 Coupe de la Portella di Mare.
Légende dans le texte.

Elle permet d'observer un lambeau d'Eocène (1) très tectonisé, constitué d'une alternance de calcaires, marno-calcaires et marnes blanchâtres reposant sur un substratum d'A.S. (2). L'ensemble (1 et 2) constitue la nappe du flysch interne qui repose ici sur un Oligocène (3) formé d'argilites brunes à rares ni-

veaux de calcaires microbréchiques à *Lépidocyclines*; il s'agit de la base de la série numidienne externe en contact par faille avec le Trias de la série de Sclafani, représentée par des calcaires noirs à *Malobia sp.* du Carnien (?) - Norien (4).

e) Coupe de la Portella Cupiglione au Monte Fanusi

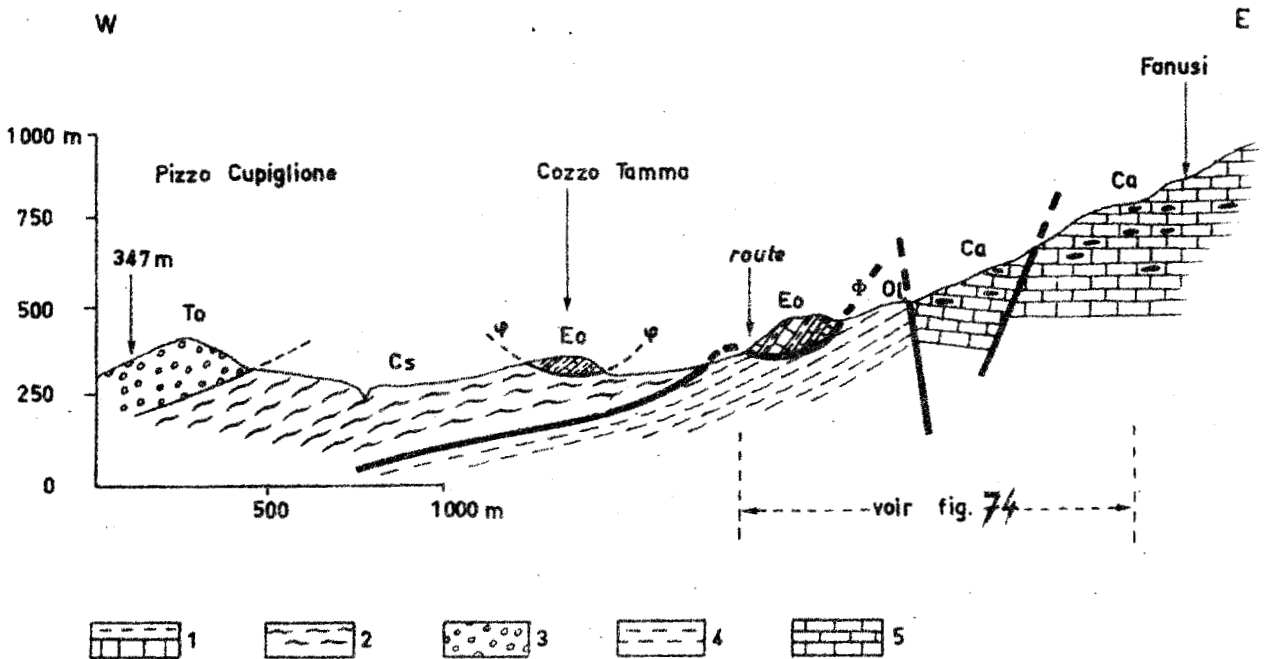


fig. 73 Coupe de la Portella Cupiglione au Monte Fanusi
Légende dans le texte.

Située dans la même région que la précédente section (fig. 72), cette coupe nous montre un Eocène (I) formé d'une alternance de calcaires marneux et de marnes blanchâtres très riches en *Globorotalia sp.*, les strates ont 5 à 20 cm d'épaisseur. On remarque également quelques niveaux de calcaires microbréchiques grisâtres à *Globorotalia sp.*, *Alveolina sp.* etc... On note à la base de la série quelques intercalations argileuses rouge lie de vin et verdâtres dont la composition minéralogique est semblable à celle des A. S. (2). L'Eocène dissocié de son substratum d'A. S. repose sur les argilites brunes oligocènes (4) de la base du flysch numidien externe, en contact par faille

avec le Trias (5) (Carnien (?) - Norien) de la série de Sclafani. Un conglomérat tortonien (3) repose en transgression sur la nappe des A. S. La figure 74 précise la nature de l'affleurement éocène situé près de la route Scillato-Caltavuturo.

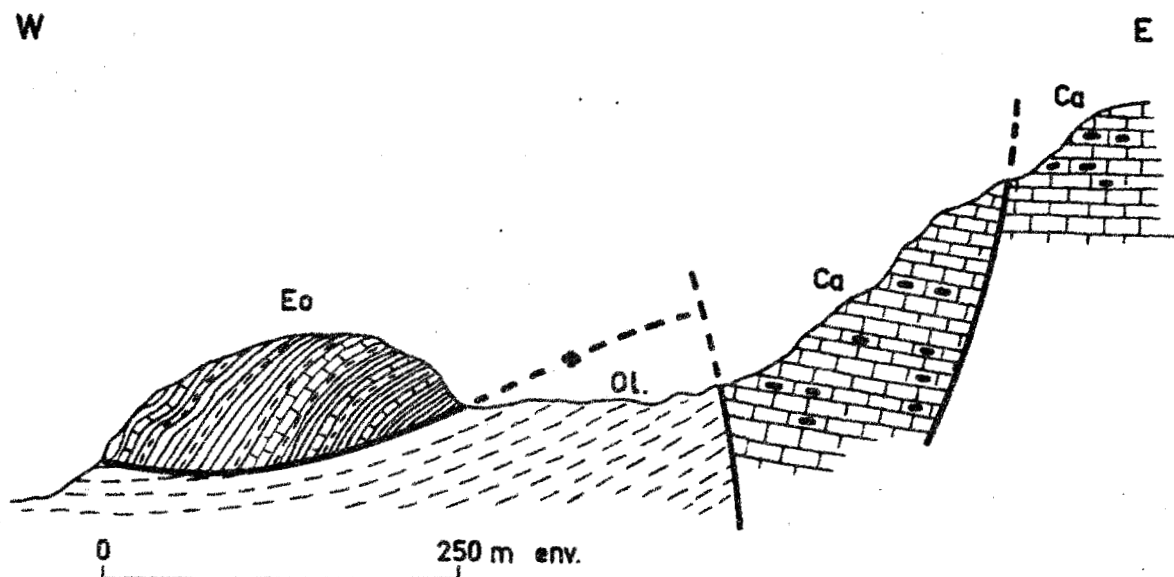


fig. 74 Détail de la figure 73

Nous avons levé de nombreuses coupes de ce type, mais il serait fastidieux de les énumérer. Nous nous limiterons à trois d'entre elles qui permettent de poser ou de résoudre certains problèmes.

f) Coupe du Cozzo San Nicola

Située dans l'angle SE de la feuille au 1/25 000 du Monte San Calogero (coord. 965979) cette coupe montre une concordance de pendage entre la formation Eocène (1) constituée de marno-calcaires blancs à patine noirâtre et les A. S. (2)

représentées par des argilites vertes et rouges contenant quelques niveaux de calcaires verdâtres ou gris, à pâte fine ou finement oolithiques (oolithes bien calibrées à petit nucleus et quelques niveaux lenticulaires conglomératiques).

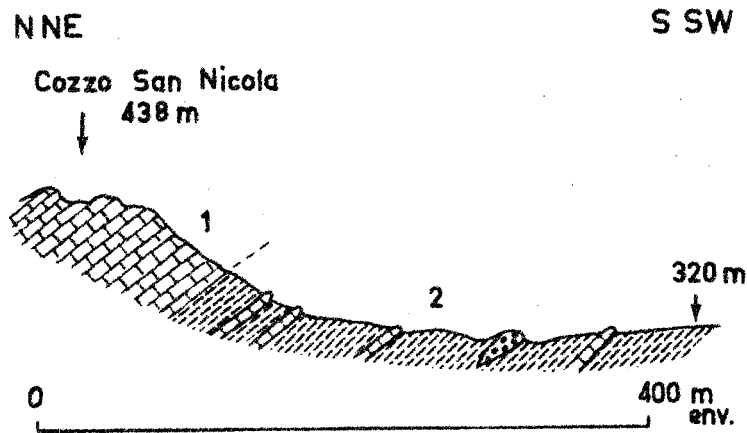


fig. 75 Coupe du Cozzo San Nicola (438 m).

Si un doute pouvait subsister quant aux relations paléogéographiques qui ont pu exister entre les A. S. et l'Eocène de "type Polizzi", cette coupe, d'une part, qui montre une concordance entre l'Eocène et les A. S. (concordance qui, il est vrai, pourrait n'être qu'un fait du hasard) et l'analyse minéralogique, d'autre part, qui prouve une étroite analogie entre les argiles des A. S. et celles de la base de l'Eocène, devraient ôter ce doute.

En conclusion, il semble bien certain que les A. S. et l'Eocène de "type Polizzi Generosa" ont fait partie d'une même province paléogéographique.

8) Coupe de la Contrada Virga

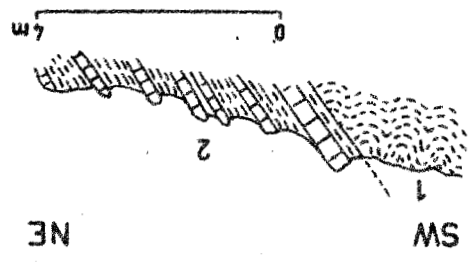


Fig. 76 Coupe de la Contrada Virga. Légende dans le texte.

- I - Argiles schisteuses noires du Paléocène - Eocène inférieur (1).
- 2 - Eocène constitué de calcaires blancs à grisâtres (2); de mar- nes blanchâtres (3); de calcaires microbre- chiques à Alveolina sp. (4).

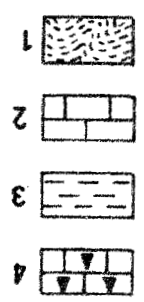
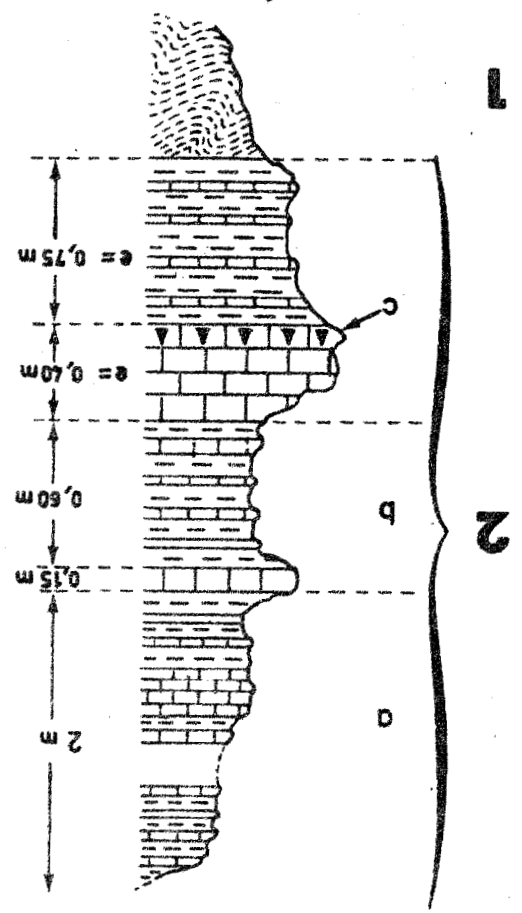


Fig. 77 Colonne stratigraphique détaillée de l'Eocène de la Contrada Virga.

Dans les Madonies, au front de chevauchement actuel du Panormide, nous avons signalé des lambeaux d'un flysch d'âge crétacé supérieur-Eocène (voir P. Broquet 1964 a) coïncé sous le Panormide et rappelant le faciès du flysch interne ou A. S. (P. Broquet, A. Caire et G. Mascle 1966). Nous avons hésité (1964 a) entre le flysch externe encore appelé série du Monte Soro et les A. S. avant d'en faire définitivement des A. S. La découverte d'un Eocène de type Polizzi à la Contrada Virga permet de rapporter ce flysch Crétacé-supérieur-Eocène avec certitude aux A. S. A la Contrada Virga, on remarque (fig. 76-77) :

- I - des argiles schisteuses noirâtres avec des Globigérines tertiaires et Acarinina cf. conicotruncata (SUBB.) du Paléocène-Eocène inférieur;
- 2 - une alternance de marnes blanches à grises et de minces bancs de calcaires franchement blancs (a) ou blancs en patine, grisâtres en cassure (b), avec un niveau microbréchiq ue à la base contenant de nombreuses Alveolina sp. (c). L'épaisseur totale de ce niveau est de 4 m.

Ces faciès rappellent ceux de l'Eocène de Polizzi, quoique peut-être un peu plus marneux; ils permettent donc d'affirmer que le flysch auquel ils sont associés est bien à rapporter aux A. S. ou flysch interne; d'ailleurs la découverte dans la Contrada Barba d'Oro, aux alentours du point de coordonnées III982, de schistes bitumineux typiques des A. S. confirme bien ce point de vue.

La découverte d'une formation éocène du type de celle que l'on connaît à Polizzi Generosa pose cependant un nouveau problème. Nous avons déjà individualisé dans ces A. S. un Eocène (P. Broquet, 1964 a) ^{peut-être} de même âge que celui de Polizzi, mais de faciès différent. Rappelons brièvement la lithologie des A. S. coïncées sous le Panormide. Il s'agit d'un flysch calcaire, donc d'une série rythmique composée de minces strates de calcaires à pâte fine, gris ou verts à filonnets de calcite, alternant avec des argiles lie de vin et vertes, noirâtres et très schisteuses à certains niveaux. On rencontre également des strates de quartzites feldspathiques et on note que :

- le quartz est abondant
- les feldspaths détritiques principalement composés de plagioclases ne constituent généralement qu'une faible proportion des éléments détritiques (quelques %); ils atteignent au maximum et très rarement 20 à 25 % de la roche totale.

BUS
LILLE

Ce sont là les faciès essentiels, mais on rencontre également des calcaires grisâtres fossilifères, à silex blancs ou bleutés, des calcaires microbréchiques non classés et des calcaires gréseux bleutés.

Nous citons tous les faciès rencontrés, mais il n'existe pas, sur le terrain, de coupe continue dans cette série très broyée, laminée, formée de lambeaux disjoints qui affleurent près d'Isnello, dans les Contrada Barba d'Oro, Virga, Giacchino, Faulisi, Maria, Capra, Lanzeria et au N de la Contrada Gallina. Deux lambeaux de même faciès affleurent au NW de Gratteri dans les Contrada Carbone et Armizzo. Nous avons recueilli dans les niveaux calcaires des microfaunes du Campanien et du Maestrichtien caractérisé par (I) de rares formes pélagiques :

Globotruncana stuarti LAPP.

" " arca CUSH.

Globotruncana sp., Gumbelina sp., Globigerina sp.; et d'abondantes formes benthiques :

Orbitoides media ARCH

" sp.

Lepidorbitoides sp.

Clypeorbis mamillata SCHLUMB.

Siderolites calcitrapoïdes LMK

Siderolites sp.

Les faciès de ces niveaux du Crétacé supérieur correspondent à ceux que nous avons décrits dans les A. S. (voir p. 157). Nous avons ensuite individualisé le Paléocène-Eocène inférieur (Yprésien) qui affleure dans de bonnes conditions en quelques points et notamment dans la Contrada Capra en tête du Vallone Lanzeria où il est représenté par un faciès très caractéristique puisqu'il s'agit de calcaires gris à blanchâtres en patine, et noirâtres en cassure, à Globigérines et Globorotalia du Paléocène-Yprésien. Il n'est pas impossible que des niveaux plus récents y soient représentés. Ces faciès correspondent aux argiles schisteuses noirâtres du Paléocène-Eocène inférieur bien connue dans les A. S.

Nous avons, enfin caractérisé l'Eocène moyen-supérieur à (I) :

Nummulites aturicus JOLY et LEYM.

" cf. incrassatus DE LA HARPE

Discocyclus discus RUTIMAYER

Discocyclus sp.

Pellatospira madaraszii HANTKEN

Pellatospira sp.

Chapmanina gassinensis SILV.

Chapmanina sp.

Baculogypsinoïdes sp.

Fabiana cassis (OPPENHEIM)

Fabiana sp.

Cet Eocène moyen-supérieur apparaît en de nombreux points notamment près du Monte Balatelli (feuille au 1/25 000 d'Isnello). En partant du sommet du Monte Balatelli (956 m) constitué de calcaires du Jurassique supérieur qui supportent de petits affleurements de Turonien - Sénonien (?) et en se dirigeant vers l'WNW, on rencontre des argiles noires à Algues de l'Oligocène supérieur qui sont généralement sous le Panormide. Cependant, ces argiles qui contiennent des petits bancs de grès quartzites semblent localement reposer sur le Panormide, ce qui serait en faveur d'une mise en place du Panormide à l'Oligocène supérieur comme nous le verrons dans le chapitre tectonique. Dans la Contrada Giacchino, on rencontre à la cote 843 une colline, formée d'A. S., reposant anormalement sur l'Oligocène supérieur. Il s'agit de calcaires bréchiques à microbréchiques non classés, contenant de riches microfaunes de l'Eocène moyen supérieur (Lutétien supérieur-Priabonien) avec des Orbitoïdes sp. du Crétacé supérieur remaniés. Les calcaires microbréchiques passent à des grès bruns ou à des calcaires gréseux bleutés. On retrouve des microbrèches présentant les mêmes associations dans la Contrada Faulisi etc... Selon L. Montanari qui a étudié mes plaques minces provenant de ces niveaux, toutes ces microfaunes présentent un caractère remanié et il pourrait s'agir d'Oligo-Miocène. Mais aucune forme ne vient attester cet âge si ce n'est un exemplaire de Bullalveolina bulloïdes qui caractériserait l'Oligocène moyen selon L. Montanari.

En conclusion, dans ces A. S. coincées sous le Panormide, nous avons pu individualiser :

- le Crétacé supérieur (flysch calcaire),
 - le Paléocène-Eocène inférieur (calcaires noirs à patine blanchâtre à grisâtre),
 - l'Eocène inférieur et moyen (faciès de Polizzi Generosa),
 - l'Eocène moyen supérieur (?) dont les microfaunes seraient peut-être remaniées.
- Dans ce cas, la formation pourrait être d'âge oligocène ou même miocène inférieur.

La série ainsi reconstituée semble normale et vers le bas, passe en continuité aux A. S. (flysch calcaire), mais sur le terrain on n'observe jamais le passage entre l'Eocène de faciès Polizzi Generosa et l'Eocène-Oligocène (?) de faciès très différent, précédemment décrit. Il serait nécessaire de faire une étude stratigraphique très détaillée de ces Eocènes car ils pourraient appartenir à des provinces paléogéographiques différentes. Dans l'état de nos connaissances actuelles, nous ne pouvons prouver qu'il existe une incompatibilité stratigraphique majeure entre les deux formations et nous admettons donc qu'elles peuvent faire partie d'un même domaine paléogéographique. Elles se trouveraient dissociées sur le terrain par suite d'un clivage tectonique.

B) Analogies entre l'Eocène calcaro-marneux blanc et certaines formations d'Afrique du Nord

En 1966, au cours d'une excursion organisée par MM. Caire et Durand-Delga, en Algérie, nous avons pu noter certaines analogies de faciès entre la formation éocène dite de Dellys et la formation de Polizzi Generosa. Cette ressemblance est peut-être due au hasard mais il serait cependant souhaitable dans l'avenir qu'une étude comparée soit faite. M. Magné qui a bien voulu étudier les associations de Foraminifères de la formation de Polizzi-Generosa m'a confié qu'il y rencontrait les mêmes associations que dans la formation de Dellys.

La même année (1966) M. Rouvier, a bien voulu me faire parcourir son secteur de thèse situé en Tunisie occidentale. Ce rapide parcours sur le terrain a permis de noter des analogies étroites entre certaines formations tunisiennes et leurs homologues siciliennes, notamment au niveau du flysch numidien. Un crétacé-Eocène présente des similitudes avec la formation de Polizzi Generosa (ou

peut-être avec la formation de Troina) il s'agit de la formation Adissa (Crétacé supérieur-Eocène inférieur et moyen) qui affleure en Tunisie occidentale et se limite à la zone où affleure un Sénonien à microbrèches apparenté aux A. S. de Sicile. A propos de la formation Adissa on consultera en particulier les travaux de A. Jauzein et H. Rouvier (1965) et G. Glaçon et H. Rouvier (1964).

Nous ne développerons pas plus le chapitre réservé aux analogies entre l'Afrique du Nord et la Sicile à l'Eocène. Nous souhaiterions toutefois que des études futures menées conjointement en Afrique du Nord et en Sicile viennent confirmer ou infirmer ces observations trop locales pour être généralisées. Pour faire progresser les connaissances géologiques de la Méditerranée occidentale, il est important d'établir des liens paléogéographiques entre l'Afrique du Nord et la Sicile.

C) L'Eocène marno-calcaire blanchâtre (formation de Troina des auteurs italiens)

Cet Eocène se caractérise par un faciès plus terrigène que celui de Polizzi Generosa qui est essentiellement calcaire. Le faciès dominant est argileux ou parfois marneux. Les strates argilo-marneuses contiennent une notable proportion de sable et alternent avec des niveaux calcaires parfois très fossilifères. Il faut signaler également quelques strates gréseuses.

Dans notre secteur d'étude, nous n'avons noté que quelques affleurements de cet Eocène et décrirons la série qui se développe au Monte Capitano (feuille au 1/25 000 de Gangi - n° 260-II-NW).

a) Série du Monte Capitano

Cette série peut se réaliser sur le terrain suivant une direction S-N passant par le Monte Capitano. La tectonique de cette zone est très complexe, on remarque en effet que les couches éocènes à miocènes (formation de Reitano), accusent un pendage de 40° vers le Sud et sont renversées reposant sur du Numidien allochtone lui-même renversé. En se dirigeant vers le Nord, on constate

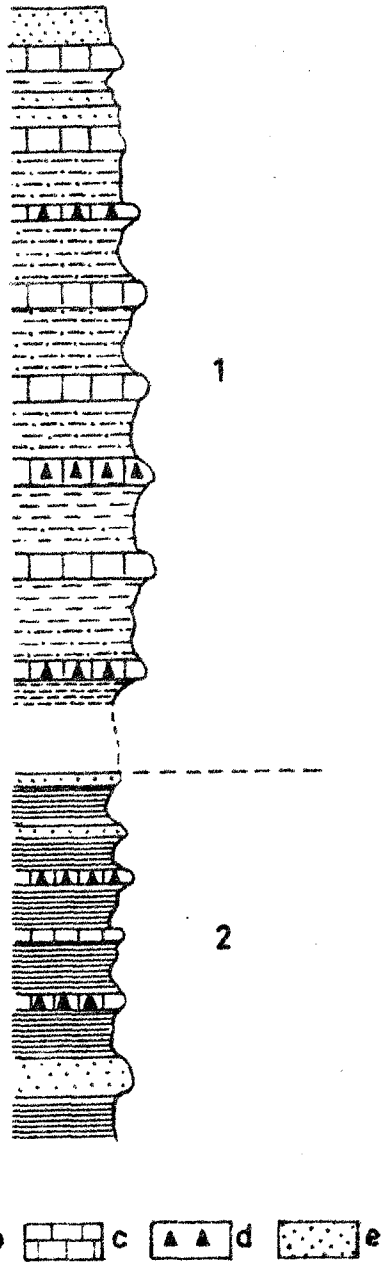


fig. 78 Profil stratigraphique indiquant les caractères lithologiques de l'Eocène du Monte Capitano.

- a - marnes ou argiles
- b - marnes ou argiles sableuses
- c - calcaires fins
- d - calcaires microbréchiques
- e - grès micacés.

que les pendages s'atténuent puis deviennent dirigés vers le NE. Il s'avère donc que l'Eocène (formation de Troina) et l'Oligo-Miocène (formation de Reitano) sont renversés, qu'ils ont été charriés sur le Numidien renversé (lui-même charrié et probablement d'origine interne). L'ensemble aurait, semble-t-il été repris par une tectonique posthume et plissé en anticlinal de nappe. La série reconstituée se compose (fig. 78 - I):

- d'une alternance de bancs calcaires de quelques décimètres à un mètre d'épaisseur, blancs, fins généralement azoïques ou à rares microfaunes pélagiques (*Globigérines - Globorotalia sp.*) et de marnes ou argiles plus ou moins verdâtres à l'affleurement, grises en profondeur, à débit noduleux, plus ou moins sableuses. On remarque quelques niveaux de grès micacés surtout vers le sommet de la série ainsi que quelques bancs de calcaires gréseux micacés ou de marnes micacées, grises, sableuses se débitant en plaquettes, alors que de la base au milieu apparaissent quelques bancs de plusieurs décimètres à 1,50 m d'épaisseur de microbrèches ou de calcaires gréseux à *Nummulites - Alvéolines - Chapmanina sp., Fabiana sp.*, etc... indiquant l'Eocène supérieur, cette série semble passer vers le bas à une formation essentiellement argileuse rouge lie de vin contenant des *Tubotomaculum*. On y note (fig. 78 - 2)
- quelques intercalations d'un décimètre à un mètre d'épaisseur, de grès plus ou moins quartzitiques verdâtres ou blanchâtres en cassure mais toujours à patine ferrugineuse et de calcaires en bancs peu épais, à cassure blanche. On remarque également quelques niveaux de microbrèches parfois ferrugineuses avec microfaunes éocènes (probablement de l'Eocène moyen à *Nummulites* et *Orthophragmines*. Ces argiles à *Tubotomaculum* sont problématiques et leur âge n'est pas certain. Il n'est pas impossible qu'elles soient plus récentes.

b) Discussion de l'âge de cette formation

Si on en croit les microfaunes rencontrées dans les niveaux microbréchiques cette formation est d'âge Éocène moyen à sa base (argiles à Tubotomaculum) et Éocène supérieur au sommet (séquence marno-calcaire). Il faut cependant faire les remarques suivantes :

- les microfaunes caractérisant un milieu peu profond (Nummulites etc...) sont presque toujours cassées, voire roulées et se trouvent dans des microbrèches; elles alternent avec des microfaunes pélagiques indiquant un milieu probablement plus profond (Globigérines - Globorotalia sp. etc...). Il est difficile de définir la bathymétrie de cette formation, mais il est possible que les grands Foraminifères ne soient pas en place, qu'ils soient remaniés, qu'ils aient été entraînés par des courants vers les zones plus profondes que celles où ils ont vécu. Il y a là un problème qui ne peut-être résolu que par des micropaléontologistes. Nous formulerons seulement l'hypothèse que l'âge avancé (Eocène moyen-supérieur) pourrait être plus ancien que l'âge réel puisqu'il aurait été établi avec des microfaunes remaniées. Un âge oligocène pourrait alors être envisagé, tout au moins pour le sommet de la série. Quant aux argiles à Tubotomaculum elles pourraient être de l'Eocène supérieur et même atteindre l'Oligocène.

c) Autres affleurements importants

Le seul affleurement typique que nous ayons rencontré, à part celui du Monte Capitano, se situe dans l'angle SW de la feuille de Gangi, dans la Contrada Capuano; les faciès sont comparables à ceux que nous avons décrits,

Les autres affleurements que nous indiquerons présentent plutôt un caractère mixte entre la formation de Polizzi Generosa et la formation de Troina, ce qui prouve le lien étroit qui existe entre ces formations comme l'a d'ailleurs indiqué L. Ogniben (1960, 1964). Ils se trouvent sur la feuille au I/25 000 de Collesano (n° 259-I-NE) dans la Contrada Santuza ainsi que dans le Torrente Roccella près de la Contrada Bosco; sur la feuille au I/25 000 de Montemaggiore Belsito (n° 259-I-SW) juste au NE de la Contrada La Cuba. Sur la feuille au

I/25 000 de Sambuchi (n° 259-IV-SE) où l'on constate dans la Serra Sambuchi qu'un affleurement éocène est constitué de bas en haut par des calcaires blancs, en petits bancs et des marno- calcaires blancs à grisâtres (formation de Polizzi), passant vers le haut à des marnes grises très fossilifères, alternant avec des bancs épais d'un mètre à 1,50. m de microbrèches ou de microconglomérats très riches en Nummulites etc... Ce faciès évoque celui de la formation de Troina.

D) L'Eocène marno-calcaire tuffitique (formation de Tusa des auteurs italiens)

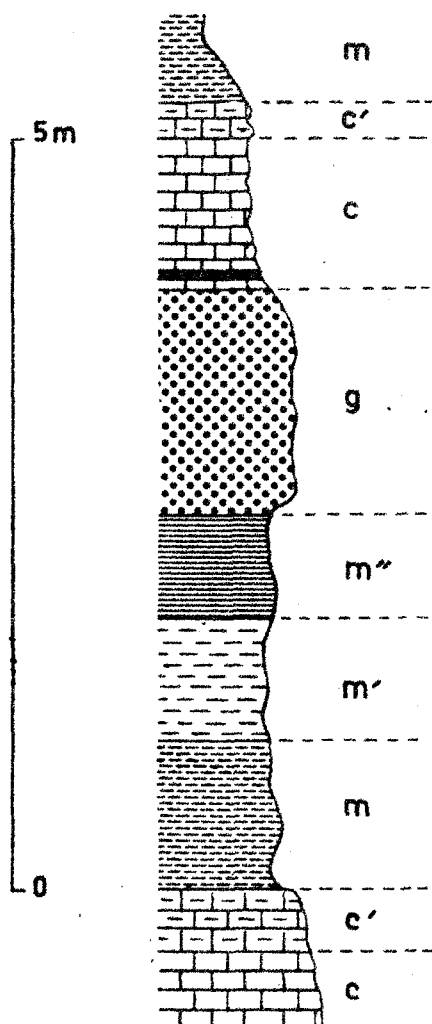
Cet Eocène marno-calcaire, apparenté au précédent, est caractérisé par des intercalations de grès tuffitiques ou de tufs verdâtres andésitiques. Le terme de formation de Tusa est dû à E. Ceretti (1960) qui en a donné une description lithologique de même que G. Duée (1962). Les tufs ont été signalés par L. Ogniben (1960) et étudiés d'une façon très complète par cet auteur (1964) dont nous citerons ici les principales conclusions pétrographiques.

Cet Eocène marno-calcaire ne se différencie de la formation de Troina précédemment décrite que par la présence de tufs. Nous l'avons rencontré dans la région de Cefalù et au S de ce village sous la formation de Reitano (feuille de Cefalù au I/25 000 - n° 25I-III-SW) ainsi que sur la feuille au I/25 000 de Collesano (n° 259-I-NE) au S et au SE de Campofelice-di-Roccella sur la route qui joint ce pays à Collesano entre les km 3,3 et 5,2, ainsi qu'au Poggio Morgifuto. Nous en fournirons quelques descriptions lithologiques.

a) Description lithologique de l'Eocène tuffitique au S de Cefalù

Entre le km 1 et le km 2 de la route Cefalù - Gibilmanna, vers la Casa Guercio l'Eocène affleure bien.

On remarque une formation rythmique (fig. 79) composée :



- de grès surmicacés, non classés verdâtres, tuffitiques, psammitiques, les lamelles du mica muscovite étant disposées parallèlement à la stratification; épaisseur 1,50 m (g), les grès sont suivis de calcaires gris, à pâte fine, durs (c) passant par l'intermédiaire de marno-calcaires (c') de la même teinte, à des marnes gris foncé (m) suivies de marnes gris clair (m') puis vertes (m''). La séquence grès-calcaire-marne que nous venons de décrire est très variable, non seulement en épaisseur (les strates ont des épaisseurs qui varient de quelques décimètres à quelques dizaines de mètres suivant les endroits étudiés, mais aussi en valeur absolue. On peut rencontrer des successions différentes, c'est-à-dire grès psammitiques-marnes-calcaires. Des termes peuvent disparaître (omission) ou être répétés plusieurs fois. Il n'y a donc pas de règle absolue. Citons un autre type de séquence.

fig. 79 Principaux caractères lithologiques de la formation marno-calcaire tuffitique. Légende dans le texte.

b) Description lithologique de la formation tuffitique de la Contrada Prima Croce

La Contrada Prima Croce se situe 2,5 km au S de Cefalu. On rencontre de bas en haut (fig. 80) :

Des grès surmicacés psammitiques, tuffitiques, fins, gris foncé à roux, mal classés; les micas sont répartis suivant la stratification (g) passant à des marnes grises (m) suivies de calcaires gris (c) ou de calcaires gris et de marnes grises en alternance (m-c). Dans cette séquence on note une omission (Om) du terme gréseux. Il arrive que le terme calcaire disparaisse également. C'est le cas, localement, dans la Contrada Morgifuto.

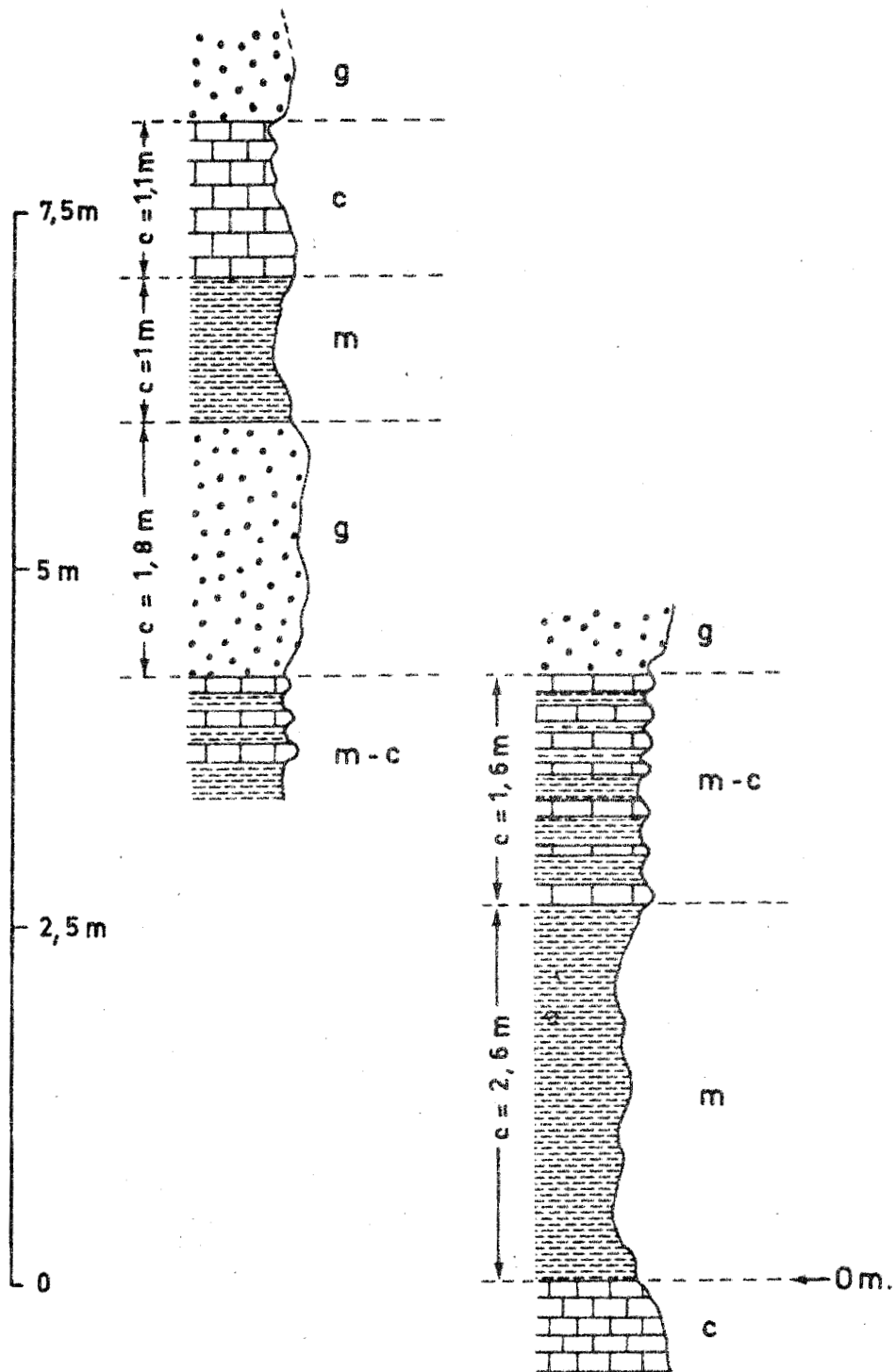
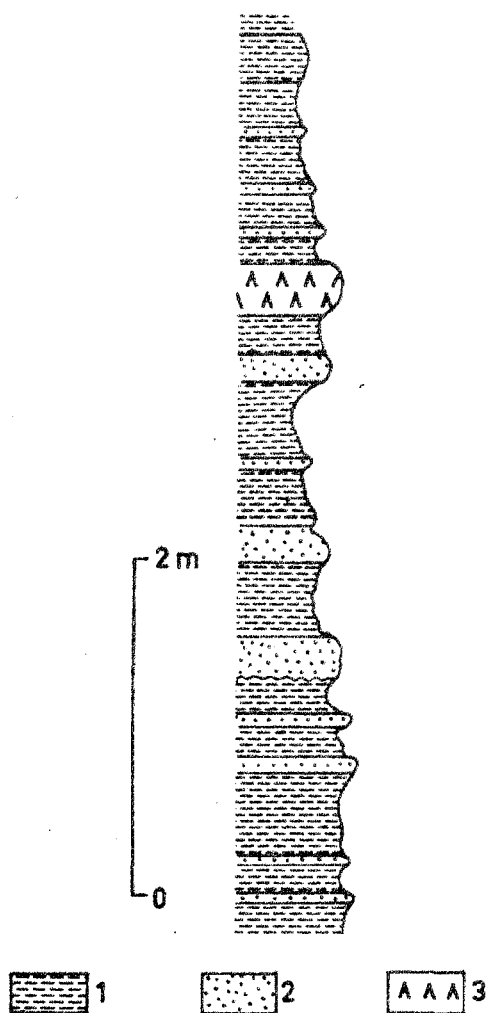


fig. 80 Caractères lithologiques de la formation tuffitique de la Contrada Prima Croce.
Légende dans le texte.

c) Description lithologique locale de la formation tuffitique de la Contrada Morgifuto

La Contrada Morgifuto se situe à 3,5 km au SE de Campofelice di Rocella (feuille au I/25 000 de Collesano- n° 259-I-NE) au S du Poggio Morgifuto. On rencontre essentiellement (fig. 81) une alternance de grès verdâtres surmicacés, psammitiques (2) et de marnes grises écailleuses ou verdâtres (1) avec rares niveaux de tufs (3). Les calcaires gris fins, existent au dessus et en dessous de la séquence citée; mais ils sont toujours assez réduits en épaisseur.



A la base de la série tuffitique (fig. 82) on note une semelle constituée par des argiles rouges lie de vin, contenant de rares petits bancs de grès verts, fins, épais de 10 cm (1) passant à des grès quartzites verts renfermant de rares interbancs argileux verdâtres (2). On note également un ensemble argilo-calcaire gris foncé à noirâtre (3); les argiles schisteuses gris foncé contiennent des calcaires blancs siliceux à pâte fine, de très rares blocs de calcaires en plaquettes, microbréchiques à *Aptychus* des blocs de calcaires microbréchiques à *Orbitolines* remaniées et *Orbitoides* du Sénonien; à *Nummulites* etc... du Lutétien, les niveaux les plus récents atteignant l'Eocène supérieur - Oligocène ? Cet ensemble très chaotique à rapporter aux A. S., repose anormalement sur le Numidien externe d'âge Oligocène moyen à Miocène inférieur (O.M.).

fig. 81 Quelques séquences lithologiques de la formation tuffitique de la Contrada Morgifuto.

- I - Marnes écailleuses grises ou verdâtres.
- 2 - Grès verdâtres, surmicacés, psammitiques.
- 3 - Tuffites.

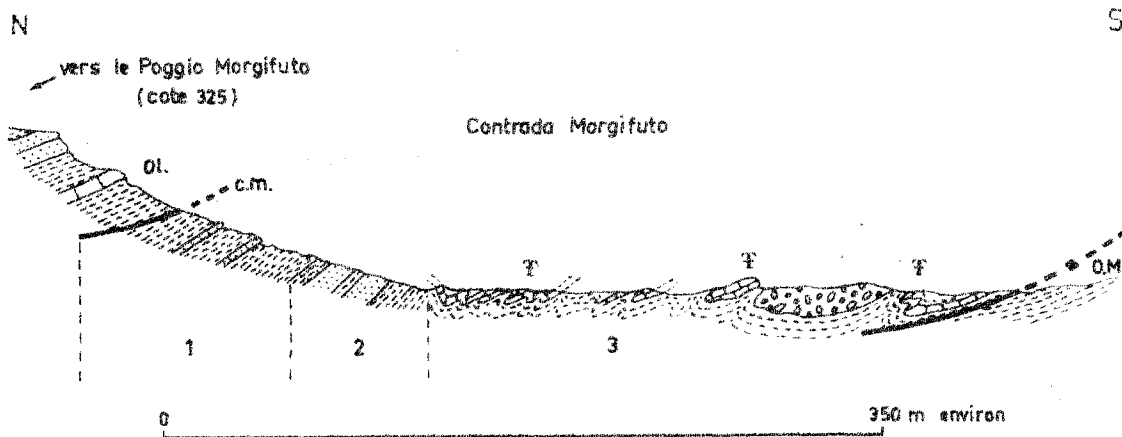


fig. 82 Coupe de la Contrada Morgifuto.
Légende détaillée dans le texte.
Ø = contact anormal
c.m. = contact mécanique.

d) Remarques relatives à l'âge de la formation tuffitique

Cette formation a été rapportée à l'Eocène (L. Ogniben 1960) puis à l'Oligocène-Miocène inférieure par E. Ceretti (1960) qui a trouvé dans un seul échantillon : Globorotalia pseudobulloïdes (PLUMMER) et Nonion cf. granosum (D'ORBIGNY). G. Duée (1963) indique qu'il n'a pas d'arguments paléontologiques, mais il lui semble que le faciès de ces dépôts correspond bien

à celui des séries indiscutablement éocènes qu'il a observées dans les régions de Troina-Cerami-Capizzi. L. Ogniben (1964) indique la présence dans de rares microbrèches des Macroforaminifères suivants :

Nummulites sp.

Discocyclina sp.

Alveolina sp.

Sphaerogypsina sp.

Operculina sp.

Heterostegina sp.

Quinqueloculina sp.

Rotalia cf. trochidiformis (LAMARCK)

Rotalia cf. viennoti GREIG

Chapmanina gassinensis (SILVESTRI)

Rupertia sp.

Amphistegina sp.

ainsi que des Lagenidés, des Globigérines, des Mélobésiées, des Micrccodium sp. etc... Cette association permet d'envisager un âge Eocène supérieur.

Nous avons rencontré dans de très rares échantillons de microbrèches les mêmes associations et plus fréquemment dans les calcaires gris fins, des Globigérines et des Globorotalia sp. qui n'ont pas permis d'apporter de précisions stratigraphiques. Tous les échantillons de marnes plus ou moins sableuses se sont révélées azoïques.

Les arguments que nous possédons sont :

- 1° l'âge éocène supérieur des microbrèches incluses dans la série tuffitique
- 2° l'âge éocène supérieur (et peut-être même oligocène ?) de la partie supérieure des A. S., sous la série tuffitique. Quoiqu'en contact mécanique sur les A. S., à la Contrada Morgifuto, la série tuffitique devait passer en continuité vers le bas à ces A. S.

Ceci nous permet donc d'en déduire que la série tuffitique est au moins de l'Eocène supérieur; mais la seule limite supérieure certaine correspond aux grès de la formation de Reitano du Miocène inférieur et on peut donc dire que

l'âge de la série tuffitique est obligatoirement compris entre l'Eocène supérieur et le Miocène inférieur.

Les Macroforaminifères observés dans les microbrèches sont cassés, roulés et assurément remaniés mais il peut s'agir d'un remaniement sur place et l'âge éocène supérieur ne peut être rejeté à priori. Par contre l'analogie avec l'Oligocène bien daté qui se trouve à la base du Numidien intermédiaire (P. Broquet et G. Duée, 1967) et dans lequel j'ai trouvé des tuffites analogues à celles décrites précédemment, permet d'envisager pour la série tuffitique qui constitue le substratum de la formation de Reitano, un âge éocène supérieur-oligocène. D'ailleurs une publication très récente (L. Montanari, 1967) signale, ~~malheureusement sans précision suffisante~~, que des marnes varicolores situées à la base de la formation ont fourni une microfaune indiquant un âge oligocène élevé (Cyclammina acutidorsata, Haplophragmoides obliquecoritanum, Ammobaculites humboldi). Ces Foraminifères voisinaient avec des formes plus anciennes, remaniées en particulier des Macroforaminifères.

e) Caractères pétrographiques des tuffites

Les tuffites sont incluses dans une formation sédimentaire rythmique; les séquences grès-marne-calcaire ou grès-calcaire-marne etc... sont sujettes à des variations importantes comme nous l'avons montré et la série peut devenir arythmique, toutefois chaque "trilogie" peut être considérée comme une unité de sédimentation mais il nous semble impropre d'employer le terme de "polystrates" dû à N.B. Vassoevich (1951) car il ne s'agit probablement pas, dans le cas qui nous intéresse, d'un flysch. Cette notion est cependant discutable faute d'une définition précise et universelle du terme flysch. De même le terme de cyclothèmes ne semble peut-être pas souhaitable car il caractérise un dépôt cyclique en milieu paralique et il s'agit en général de bassins houillers, (exemple le Pennsylvanien du Kansas) ce qui n'est pas le cas du bassin qui nous intéresse, quoiqu'il soit probablement paralique).

Les tuffites ont été étudiées avec beaucoup de précision par L. Ogniben (1964) qui a fait des analyses semimodales, chimiques etc... Cet auteur en a

déduit que 86 à 90 % de la roche avaient été formés par des fragments d'andésite; 8 à 10,5 % par du quartz et 1,8 à 3 % par du carbonate. Les fragments d'andésite comprennent des grains d'andésine et par ordre d'importance : biotite, muscovite, vermiculite, chlorite. Tous ces éléments détritiques proviennent de la roche-mère, c'est-à-dire de l'andésite.

Calculant les paramètres de Niggli, L. Ogniben en déduit, d'après P. Niggli (1923, 1936) que la roche éruptive originelle possédait une composition chimique correspondant à un magma quartzodioritique proche du type mélaquartzodioritique.

Il semble logique d'appeler tuffites les grès psammitiques riches en éléments tufacés; le terme de tuffite indiquant un mélange entre un matériel tufacé comprenant des éléments détritiques volcaniques et un matériel sédimentaire constitué d'éléments détritiques non volcaniques et organogènes. Il s'agit d'un sédiment pyroclastique, et le terme tuffite a été accepté par la commission russe de la classification des roches pyroclastiques. On consultera à propos des tuffites, O. Muegge (1893), A. Rittmann (1958), H.J. Mac Gillavry (1961), et A. Castellarin (1965). Ce dernier auteur propose une définition et une classification des tuffites. Il distingue : 1) les "explosive tuffites" formées par la chute de tufs dans le sédiment en voie de dépôt; 2) les "paraexplosive tuffites" qui correspondent à des tufs mélangés à des sédiments inconsolidés; 3) les "sedimentary tuffites" dont la texture, la structure sont dues à des phénomènes sédimentaires. C'est dans cette dernière catégorie qu'il faut ranger les tuffites des Madonies.

Nous signalerons également dans le remarquable travail de L. Ogniben, les analogies notées par cet auteur entre la formation tuffitique de Tusa et les grès de Taveyannaz des séries flyschoides des nappes helvétiques. De semblables formations existeraient également en Calabre, Sardaigne et peut-être en petite Kabylie.

E) L'Eocène marneux affleurant près de Vicari

Près du cimetière de Vicari, nous avons rencontré une formation éocène, marneuse, blanche que nous avons indiquée sur la figure 6 en tant que "série

d'origine indéterminée". Il s'agit d'un affleurement unique et nous ne savons pas à quelle série le rattacher. Il a peut être une origine plus interne que le Panormide, mais ce n'est pas certain car il pourrait s'apparenter également à l'Eocène des Sicani. Il faut noter que dans les grès Numidiens de la Margana au S de Vicari, j'ai rencontré des conglomérats dont les galets étaient essentiellement formés de marnes indurées blanches probablement éocènes, rappelant le faciès de l'Eocène du cimetière de Vicari, or ce Numidien est externe car il admet un substratum d'argilites brunes.

L'âge de cette série marneuse blanche est attesté par une microfaune assez pauvre et mal conservée, surtout constituée de Globigérines peu caractéristiques mais où P. Andreieff a néanmoins trouvé de rares exemplaires de Globorotalia aragonensis NUTTAL et Globigerina cf. triloculinoïdes PLUMMER indiquant qu'il s'agirait d'Eocène inférieur. Cependant il n'est pas exclu que la série dans les niveaux supérieurs soit plus récente.

F) Conclusions

Dans notre secteur d'étude, nous avons relevé plusieurs Eocènes appartenant à la zone des A. S. Actuellement ces Eocènes se répartissent du S vers le N de la façon suivante :

- Eocène-oligocène ? calcaro-marneux (formation de Polizzi Generosa) et Eocène de type flysch calcaire, peut-être associé à la formation de Polizzi.
- Eocène marno-calcaire (formation de Troina).
- Eocène-oligocène (?) marno-calcaire tuffitique (formation de Tusa).

Il est indéniable que ces Eocènes sont apparentés et passent latéralement de l'un à l'autre comme nous l'avons indiqué mais il semble assez difficile de les replacer dans l'aire paléogéographique des A. S. L. Ogniben (1964) qui a étudié toute la zone d'affleurement des A. S. des Madonies aux Nebrodi, a dénombré 5 faciès éocènes (deux d'entre eux sont situés hors de notre secteur d'étude). Cet auteur pense que la distribution actuelle des cinq faciès semble configurer des zones isopiques allongées NW-SE l'agencement des zones correspondant à celui que l'on note aujourd'hui sur le terrain, la formation de

Polizzi étant la plus méridionale et les sédiments devenant de plus en plus pélagiques vers le Nord-Est. Ceci ne correspond pas à notre point de vue. Nous pensons en effet que les superpositions tectoniques ont inversé l'ordre d'origine de ces formations qui se seraient à notre avis toutes sédimentées au Nord du Panormide, dans un ordre tel que la formation tuffitique de Tusa devait occuper la position la plus méridionale et la formation calcaro-marneuse de Polizzi la situation la plus septentrionale. A l'origine du S vers le N on devait donc avoir la succession suivante :

- Eocène-oligocène (?) marno-calcaire tuffitique (formation de Tusa)
- Eocène marno-calcaire (formation de Troina)
- Eocène calcaro-marneux (formation de Polizzi).

Nous étayerons notre reconstitution dans le chapitre de l'Oligocène où nous montrerons des analogies de faciès entre l'Eocène-Oligocène (?) tuffitique et l'Eocène-Oligocène du Panormide et du Numidien intermédiaire.

Du point de vue génétique, ces formations annoncent les dépôts terrigènes (flysch ou molasse de l'Oligo-Miocène et pourraient être qualifiées de pré-flysch (ou pré-molasse). Sur le terrain on n'a jamais observé le passage entre la formation de Polizzi et une série oligo-miocène, mais il semble cependant qu'elle puisse constituer le substratum du Numidien interne (P. Broquet et G. Duée, 1967).

III) L'EOCENE DES MADONIES

A) Zone du Panormide

a) Historique

Un bref rappel historique est nécessaire car le concept d'Eocène a varié au cours des temps dans les Madonies. Il est nécessaire de faire le point afin de distinguer l'Eocène vrai de l'Oligocène qui a jusqu'à ces dernières années été confondu avec l'Eocène. Le Tertiaire du Panormide a fait l'objet de divers travaux; c'est G. Checchia-Rispoli qui réalise en 1916, la première étude

stratigraphique, dans la zone d'Isnello. On lui doit des listes de fossiles "du Tertiaire inférieur", mais les datations correspondantes ne dépassent pas l'Eocène supérieur. Beaucoup plus récemment, L. Ogniben (1960) définit, dans les Madonies orientales, un Eocène qu'il baptise "formation calcschisteuse de Gratteri". Rapportant à cette formation les listes de fossiles de G. Checchia-Rispoli, il lui attribue un âge "éocène moyen et supérieur, tendant vers l'éocène inférieur pour les parties basses". De leur côté, P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri et G. Giannini (1960) définissent dans la zone de Sclafani une formation d'âge éocène moyen et supérieur qu'ils appellent "formation de Caltavuturo" et qu'ils étendent au Panormide. Puis E. Ceretti (1962), réalisant un travail pour le compte de la Carte Géologique d'Italie, décrit dans les Madonies orientales une formation éocène transgressive, de type "Scaglia", qu'il baptise "formation de Giardinello". Les Foraminifères recueillis par cet auteur ne permettent pas de "donner un âge précis à la formation décrite et par conséquent à la transgression. Ils sont cependant suffisants pour indiquer le Paléocène ou l'Eocène inférieur". E. Ceretti dans sa conclusion signale que la "formation de Giardinello" peut être rapprochée de la "calcschisteuse de Gratteri" de L. Ogniben, supposant toutefois dans cette formation de possibles remaniements de faunes et signalant qu'il "serait éventuellement nécessaire de faire des recherches ultérieures pour une meilleure définition de cette unité stratigraphique". P. Broquet (1962, p. 740) décrivant une série stratigraphique du Panormide, cite un Eocène transgressif, bien représenté vers San Mauro Castelverde et au Cozzo Cavolino. Cet Eocène correspond à la "formation de Giardinello" de E. Ceretti, mais diffère par le faciès de la calcschisteuse de Gratteri de L. Ogniben.

En conclusion, l'Eocène du Panormide est représenté par la "formation de Giardinello" décrite en 1962 par E. Ceretti et par P. Broquet. La calcschisteuse de Gratteri qui, depuis L. Ogniben, (1960) était considérée comme la série-type de l'Eocène du Panormide, correspond en fait à de l'Eocène supérieur (?) Oligocène inférieur et moyen. Cette série sera traitée dans le chapitre Oligocène, où l'on démontrera que la confusion d'âge s'explique par des remaniements de microfaunes et par la resédimentation dans l'Oligocène de blocs du Lutétien.

b) Limites stratigraphiques

La série paléocène-éocène inférieur est transgressive et limitée, semble-t-il à l'Eocène inférieur. Elle est probablement incomplète et il est probable que la partie supérieure de la série a été tronquée et remaniée comme en témoignent à des échelles différentes, l'étude de la microfaune et la présence de certains blocs lutétiens dans la calcschisteuse de Gratteri d'âge Eocène supérieur (?)- Oligocène inférieur et moyen.

c) Coupe du Cozzo Cipolazzo

Le Cozzo Cipolazzo se trouve sur la feuille au I/25 000 de Castelbuono (n° 260-IV-NE) entre Borello et San Mauro Castelverde. C'est, à notre avis, le lieu qui se prête le mieux à l'étude de l'Eocène du Panormide.

La coupe que nous avons levée nous montre (fig. 83) des calcaires schistifiés ("faciès Scaglia"), bien lités, généralement en petits bancs, de couleur lie de vin à la base, gris-clair à patine jaunâtre au sommet (a), avec des intercalations de niveaux calcaires gris-clair détritiques, bréchiques à microbréchiques, d'épaisseur variant entre quelques centimètres et quelques décimètres (b), généralement lenticulaires. On remarque des blocs de calcaires du Tithonique-Néocomien du Panormide, de la taille du mètre en moyenne, emballés et remaniés dans la série (c). On note aussi des niveaux discontinus (cI) caractérisés par des galets de dolomie, de calcaires dolomitiques, et de calcaires gris-bleuté dont le faciès est bien connu dans le Panormide. Cette série mesurée au Cozzo Cipolazzo, atteint une épaisseur de 65 m. Elle repose sur les dolomies du Trias. Entre les deux formations existe une surface durcie bien visible à la Serra l'Ostia, ou même un discret conglomérat. Les niveaux de calcaires schistifiés sont très riches en Globigérines et Globorotalia du Paléocène-Eocène inférieur. On rencontre entre autres Globorotalia aff. velascoensis.

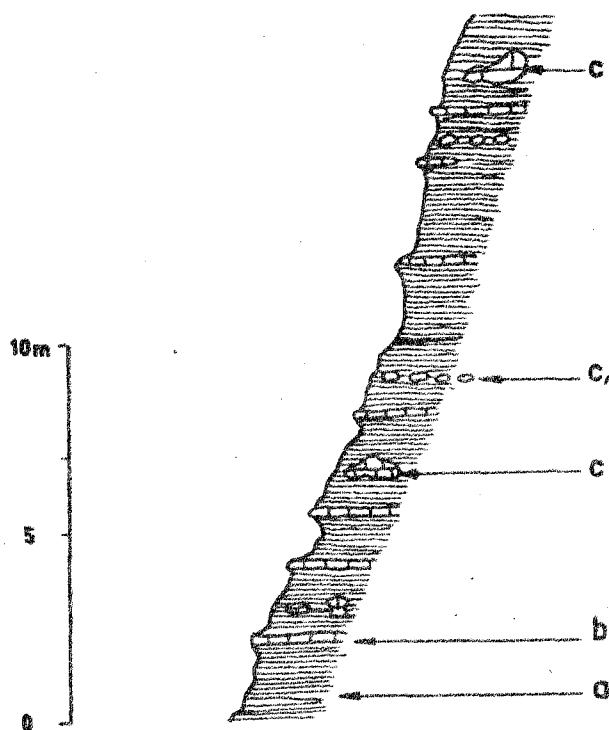


fig. 83 Coupe stratigraphique du Paléocène-Eocène inférieur du Cozzo Cipolazzo.

- a - calcaires schistifiés, bien lités de couleur lie de vin à gris-clair;
- b - calcaires détritiques gris-clair;
- c - blocs de calcaires du Tithonique-Néocomien, remaniés;
- cI - niveau discontinu de galets.

Remarque : Dans cette formation apparaissent les premiers dépôts terrigènes du Panormide. Il ne s'agit pas d'un flysch et les blocs resédimentés dans la formation ne peuvent être qualifiés de wildflysch. Il s'agit de petites klippes sédimentaires qui ne demandent que des conditions de formation banale : éboulement, écroulement, mais elles témoignent de l'instabilité du Panormide dès le Paléocène - Eocène inférieur et attestent d'une phase tectonique localisée dans une région voisine du bassin de sédimentation.

d) Coupe du Cozzo Cavolino

Nous avons déjà décrit cette coupe (P. Broquet, 1962, p. 740). Nous en rappellerons les principales caractéristiques. Sur les dolomies du Panormide et en contact parfaitement normal sur celles-ci, repose une formation transgressive de type "Scaglia" composée de marnes et de calcaires marneux schistifiés. Elle est formée de bas en haut par :

- des niveaux calcaires décimétriques, durs, discontinus, emballés dans une marne jaunâtre (épaisseur totale 4 m), reposant ici, sans conglomérat basal, sur les dolomies du Panormide;
- le litage devient ensuite plus net, les niveaux calcaires et marno-calcaires jaunâtres mieux définis et plus épais qu'à la base (entre 0,05 m à 0,15 m - épaisseur totale 8 m);
- au-dessus viennent des calcaires gris-clair, compacts, bien lités, en bancs de 0,05 m à 0,15 m, composant quelques intercalations rougeâtres (épaisseur 4 m);
- la partie supérieure de cette "scaglia" prend une teinte dominante rouge brique, lie de vin, les calcaires y sont compacts et leur litage est très net (épaisseur 6 m).

Au Cozzo Cavolino, cette formation a en moyenne, une vingtaine de mètres d'épaisseur, mais elle peut latéralement devenir plus puissante. Dans son ensemble, cette série d'âge éocène renferme une abondante faune planctonique à Globigérines, Globorotalia, etc...

e) Localisation des principaux affleurements

Les affleurements sont peu étendus et dispersés. Ils se trouvent :

- 1) sur la feuille au I/25 000 de Castelbuono (n° 260-IV-NE), entre Borello et San Mauro Castelverde, à la Portella Santa Maria, à la Serra l'Ostia et au Cozzo Cipolazzo, où les couches étudiées reposent transgressivement sur les dolomies et calcaires dolomitiques du Trias-Lias;
- 2) sur la feuille au I/25 000 de San Mauro Castelverde (n° 260-IV-SE), aux Cozzi San Giorgio, dell'Annunziata et Cavolino (P. Broquet, 1962). C'est d'ailleurs dans cette région, le long du Vallone Giardinello, que E. Ceretti (1962) a choisi la localité-type;

- 3) au Pizzo Carbonara (n° 260-IV-SW) et plus précisément juste au NE du Piano delle Ferle (I);
- 4) sur la feuille au I/25 000 d'Isnello (n° 260-IV-NW), au Monte Balatelli et plus précisément sur le flanc septentrional de celui-ci, au SW de la Contrada Polizzi (I) et enfin au NE de Gratteri, entre le village et le Cozzo Giampietra, aux abords du monument érigé en cet endroit. Nous reviendrons ultérieurement dans le chapitre de l'Oligocène sur ce dernier affleurement qui offre une grande importance.

f) Conclusions

Le Paléocène-Eocène inférieur du Panormide est transgressif. Le faciès de cette formation reste constant sur l'ensemble du Panormide. Il faut remarquer une analogie de faciès entre cet Eocène et celui de la zone de Scalfani qui affleure dans la localité-type de la Contrada Vera Luce (formation de Caltavuturo de P. Schmidt di Friedberg et al., 1960). Il est vrai aussi, que l'Eocène du Panormide rappelle celui des monts Péloritains. Le "faciès Scaglia" étant banal, il faut être très prudent quant aux rapports entre zones différentes fondées uniquement sur une analogie des faciès de type "Scaglia".

Si le faciès de l'Eocène est constant dans le domaine du Panormide des Madonies, il ne faut peut-être pas généraliser à l'ensemble de la zone du Panormide. En effet dans le Panormide des monts de Palerme l'Eocène revêt un faciès de calcaire récifaux à sub-récifaux; (L. Montanari, 1965 et L. Caflisch 1966) surtout développé, il est vrai, au Lutétien.

(I) : P. Andreieff a étudié la microfaune des échantillons prélevés sur ces affleurements. Il a mis en évidence des Globorotalia du Paléocène-Eocène inférieur. De plus, il a signalé, avec des Globorotalia, des Globotruncana du Crétacé supérieur (Turonien-Sénonien) remaniées.

B) Zone de Sclafani

L'Eocène de cette zone est représenté par une formation calcaréo-marneuse ("Scaglia") qui a été étudiée par un certain nombre d'auteurs (voir historique général) et baptisée formation de Caltavuturo par P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri et G. Giannini, 1960). La coupe décrite par ces auteurs se situe 1 km au SW de Caltavuturo dans la Contrada Vera Luce. En 1962 nous avons décrit (P. Broquet et G. Duée) cette série dans le Vallone della Mora près de Collesano. J'ai réalisé de nombreuses coupes dans cet Eocène parmi lesquelles j'en choisirai une qui se situe sur la bordure occidentale de mon secteur d'étude et fait partie déjà des monts de Termini Imerese. Il s'agit de la coupe du Vallone Canalotto près de Caccamo qui présente le gros avantage de montrer premièrement que l'Eocène débute par une transgression très nette et deuxièmement de démontrer qu'il s'agit bien d'un cycle sédimentaire puisque l'Oligocène est transgressif sur l'Eocène, un conglomérat attestant de cette transgression.

a) Coupe du Vallone Canalotto

Cette coupe a été réalisée 200 m au SW du village de Caccamo (feuille au I/25 000 de Termini Imerese n° 259-IV-NE) dans le Vallone Canalotto, à proximité et à l'W de la batisse en ruine qui se trouve à la cote 390 sur la rive gauche du Vallone Canalotto (voir Pl. 5-milieu).

Cette coupe nous montre de bas en haut :

- I - des calcaires bréchiques ou graveleux en banc d'un à plusieurs mètres d'épaisseur, avec niveaux siliceux blanchâtres interstratifiés, passant à des calcaires en petits bancs, blanc-jaunâtre avec intercalations de minces niveaux radiolaritiques brunâtres - Age crétacé supérieur, attesté par de très rares Globotruncana. A la partie supérieure de ces calcaires on remarque une très belle surface durcie tapissée d'oxyde de fer qui imprègne toutes les fissures et petites cavités réparties sur la dalle calcaire supérieure. On note également un conglomérat peu épais, formé d'un cordon discontinu de galets dont l'épaisseur maximum est de quelques décimètres.

- Ce conglomérat est situé à la base de l'Eocène dont il indique le caractère transgressif. Les galets sont formés de calcaires bréchiqes, graveleux, dolomitiques, siliceux, de radiolarites provenant de la série crétacée;
- 2 - argiles, marnes et calcaires marneux gris en cassure, blancs en patine, très indurés à la base, finement lités - Epaisseur 5,50 m. Ces niveaux contiennent des Globotruncana remaniées et une abondante microfaune de Globigérines et Globorotalia sp. malheureusement mal conservées et qui n'ont pas permis de préciser l'âge exact de la base de la série éocène. Il s'agirait selon A. Blondeau du Paléocène ou de l'Eocène inférieur, ou peut-être même de l'Eocène moyen;
 - 3 - argiles et marnes rouge lie de vin dont la teneur en CO₃ Ca varie, dans les échantillons que nous avons étudiés, entre 8,2 % et 66,4 %. Cette série épaisse de 9 m se décompose comme suit de bas en haut : 2 m de marnes rougeâtres avec nombreux niveaux de calcaires gris-bleuté en cassure, souvent lenticulaires très riches en Globigérines et Globorotalia sp.; 5 m de marnes et argiles rouge lie de vin contenant de rares niveaux calcaires généralement lenticulaires à Discocyclines, Sphaerogypsina globulus (REUSS), Fasciolithes flosculina, Nummulites perforatus (A), N. millecaput etc... D'après A. Blondeau, il s'agit de Lutétien terminal. Dans ces marnes, on note également quelques passées conglomératiques peu épaisses et discontinues, remaniant des faciès du Crétacé; 2 m d'argiles et marnes verdâtres contenant de minces strates de calcaires microbréchiqes gris à Discocyclines, Nummulites brisées, Algues, Hétérostégines, Spiroclypeus, Pellatispira. D'après A. Blondeau, c'est déjà l'Eocène supérieur;
 - 4 - calcaires finement à grossièrement bréchiqes, microbrèches très riches en Macroforaminifères : Discocyclines, Nummulites, Alvéolines. Epaisseur 3 m (latéralement cette épaisseur peut atteindre 5 m). Il s'agirait encore de l'Eocène supérieur dans lequel on remarque de nombreux Foraminifères remaniés de l'Eocène moyen.
 - 5 - conglomérat épais de 0,50 m remaniant des calcaires récifaux, bréchiqes du Crétacé, des silex et radiolarites crétacées et quelques éléments éocènes, notamment des calcaires gris-bleuté à Globorotalia sp. Le conglomérat est discontinu et son épaisseur maximum est de quelques décimètres. Sous ce conglomérat et à la partie supérieure des calcaires éocènes on note une très belle surface durcie;
 - 6 - marnes et argiles verdâtres contenant de 25,8 % à 53,2 % de CO₃ Ca. Il s'agit de la partie inférieure de l'Oligocène qui correspond à la base du flysch numidien externe. Epaisseur 3 m. Latéralement et localement il peut y avoir sous les argiles verdâtres des argiles rouges lenticulaires. Ces niveaux contiennent des Lépidocyclines et des Foraminifères remaniés de l'Eocène moyen-supérieur;
 - 7 - les argiles et marnes vertes passent à des argiles tabac (100 m environ) qui renferment des bancs plus ou moins continus de calcaires microbréchiqes à Lépidocyclines. Ces argiles tabac contiennent progressivement et vers le haut des niveaux quartzitiques très fins et de teinte brune puis elles passent à des grès typiques du Numidien externe avec des petites dragées de quartz (Miocène inférieur). Ces grès sont en situation assez chaotique. L'Oligocène est moins épais que dans les Madonies;
 - 8 - nappe des A. S. Les argiles chaotiques contiennent des calcaires très disloqués de l'Albien-Cénomaniens à Orbitolines Crétacé supérieur à Globotruncana sp. et de l'Eocène moyen à Nummulites.

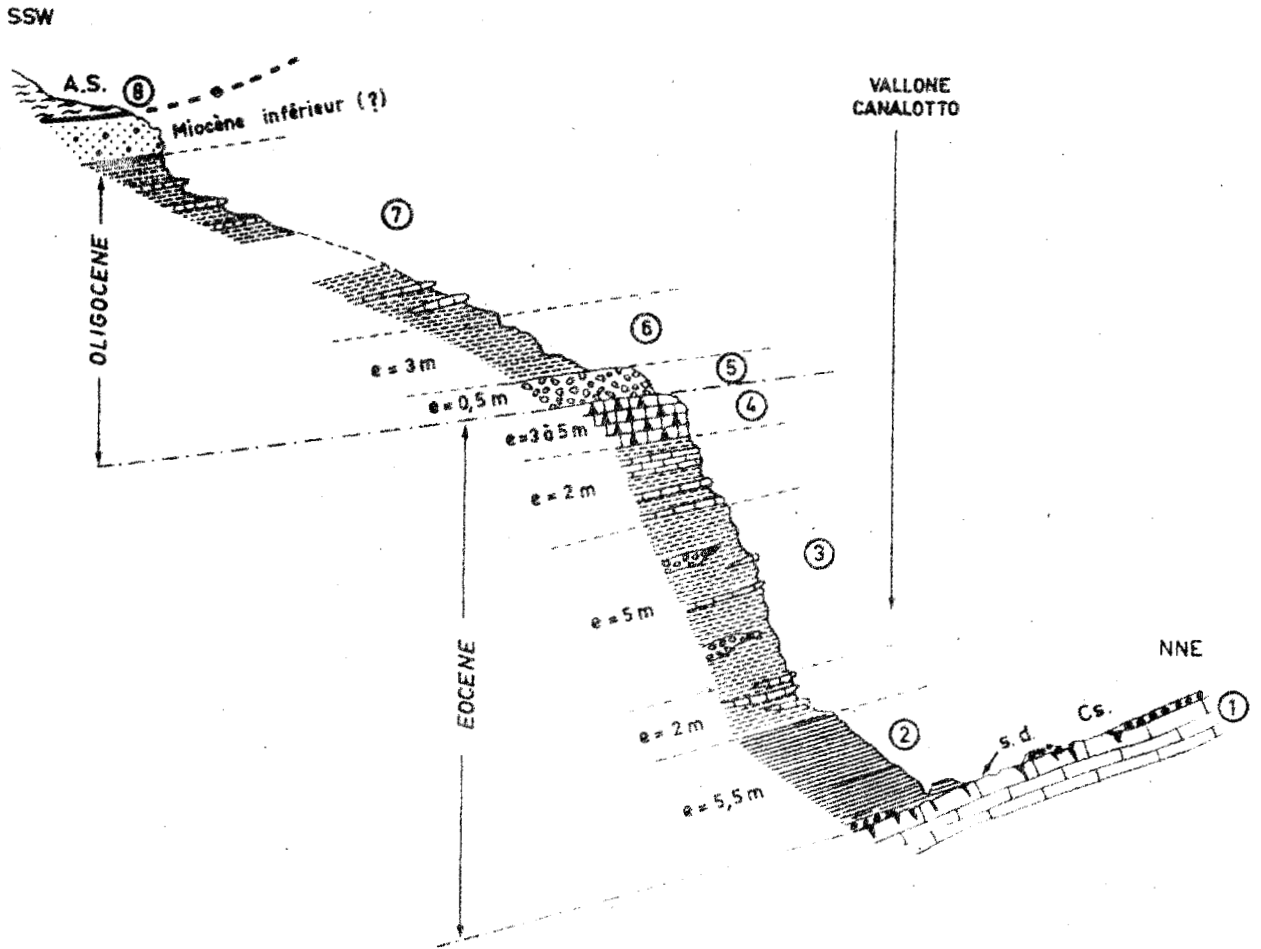


fig. 84 Coupe du Vallone Canalotto.
Légende dans le texte.

Conclusion

Cette formation marno-calcaire éocène est transgressive sur le Crétacé et limitée vers le haut par la transgression oligocène. Les pendages notés dans le Crétacé sont de 30° W et de 25° W dans l'Eocène. La transgression est à rap-

porter, semble-t-il, à l'Eocène inférieur à moyen. Elle concerne presque toute la Sicile et a été bien mise en évidence dès 1937 par L. Trevisan.

b) Coupe de Sclafani

A Sclafani, l'Eocène est représenté à sa base par 1,50 m d'argiles lie de vin (a) contenant quelques strates de radiolarites rouges dont l'épaisseur est de 10 cm. Sur ces argiles lie de vin qui se sont avérées azoïques mais pourraient appartenir à l'Eocène inférieur, on trouve 1,50 m de microconglomérats ou de microbrèches (b) marquant la transgression de l'Eocène moyen qui est représenté par des marnes et marno-calcaires rouges et blanchâtres ou verdâtres à très rares strates calcaires peu épaisses contenant généralement des Globorotalia sp. et parfois des Nummulites, Discocyclines etc... La partie supérieure de la série pourrait atteindre l'Eocène supérieur. L'épaisseur totale, difficile à mesurer semble comprise entre 150 et 200 m.

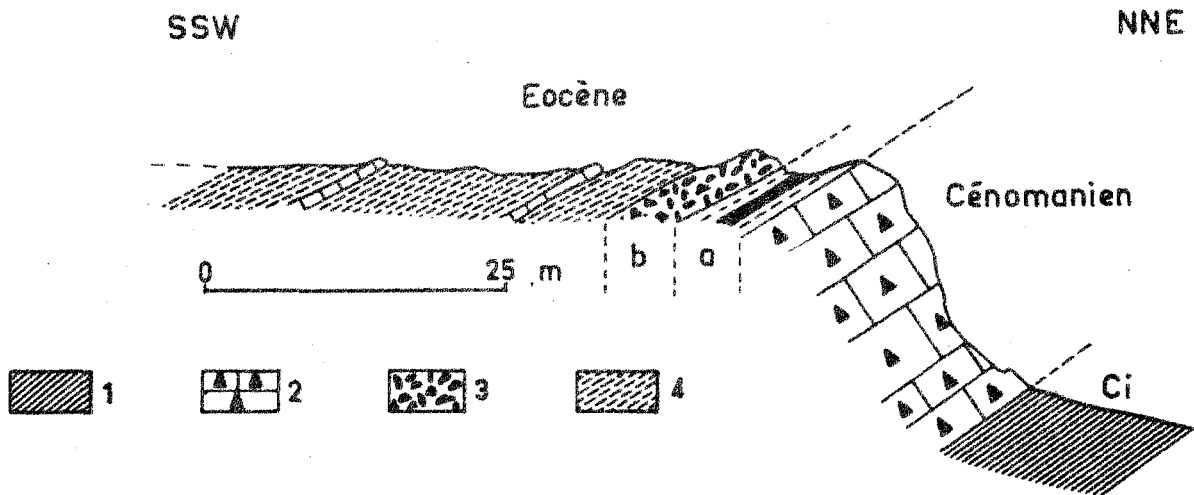


fig. 85 Coupe de l'Eocène de Sclafani.
Légende dans le texte.

c) Coupe de la Contrada Vera Luce

Cette coupe, située 1 km au SW de Caltavuturo, a été décrite par P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri et G. Giannini (1960). Selon ces auteurs, elle comprend un terme inférieur composé par 56 m des calcaires nummulitiques gris ou rougeâtres en minces strates intercalées de marnes rouge lie de vin, écailleuses avec de minces intercalations calcaires, et enfin par 58 m de marnes écailleuses, grises, vertes et jaunâtres avec quelques strates minces et lenticulaires de calcaires. Soit au total 170 m d'épaisseur. Cette épaisseur correspond à celle notée à Sclafani, mais elle est très supérieure à celle relevée plus à l'Est (Vallone Canalotto) ou plus à l'Ouest dans les Madonies (Portella Colla).

Les auteurs précédemment cités indiquent une microfaune qui caractérise l'Eocène moyen-supérieur, il s'agit de :

Lithothamnium sp.;

Lithophyllum sp.;

Amphiroa;

Dents de poissons, Coraux, Bryozoaires, rares Arénacés

Nummulites sp.;

Discocyclinae sp.;

Chapmanina gassinensis SILVESTRI;

Asterocyclina sp.;

Sphaerogypsina sp.;

Globigerina venezuelana HEDBERG;

Globigerina dissimilis CUSHMAN e BERMUDEZ;

Globorotalia centralis CUSHMAN e BERMUDEZ;

Globigerinatheka sp.;

Globorotalia aragonensis NUTTAL;

Globigerinidae genn.;

Hantkenina alabamensis CUSHMAN;

Clavulinoides havanensis CUSHMAN e BERMUDEZ;

Radiolaires et fossiles crétacés remaniés, comme :

Orbitolina sp.;

Orbitoides sp.;

Siderolites sp.;

Globotruncana sp.;

Rudistes (fragments).

Une publication très récente (L. Montanari, décembre 1967b) fournit, de la coupe de la Contrada Vera Luce, une interprétation différente de celle que nous venons de citer. Cet auteur, indique que l'Eocène y est représenté par du "Cuisien inférieur et ensuite par un Lutétien supérieur transgressif, le tout en 37 m de sédiments plutôt détritiques; au-dessus on trouve des terrains rougeâtres, lithologiquement très semblables, mais qui sont par contre déjà d'âge post-éocène et remanient des fossiles d'âge priabonien supérieur".

Cette interprétation n'est malheureusement pas appuyée par une liste de fossiles prouvant l'âge post-éocène. N'ayant pas échantillonné finement cette série, je ne peux prendre parti, toutefois ~~je n'ai pu~~^{on ne} ~~trouver~~^{pas} dans la publication de L. Montanari les (ou le) fossiles qui prouvent le remaniement, faute de quoi, son interprétation ne peut, pour l'instant, demeurer qu'hypothétique.

d) Coupe de la Portella Colla

Cette coupe située juste à l'E de la Portella Colla (feuille du Pizzo Carbonara n° 260-IV-SW) nous montre (fig. 86) :

- 1 - argilites lie de vin alternant avec de minces strates de calcaires à silex blancs et bourgeons siliceux; on remarque également quelques niveaux radio-laritiques varicolores. Crétacé inférieur;
- 2 - calcaires à silex blancs à Lamellibranches, débris de Rudistes, Orbitolines. Epaisseur 50 m au moins. Age cénomanien.
- 3 - argiles et marnes essentiellement de couleur lie de vin, mais aussi vert olive contenant des bancs de 10 cm à 50 cm de calcaires à Nummulites. Age éocène moyen-supérieur. Epaisseur 25 m environ;
- 4 - argilites verdâtres avec quelques passées rougeâtres contenant de minces strates (10 à 30 cm) de calcaires microbréchiques à bréchiques en voie de décalcification à Nummulites et Lépidocyclines. Il s'agit de la base de l'Oligocène et il faut remarquer ici que le passage entre l'Eocène et l'Oligocène semble normal. Aucun indice ne permet de caractériser une transgression.
- 5 - argilites brunes à tabac avec microbrèches à Lépidocyclines. Oligocène (base du Numidien externe).

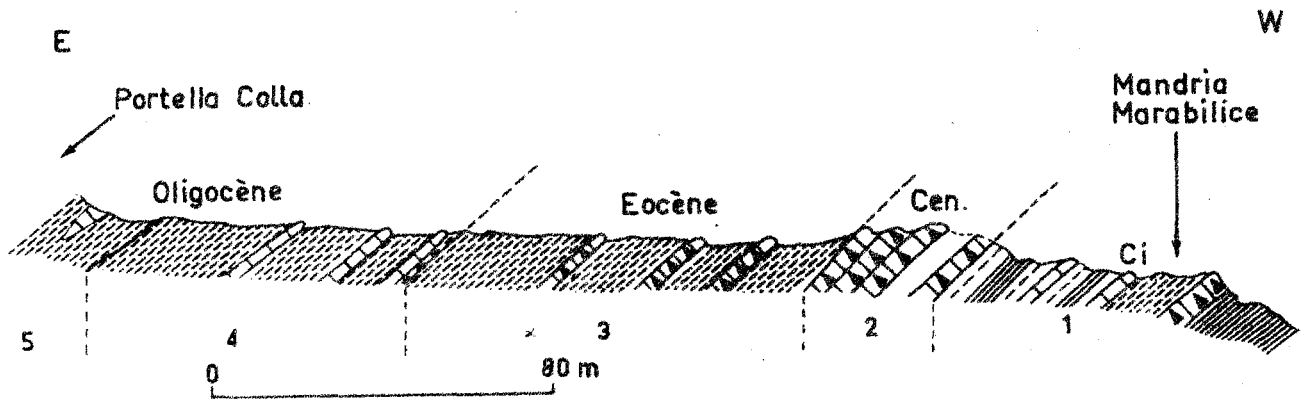


fig. 86 Coupe de la Portella Colla.
Légende dans le texte.

Remarques

A la Portella Colla, l'Eocène moyen repose sur le Cénomanién, on note donc une lacune importante mais cependant aucune trace de transgression. Au sommet, on ne voit pas de coupure franche entre l'Eocène moyen-supérieur et l'Oligocène.

Nous ne citerons pas d'autres coupes mais indiquerons cependant que près de la route Scillato-Polizzi et à l'E de celle-ci existent deux belles coupes, l'une dans le Vallone Crisanti qui montre le conglomérat de base de l'Eocène, (voir fig. 32), l'autre à la Costa Giuffara (voir Pl. 6) où, contrairement à ce qu'a écrit L. Ogniben (1960, 1963), il s'agit bien d'Eocène de la série de Sclafani et non d'Eocène du Panormide. A la Costa Giuffara on note sur des calcaires à Orbitolines, 1 m de marnes grises à Globorotalia sp., 3 m de marnes rouge lie de vin, puis plusieurs

mètres de calcaires microbréchiques à bréchiques à Nummulites, Discocyclines etc... en bancs de 1 à 3 m. Ces calcaires passent à une alternance de strates calcaires et d'argiles rouges et vertes.

Les principaux affleurements d'Eocène se situent dans les régions de Sclafani et Caltavuturo ainsi que sur le pourtour du dôme anticlinal faillé des Madonies (région comprise entre Collesano et Polizzi Generosa). On consultera à cet égard la carte géologique au 1/100 000 ci-jointe.

e) Conclusions

L'Eocène moyen-supérieur de la série de Sclafani revêt un faciès marneux et calcaro-marneux de type "Scaglia"; il est transgressif, son épaisseur est variable, ce qui laisse penser que le fond marin, lors du dépôt pouvait être assez accidenté, à moins que cette épaisseur variable ne soit liée à une troncature de la formation par la transgression oligocène.

IV) L'EOCENE DES SICANI

Font partie du domaine des Sicani à l'Eocène, du Nord vers le Sud :

- la zone de Vicari;
- la zone de Cammarata.

Il nous faut cependant introduire dans la zone de Vicari une série nouvelle, il s'agit de la série de la Montagnola (P. Broquet 1964 a et b) (P. Broquet, A. Caire et G. Mascle 1966).

A l'Eocène, la Montagnola représente la bordure septentrionale de la zone de Vicari. Je rappellerai que cette série établit un lien entre le domaine des Madonies et des Sicani (P. Broquet 1964 a et b) mais, alors qu'au Secondaire elle fait partie des Madonies (zone de Sclafani), au Tertiaire elle s'intègre aux Sicani (zone de Vicari); le haut-fond qui séparait les deux domaines au Jurassique-Crétacé inférieur s'est donc déplacé du Sud vers le Nord, restreignant légè-

rement la zone de Sclafani et par contre élargissant le domaine des Sicani (zones de Vicari-Cammarata).

A) Zone de Vicari

a) Série de la Montagnola

Sur la bordure orientale des Sicani, 2 km à l'E des villages de San Giovanni Gemini et Cammarata (feuille au I/25 000 de Cammarata n° 267-IV-NE) au lieu-dit la Montagnola et dans les Contrade San Crispina et Puzillo, existent quelques lambeaux d'une série stratigraphique particulièrement intéressante, traitée en partie dans le chapitre crétacé. Les affleurements d'extension très limitée (fig.), se composent d'un premier bloc à peu près quadrangulaire ayant 1 km d'Est en Ouest et 500 m du Nord au Sud, affleurant à la Contrada Crispina et d'un second bloc dénommé la Montagnola ayant environ 500 m d'Est en Ouest et 1 km du Nord au Sud, situé à une centaine de mètres au S E de la Contrada Crispina et prolongé vers le S W par les affleurements de la Contrada Puzillo. Ces blocs ont une structure anticlinale d'axe NNE-SSW et surplombent les marnes grises du Miocène supérieur des Sicani. Nous les avons interprétés (P. Broquet, 1964 b) comme des klippes sédimentaires mises en place dans le bassin de sédimentation des marnes grises du Miocène supérieur des Sicani (voir Pl. 7).

La vieille carte géologique de Sicile signale l'affleurement de la Montagnola et l'attribue au Malm.

On trouvera des détails sur cette série dans P. Broquet (1964 b et c); P. Broquet, A. Caire et G. Mascle (1966); P. Broquet, J. Magné et J. Sigal (1967); P. Broquet et G. Mascle (1968). Nous n'en donnerons ici qu'une description sommaire, en demandant au lecteur de se reporter p. 146 fig. 52 et p. 230 fig. 87 . Ces deux figures donnent la situation et la coupe stratigraphique de la série de la Montagnola qui nous montre :

Coleites danica BROTZEN
Globigerina daubjergensis BRONNIMAN
Globorotalia triloculinoides PLUMMER
" trivialis SUBBOTINA
" variata SUBBOTINA
" compressa (PLUMMER)
" Pseudobulloides PLUMMER

Il faut signaler des microfaunes remaniées du Maestrichtien, notamment :

Globotruncana contusa CUSHMAN
" stuartiformis DALBIEZ
" arca (CUSHMAN)
" caliciformis (J. de LAPPARENT)
" stuarti (J. de LAPPARENT)
Gimbelina deformis KIKOINE
Pseudotextularia varians RZEHAK

ainsi que des Orbitolites, Siderolites etc...

Les étages suivants ont ensuite été caractérisés :

- Paléocène inférieur avec Globigerina edita SUBBOTINA
Globorotalia compressa (PLUMMER) etc...

Il est fréquent que le Paléocène repose directement sur le Crétacé (calcaires à Orbitolines).

- Paléocène moyen avec Globigerina cf. variata SUBBOTINA
" linaperta FINLAY
Globorotalia pseudomenardii BOLLI
" cf. angulata (WHITE)
Acarinina quadrata (WHITE)

- Paléocène supérieur à Globorotalia velascoensis (CUSHMAN)
" pseudomenardii BOLLI
" elongata GLAESSNER
" aequa (CUSHMAN et RENZ)
" formosa BOLLI
Globigerina soldadoensis angulosa BOLLI, etc...

- Yprésien à : Globorotalia marginodentata SUBBOTINA
" aragonensis NUTTAL

Cet étage renferme quelques Foraminifères remaniés du Paléocène supérieur. Dans la partie supérieure de la série, on rencontre des calcaires détritiques, microbréchiques, graveleux à Chapmanina sp., Fabiania sp., Orthophragmina sp. de l'Eocène supérieur (fig. 52 - 3), échantillons 206 G-H. A la base de cet Eocène supérieur on trouve quelques passées marneuses probablement lutétiennes.

Il faut signaler au SW de la Montagnola, juste au S du Vallone Gassena (voir Pl.9-bas) une dizaine de blocs fichés dans le Miocène supérieur marneux, recélant des microfaunes du Paléocène-Eocène. On rencontre ensuite (fig. 52 - 4) des calcaires détritiques et marnes en alternance à Eulepidina sp., Nephrolepidina sp. Il s'agit d'Oligocène (Stampien), dans lequel on remarque des faunes remaniées de l'Eocène (Nummulites, Orthophragmines, etc...) Cet Oligocène présente des caractères mixtes entre ceux de Sclafani et de Vicari.

En conclusion, il faut noter dans cette série assez condensée, une lacune qui se situe entre le Cénomaniens et le Sénonien supérieur qui n'a été caractérisé qu'à l'état remanié, ce qui prouve, pour le moins qu'il a existé. Le Danien est transgressif, ainsi, semble-t-il, que l'Eocène moyen-supérieur et l'Oligocène.

Cette zone haute, non subsidente qu'était la Montagnola au Tertiaire, est le reflet des transgressions importantes qui ont affecté notre secteur d'étude entre le Paléocène et l'Oligocène terminal.

b) Série de Vicari

Cet étage s'avère d'une étude très délicate étant donné la rareté des affleurements. J'ai découvert quelques petites klippes sédimentaires dans la Contrada Finochiara, à la limite des feuilles au 1/25 000 de Filaga et Vicari (n° 259-III-SW et 259-III-NW), offrant un faciès éocène. Il s'agit de calcaires marneux blancs et essentiellement de calcaires détritiques, bréchiques à Nummulites et Alvéolines parmi lesquelles Alveolina oblonga D'ORB. Ces Foraminifères

sont cassés et peut être remaniés. Ils indiquent un âge éocène moyen-supérieur. Le faciès des calcaires détritiques est intéressant car dans certains éléments des brèches ou microbrèches on retrouve des calcaires à Halobia sp. du Trias, des calcaires graveleux et oolithiques du Lias.

Nous avons également trouvé trace de l'Eocène dans les tufs réputés jurassiques de Borgo-Regalmici; il s'agit d'un filon sédimentaire traversant les tufs. Ce filon est constitué de calcaires très fins, légèrement glauconieux, à nombreuses Globorotalia sp., Globigérines, Miliolites débris de Discocyclines, Polyptères. Il s'agirait d'Eocène supérieur selon A. Blondeau. On remarque également des débris de Nummulites, Lamellibranches, Gastropodes.

Entre Lercara Friddi et Castronuovo-di-Sicilia, dans la Contrada San Biagio on remarque au sein des marnes du Miocène supérieur (Helvétien ou Tortorien inférieur) des blocs de la taille d'une habitation de brèches ou de conglomérats dont les éléments proviennent de la série de Vicari et il est intéressant d'y noter des galets d'Eocène moyen à supérieur.

En conclusion, l'Eocène a bien existé dans la zone de Vicari. Nous n'avons pas individualisé le Paléocène faute d'affleurements, car il existerait plus vers l'W où il serait représenté par des calcaires marneux rouges (renseignement de Georges Mascle). L'Eocène moyen supérieur présente essentiellement un faciès néritique, peu profond, semblable à celui de la série de la Montagnola que nous avons décrit précédemment, ce qui prouve bien que ces deux séries voisinaient et se situaient en bordure d'une zone haute. Le bassin allait ensuite s'approfondir vers le Sud comme nous allons le constater dans la zone de Cammarata où les faciès indiquent un milieu plus profond attesté par la présence de microfaunes pélagiques et l'absence de Foraminifères benthoniques.

B) Zone de Cammarata

c) Série de Cammarata

I) Coupe du Cozzo Ledera

Cette série a été étudiée sur le flanc oriental du Monte Cammarata.

Les déterminations sont dues essentiellement à J. Sigal en coopéra-

tion avec J. Magné.

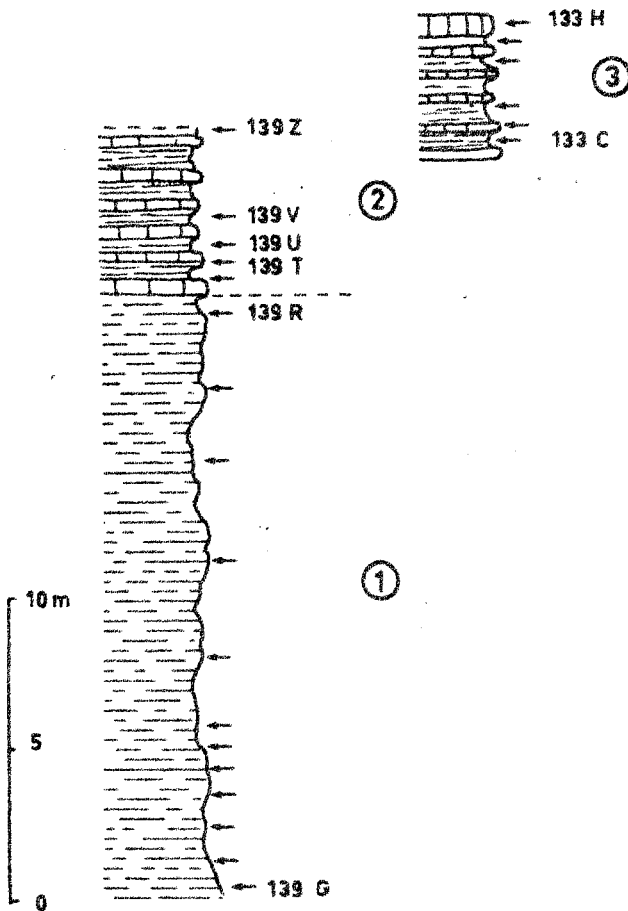


fig. 88 Coupe stratigraphique du Cozzo Ledera. Légende dans le texte.

Une coupe finement échantillonnée au Cozzo Ledera nous a fourni (fig. 88) :

I - 19 m de marnes rouges, indurées, contenant des Globotruncana du Maestrichtien supérieur remaniées parmi lesquelles :

Globotruncana arca (CUSHMAN)

" falsostuarti SIGAL

" fornicata PLUMMER

" mayarcensis BOLLI

Pseudotextularia varians

RZEHAk

Globotruncana contusa (CUSHMAN)

Rugoglobigerina hantkeninoides

inflata BRONNIMANN

Ces faunes du Sénonien supérieur se trouvent avec des Foraminifères du Paléocène moyen-supérieur et en particulier :

Globorotalia velascoensis

(CUSHMAN)

Globorotalia aequa (CUSHMAN et

RENZ.)

Globorotalia angulata (WHITE)

" pseudomenardii BOLLI

" cf. elongata GLAESSNER

" acuta TOULMIN

<u>Globorotalia abundocamerata</u>	BOLLI
" <u>cf. mckannai</u>	(WHITE)
" <u>quadrata</u>	(WHITE)
" <u>compressa</u>	(PLUMMER)
" <u>gr. crassata</u>	(CUSHMAN)
" <u>cf. traubi</u>	GORHBANDT
" <u>occlusa</u>	LOEBL et TAPPAN
" <u>cf. tribulosa</u>	LOEBL et TAPPAN
" <u>pseudobulloïdes</u>	PLUMMER
" <u>acarinata</u>	(SUBBOTINA)
<u>Globigerina velascoensis</u>	CUSHMAN
" <u>triangularis</u>	WHITE
" <u>linaperta</u>	FINLAY
" <u>triloculinoïdes</u>	PLUMMER
" <u>cf. inconstans</u>	SUBBOTINA
" <u>trivialis</u>	SUBBOTINA
" <u>cf. varianta</u>	SUBBOTINA

Ces microfaunes correspondent aux échantillons I39 G et I39 R. Nous avons indiqué une microfaune globale pour l'ensemble des échantillons, une étude très détaillée permettrait probablement de distinguer plusieurs niveaux dans le Paléocène et peut-être du Paléocène inférieur.

- 2 - Les marnes rouges passent à des calcaires gris clair alternant avec des marnes gris bleuté qui deviennent jaunâtres quand elles sont altérées. Epaisseur 5,30 m (fig. 88 - 2). Les échantillons I39 T et I39 U ont fourni :

<u>Globorotalia wilcoxensis</u>	CUSHMAN et PONTON
" <u>rex</u>	MARTIN
" <u>acuta</u>	TOULMIN
" <u>aequa</u>	(CUSHMAN et RENZ.)
" <u>formosa gracilis</u>	BOLLI
<u>Globigerina soldadoensis</u>	angulosa BOLLI

Cette association caractérise l'Yprésien inférieur (zone à Wilcoxensis). Ensuite les échantillons I39 V à Z ont fourni une association caractérisant l'Yprésien moyen à supérieur (zones à formosa et aragonensis), soit :

<u>Globorotalia rex</u>	MARTIN
" <u>aragonensis</u>	NUTTAL

Globorotalia formosa gracilis BOLLI
" aff. wilcoxensis CUSHMAN et PONTON
" marginodentata SUBBOTINA
" lensiformis SUBBOTINA
Acarinina pseudotopilensis (SUBBOTINA)
" triplex (SUBBOTINA)
Globigerina inaequispira SUBBOTINA
" pseudoeocaena SUBBOTINA
" linaperta FINLAY
" turgida FINLAY

3 - Alternance de calcaires clairs, fins, et de marnes en strates de 10 cm d'épaisseur passant à des calcaires en bancs de 10 à 20 cm d'épaisseur. Nous y avons rencontré (I33 C à I33 H) :

Globorotalia aragonensis NUTTAL
" cf. rex MARTIN
" quetra BOLLI
" formosa gracilis BOLLI
" pseudotopilensis SUBBOTINA
" aragonensis caucasica GLAESSNER
Globigerina linaperta FINLAY
" cf. triangularis WHITE
" pseudoeocaena SUBBOTINA
" primitiva FINLAY

Il s'agit probablement encore d'Yprésien moyen-supérieur mais il n'est pas exclu que la série atteigne l'Eocène moyen.

Nous avons pu compléter cette série 600 m à l'E du Cozzo Ledera où nous avons rencontré la partie supérieure de l'Eocène moyen et l'Eocène supérieur. Cette coupe nous a montré (fig. 89) :

I - 38 m de marnes rouges avec quelques intercalations de calcaires de couleur claire. La base de la série affleurant dans de mauvaises conditions, nous avons échantillonné les 6 derniers mètres qui ont fourni (I4I A à I4I D)

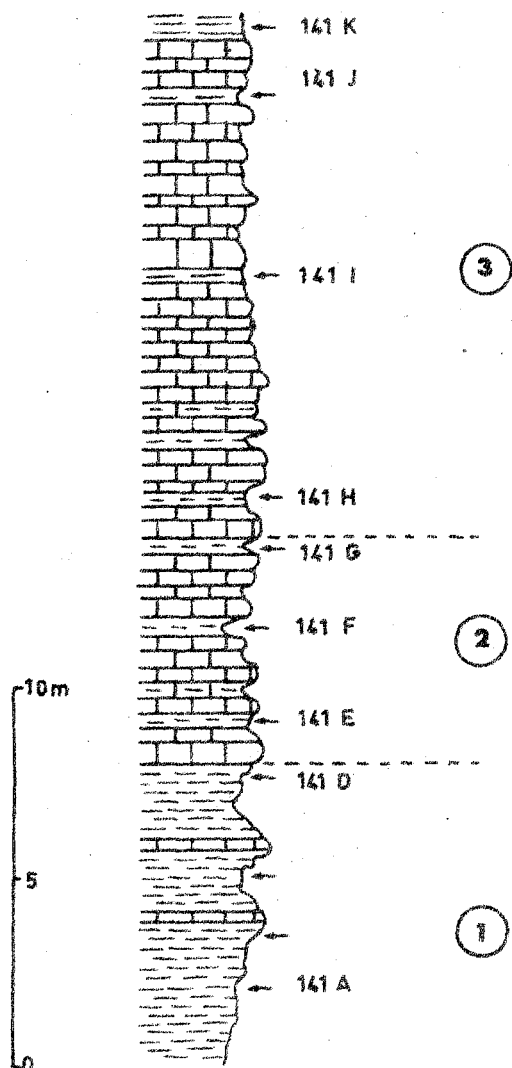


fig. 89 Légende dans le texte.

Globorotalia cocoaensis CUSHMAN
Globigerina yeguaensis WEINZIEL et
APPLIN
Globigerina cf. venezuelana HEDBERG
" corpulenta SUBBOTINA
Globigerapsis semiinvoluta (KEIJZER)
Catapsydrax martini BLOW et BANNER
Hantkenina alabamensis CUSHMAN
" cf. danvillensis HOWE et
WALLACE

Vulvulina bortonica FINLAY

2 - 6 m de calcaires blancs en petits bancs avec quelques intercalations de marnes rouges où l'on rencontre (I41 E à I41 G) :

Globorotalia cocoaensis CUSHMAN
Globigerina ouachitaensis HOWE et
WALLACE
" ampliapertura BOLLI

Cette association caractérise l'Eocène supérieur franc ;

3 - 4 m de calcaires blancs fins en petits bancs avec quelques inter-bancs marneux gris-blanc ;
10 m de calcaires blancs en bancs demi-décimétriques à décimétriques. Ces niveaux ont fourni les espèces suivantes (I41 I à I41 K) :

Globigerina ouachitaensis HOWE et WALLACE
" ouachitaensis senilis BANDY

Il s'agit probablement encore d'Eocène supérieur.

Les coupes que nous avons décrites montrent que le Paléocène est constitué par plus de 20 m de marnes rouges indurées; l'Eocène inférieur a au moins 10 m d'épaisseur, il s'agit de calcaires clairs et de marnes gris-bleu; l'Eocène moyen-supérieur est constitué par au moins une soixantaine de mètres de marnes rouges et de calcaires blancs en alternance, en proportion variable, passant à des calcaires et marnes blancs de l'Eocène supérieur. L'Eocène supérieur est bien caractérisé et il semble que la partie supérieure de la série puisse monter dans l'Oligocène basal, mais dans l'état actuel des recherches il n'est pas possible d'apporter plus de précisions.

Le Paléocène est transgressif; nous n'avons pas rencontré le conglomérat de base de la transgression sur le Monte Cammarata mais à la Contrada Buonotte à la cote 820 (F.S. Stefano-Quisquina); près de Castronuovo di Sicilia, au N de la Sorgente San Calogero (F. Lercara Friddi - voir fig. 43) etc... l'Eocène semble complet.

Remarques :

Les remaniements de microfaune sont très importants dès le Paléocène. Nous avons cité des Globotruncana du Sénonien supérieur remaniés, mais nous pouvons indiquer également des microfaunes du Lias supérieur et du Bajocien que nous avons retrouvées dans le Paléocène de la Contrada Gargiuffe (feuille au I/25 000 de Santo Stefano-Quisquina); nous évoquerons ces remaniements dans un chapitre ultérieur.

2) Remarques relatives à la transgression du Paléocène

La transgression paléocène est très discrète mais néanmoins certaine comme nous allons le démontrer. P. Baggio (1956) et S. Motta (1957) qui ont fait un petit travail de cartographie dans la zone où elle est apparente ne l'ont pas remarquée, mais il faut rendre hommage à S. Motta d'avoir observé un conglomérat dont il n'était pas certain de la position mais qui devait se trouver, selon lui, à la base du Sénonien. Dans la partie orientale des Sicani, le Sénonien transgressif est très réduit consécutivement à la transgression paléocène qui l'a érodé et remanié. La transgression du Paléocène a été mise en

évidence par P. Broquet (1964 b - c); on trouvera quelques précisions dans P. Broquet, J. Magné et J. Sigal (1967).

- Coupe de la Contrada Buonanotte

Cette coupe se situe à la cote 820 en tête du Vallone qui passe entre la Lista d'Inferno et le Pizzo dell'Apa, (feuille au I/25 000 de Santo Quisquina) elle nous montre de bas en haut (fig. 90) :

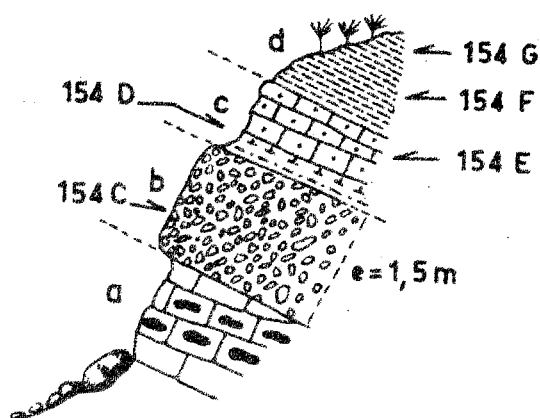


fig. 90 Coupe de la Contrada Buonanotte.
Légende dans le texte.

- a - des calcaires blanchâtres, fins, à silex, à Radiolaires, du Trias supérieur (Rhétien probable). Pendage 45° SE;
- b - un conglomérat faiblement discordant d'une épaisseur de 1,5 m formé d'éléments de tailles variables, d'un diamètre de quelques décimètres à quelques centimètres de calcaires fins du Trias. Le ciment est calcaire, par endroits argileux (154 C). Cet échantillon a fourni une microfaune assez mauvaise, très riche en Radiolaires. Les Globigerina et les Acarinina font penser à du Paléocène (Acarinina cf. bullbroocki et Acarinina cf. velascoensis CUSHMAN) selon J. Sigal;

- c) sur le conglomérat on remarque des calcaires en plaquettes, graveleux, détritiques (épaisseur 1 m) dont les bancs sont peu épais (2 cm à plusieurs centimètres). La base mal consolidée a, entre autres, fourni (I54 D) : Globigerina primitiva FINLAY, Globigerina linaperta FINLAY et Globorotalia cf. lensiformis SUBBOTINA et de nombreux Radiolaires. Ces Foraminifères évoquent le Paléocène;
- d) des argiles et marnes rouges puis vertes. Les échantillons I54 F-G ont fourni une association qui caractérise l'Eocène inférieur (Yprésien), on peut y citer : Globorotalia aragonensis NUTTAL; Globorotalia formosa BOLLI etc...

Cette coupe appelle plusieurs remarques.

- 1° Le Paléocène est probable mais non certain, la série pourrait peut-être débiter à l'Yprésien. De toute façon, s'il existe, il est très réduit en épaisseur.
- 2° Il revêt un faciès un peu particulier de calcaires détritiques. Ce faciès n'est connu qu'en quelques points et toujours à la base de la série; il précède le faciès classique.
- 3° Il semble que la transgression n'ait atteint la zone étudiée que tardivement. Nous n'avons pas caractérisé le Paléocène inférieur et surtout moyen d'une façon certaine.

- Coupe du Sanctuaire de Piedigrotta

Cette coupe a été décrite dans le chapitre crétacé; elle montre un conglomérat à la base du Paléocène bien daté.

- Coupe de la Portella San Francesco

Cette coupe se situe juste au SE de la Portella San Francesco (angle NW de la feuille au I/25 000 de Lercara Friddi n° 259-III-SE). Elle nous montre de bas en haut, des calcaires du Trias sur lesquels reposent, par l'intermédiaire d'un conglomérat de base, des marnes rouges et des marno-calcaires blancs du Maestrichtien. Sur le Maestrichtien on trouve un conglomérat qui passe à un microconglomérat situé à la base de marnes et marno-calcaires rouges du Paléocène. Plusieurs niveaux lenticulaires de conglomérats (nous en avons remarqué trois) s'interstratifient dans les marnes de base du Paléocène, bien daté par une abondante microfaune.

- Coupe de la Contrada Madonesi

Cette Contrada se trouve dans l'angle NW de la feuille au I/25 000 de

Cammarata (n° 267-IV-NE). Nous avons levé entre la Contrada Madonesi et le Cozzo Rossino, dans le fond du Vallone Cacugliommero, une coupe qui montre des marnes et marno-calcaires rouges reposant sur du Tithonique par l'intermédiaire d'un mince conglomérat constitué essentiellement de silex et calcaires silicifiés du Jurassique supérieur-Crétacé basal. On remarque également une surface durcie. Les marnes rouges contiennent une abondante microfaune du Sénonien mais également quelques formes paléocènes, semble-t-il. Il s'agirait donc de la transgression paléocène, toutefois une étude très précise serait nécessaire car il se pourrait que le conglomérat, en ce point, soit à rapporter au Sénonien.

3) Autres affleurements importants

Il serait fastidieux d'énumérer tous les affleurements sur les feuilles au I/25 000 de Cammarata-Lercara Friddi-Santo Stefano Quisquina-Filaga, étant donné que l'Eocène y affleure très largement. Nous nous bornerons à citer quelques coupes intéressantes que nous décrirons succinctement.

Entre Castronuovo di Sicilia et Cammarata, la coupe du Vallone Saracena de la Contrada San Lorenzo (fig. I46) nous montre :

- le Paléocène constitué de marnes et marno-calcaires rouges,
- l'Eocène représenté essentiellement par des marno-calcaires blancs fins, en contact par faille avec l'Oligocène moyen (?) - supérieur marneux.

Sur la feuille au I/25 000 de Filaga, le Vallone Refalzafi, au S du Pizzo della Croce, offre une très belle coupe où l'on constate que le Paléocène représenté par des marnes rouges et des marno-calcaires de même teinte, d'une épaisseur de 15 m environ, passent à des calcaires et marno-calcaires blancs présentant quelques intercalations marneuses blanchâtres. L'Eocène a 30 m d'épaisseur environ. Le pendage de la série est de 20° SE.

Au SE du Lago Pian del Leone, sur la feuille de Santo Stefano Quisquina, dans la Contrada Camputo, l'Eocène est bien développé; on y rencontre une série assez puissante de marno-calcaires et marnes rouges du Paléocène passant à des calcaires blancs fins, durs, à silex noirs de l'Eocène.

Il est intéressant de noter que dans l'Eocène supérieur apparaît très discrètement un faciès nouveau. Ceci peut se constater en plusieurs endroits, l'un d'eux, très accessible, se situe à la Portella Riena (feuille au I/25 000 de Filaga) près de la route de Vicari, au-delà du km 15. On y constate que quelques bancs de calcaires éocènes deviennent plus grossiers, voir détritiques; certains de ces niveaux présentent des surfaces perforées comblées de pyrite. Ces bancs, plus grossiers, inclus dans une série de calcaires et de marno-calcaires, blancs, fins en bancs décimétriques et de marnes blanches, sont l'indice d'une diminution de la profondeur d'eau. On verra d'ailleurs ensuite que l'Oligocène repose transgressivement sur l'Eocène supérieur ce qui laisse penser qu'il y a eu probablement une brève émergence.

4) Conclusions

Le Paléocène représenté par des marnes et calcaires marneux rouges est transgressif. Un conglomérat discontinu atteste de la transgression.

L'Eocène semble complet. Il présente un faciès plus calcaire que le Paléocène; on note essentiellement des calcaires et marno-calcaires fins, blancs, et des marnes blanches ou parfois rouges en intercalations. A la base de la série (Yprésien) on relève d'importants remaniements de microfaunes : les Globobuccina du Sénonien, les Globigerina et Globorotalia du Paléocène voisinent avec les Foraminifères de l'Yprésien. De tels remaniements ont également été notés à la base du Paléocène. S'ils attestent la transgression paléocène, ils indiquent peut-être un léger mouvement de la mer à l'Yprésien; une transgression locale, de valeur très régionale.

La nature des sédiments du Paléocène-Eocène et la microfaune pélagique caractérisent un dépôt marin en milieu calme. La bathymétrie est difficile à préciser. On note seulement une diminution de l'épaisseur d'eau à l'Eocène supérieur où l'on voit apparaître très discrètement des dépôts néritiques.

V) CONCLUSIONS GENERALES ET REMARQUES PALEOGEOGRAPHIQUES

Nous distinguons encore à l'Eocène cinq zones de faciès :

- la zone des A. S.;
- la zone du Panormide;
- la zone de Sclafani;
- la zone de Vicari;
- la zone de Cammarata;

mais les différences entre certaines de ces zones sont minimales. Par contre les affinités dominent. C'est ainsi que les zones du Panormide et de Sclafani pourraient être groupées, de même que les zones de Vicari et de Cammarata, de telle sorte que 3 zones majeures apparaissent.

Un tableau (p. 245) résume les principaux faciès de l'Eocène.

Précédemment, nous avons signalé qu'au Crétacé supérieur se dessinait une nouvelle paléogéographie dont on distinguait mal les limites. A l'Eocène ces limites apparaissent et on constate :

- que la zone des A. S. garde une individualité et des caractères spécifiques;
- que les zones de Sclafani et du Panormide semblent se fondre;
- qu'il en est de même pour les zones de Vicari et de Cammarata.

Les faciès des zones de Sclafani-Panormide et Vicari-Cammarata présentent même une certaine parenté mais on peut cependant penser qu'un haut-fond continue à les séparer, peut-être discontinuellement d'ailleurs.

Cette nouvelle paléogéographie où l'on constate un élargissement important des zones annonce la période oligo-miocène caractérisée par des dépôts flyschoides. Elle préfigure les vastes bassins qui vont s'installer à cheval sur plusieurs des zones que nous avons distinguées au Jurassique-Crétacé inférieur.

Les traits fondamentaux de la paléogéographie mésozoïque se modifient, à commencer par le haut-fond subsident du Panormide. Permanent du Trias supérieur au Cénomaniens et caractérisé par des dépôts néritiques, il se voit envahir au Crétacé supérieur puis au Paléocène par des sédiments à tendance pélagique. Il n'en demeure pas moins une zone haute, mais non subsidente qui émerge à

trois reprises successives, au Cénomaniens, au Crétacé terminal, et certainement à l'Eocène moyen supérieur, avant de s'ériger en cordillère rapidement démantelée à l'Oligocène, comme nous le verrons au chapitre suivant. La zone de Sclafani dont les faciès éocènes s'étendent, semble-t-il, jusque sur le domaine du Panormide, voit la mer progresser timidement probablement dès l'Eocène inférieur pour avancer franchement en transgression au Lutétien. Le Paléocène n'a pas été caractérisé dans cette zone. Quant à l'Eocène inférieur, il n'y en a que des affleurements rares et d'une épaisseur très réduite. On ne peut cependant, à priori, parler d'une émergence au Paléocène, ou même à l'Eocène inférieur. Les caractères généraux des séries qui encadrent la zone de Sclafani permettent au contraire de supposer que le Paléocène et l'Eocène inférieur ont peut-être existé en certains endroits. S'il y avait réellement une lacune due à une émergence, celle-ci ne pourrait avoir qu'un caractère régional.

Les faciès éocènes des zones de Vicari-Cammarata sont très proches mais néanmoins distincts de ceux de la zone de Sclafani.

A propos des faciès de l'Eocène (et même du Sénonien) une remarque s'impose. Les dépôts sont d'une façon générale argilo ou marno-calcaire, et intermédiaires entre les sédiments biochimiques du Jurassique-Crétacé inférieur et les dépôts terrigènes de l'Oligo-Miocène. On pourrait les qualifier comme L. Ogniben (1960) de dépôts "calcschisteux", mais le terme schisteux prête à confusion. On pourrait aussi suggérer le terme de *pré-flysch* ou *d'éo-flysch*, mais il y a là encore un inconvénient, car le dépôt terrigène qui leur succède n'est pas toujours un flysch. Aussi proposerais-je le terme de sédiments calcaro-lutitiques (parmi les roches détritiques terrigènes, le vocable de lutite désigne un dépôt meuble, fin, dont les éléments ont une dimension inférieure à 64 microns). Ce terme me semble démontrer le caractère mixte d'une formation qui n'est pas encore totalement terrigène mais qui n'est plus uniquement calcaire. Simplifiant la terminologie on pourrait même parler de "Calcilutites".

		ZONE DES A. S.			MADONIES		SICANI		
		Eocène calcaro-marneux (= F. de POLIZZI)	Eocène marno-calcaire (= F. de TROINA)	Eocène marno-calcaire tuffitique (F. de TUSA)	Zone du Panormide	Zone de Sclafani	Zone de la Montagnola	Zone de Vicari	Zone de Cammarata
EOCENE MOYEN - SUPERIEUR	Argiles varicolores ?	Marnes et calcaires blancs	Marnes, calcaires blancs et grès psammitiques et tuffitiques	Série inconnue en place, blocs de calcaires microbréchiques gris remaniés dans l'Eocène sup. (?) Oligocène (voir chapitre oligocène)	Calcaires microbréchiques gris, marnes argiles et calcaires marneux rouges	Calcaires microbréchiques; marno-calcaires et marnes blancs	Calcaires microbréchiques; marno-calcaires et calcaires blancs	Calcaires, marno-calcaires et marnes blancs et rouges	
	Calcaires et marnes blancs etc...								Calcaires microbréchiques à Macroforaminifères. Argiles varicolores à <i>Tubotomaculum</i> (Eocène moyen ?)
PALEOCENE-EOCENE INFÉRIEUR	Argiles schisteuses noirâtres	Série inconnue			Marnes et calcaires essentiellement rouges	?	marnes et calcaires marneux blancs	? (probablement marno-calcaires rougeâtres)	marnes et marno-calcaires rouges
	Calcaires noirs								

Tableau 6 Principaux faciès éocènes de la Sicile centro-septentrionale.

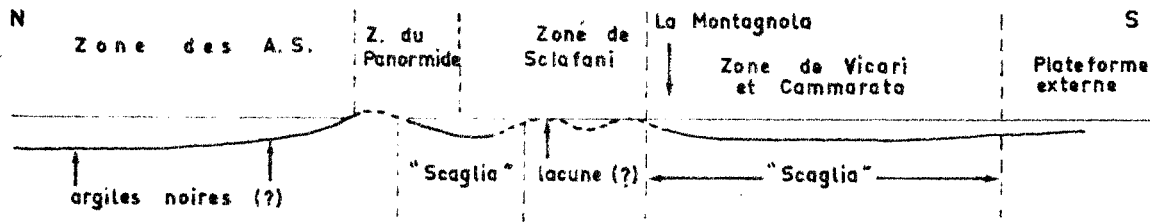


fig. 91 Reconstitution des différentes zones de faciès au Paléocène-Eocène inférieur.

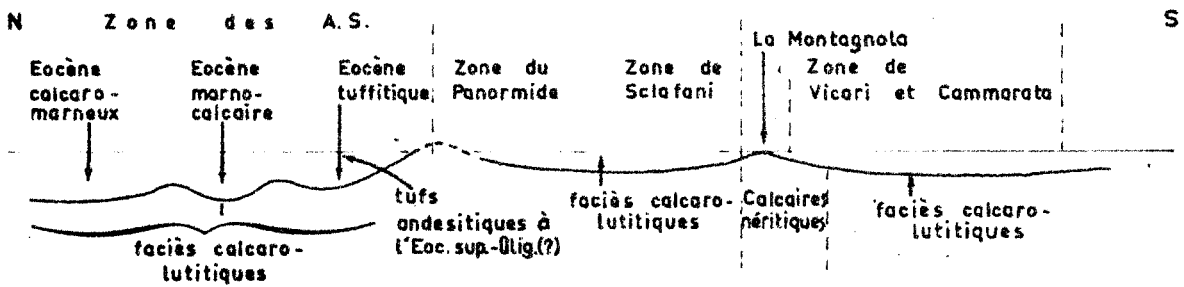


fig. 92 Reconstitution hypothétique des zones de faciès à l'Eocène moyen-supérieur.

CHAPITRE VII

L'OLIGOCENE

C H A P I T R E V I I

L'OLIGOCENE

I) SOMMAIRE, HISTORIQUE ET LIMITES STRATIGRAPHIQUES ADOPTÉES	250
II) L'OLIGOCENE DU DOMAINE DES "ARGILLE SCAGLIOSE"	252
A) Argiles oligocènes (A. S.) du Numidien interne.	257
a) Généralités	
b) Coupe du Balza Falcone	261
c) Problème de l'âge des argiles à <u>Tubotomaculum</u> (Numidien interne). Remarques générales.	262
d) Autres affleurements importants	264
B) Argiles oligocènes du Numidien intermédiaire	265
a) Coupe partielle de l'Oligocène aux environs de la gare de Pollina	265
b) Coupe du substratum du Numidien intermédiaire à la Casa Batia	266
c) Conclusions	269
III) L'OLIGOCENE DES MADONIES	270
A) Zone du Panormide	270
a) Description lithologique	271
b) Etude micropaléontologique	271
c) Rapports entre le Paléocène-Eocène inférieur et l'Oligocène	272
d) Problème des remaniements	273
- affleurements de la chapelle San Giovanni	273

e) Localisation des affleurements d'Eocène supérieur-Oligocène	276
f) Conclusions	276
g) Conglomérats supposés éocènes supérieurs-oligocènes	277
B) Zone de Sclafani	277
a) Série-type de l'Oligocène	278
- Remarques sédimentologiques relatives à l'Oligocène	281
b) Problème de la limite inférieure de l'Oligocène	283
1) Coupe de la Portella Colla	283
2) Coupe du Vallone Canalotto	284
3) Coupe de Collesano	284
4) Conclusions	285
c) Problème de la limite supérieure de l'Oligocène	286
1) Coupe du Vallone Canalotto	286
2) Coupe entre la Rocca di Sciara et la Contrada Ex-Feudo Colla	287
3) Coupe du Torrente Salito	289
4) Coupe du Vallone della Mora	290
5) Coupe du Cozzo Carcarello	291
6) Conclusions	292
d) Autres affleurements importants	292
e) Klippes sédimentaires	293
f) Conclusions relatives à l'Oligocène de la série de Sclafani	293
g) Analogies entre l'Eocène supérieur-Oligocène du Panormide et l'Oligocène de la zone de Sclafani	294
IV) L'OLIGOCENE DES SICANI	296
A) Zone de Vicari	296
a) Série de la Montagnola	296
b) Série de Vicari	297

B) Zone de Cammarata	297
I) L'Oligocène calcaire	297
a) Coupe des Cozzi San Luca et Babaluceddu (région de Castronuovo-di-Sicilia)	297
- coupe du Cozzo San Luca	297
- Coupe du Cozzo Babaluceddu	298
b) Coupe de la Contrada Nocilla	300
c) Coupe de la Contrada Lagusa	301
d) Coupe de la Casa Gramo	302
e) Conclusions	303
f) Autres affleurements importants	304
2) L 'Oligocène marneux	306
a) Coupe de la Contrada Piano di Conte	306
b) Coupe à l'E du Cozzo del Cairo	308
c) Coupe du Vallone Refalzafi	308
d) Conclusion	309
3) Conclusions relatives à l'Oligocène de la zone de Cammarata	309
V) CONCLUSIONS GENERALES RELATIVES A L'OLIGOCENE ET REMARQUES PALEOGEOGRAPHIQUES	310
- Lithologie	310
- Limite inférieure	311
- Limite supérieure	311
- Problème du flysch numidien	311
I - Numidien interne	312
2 - Numidien intermédiaire	312
3 - Numidien externe	313
- Remarques paléogéographiques	313

CHAPITRE VII

L'OLIGOCENE

I) SOMMAIRE, HISTORIQUE ET LIMITES STRATIGRAPHIQUES ADOPTÉES

C'est à partir de l'Oligocène que les sédiments terrigènes envahissent les différents domaines définis précédemment. L'Oligocène est bien représenté sur l'ensemble du territoire étudié, mais les problèmes qu'il pose sont loin d'être tous résolus. Le premier de ces problèmes est d'ordre stratigraphique ou plutôt paléontologique; les Macroforaminifères que contient cet étage sont généralement remaniés. Quant aux Foraminifères en place, ils sont rares et souvent difficiles à étudier. Les précisions que je pourrai apporter sont dues essentiellement à J. Magné mais aussi à L. Blondeau, C. Lorenz, Madame Poignant et Madame Cita.

Les caractères paléogéographiques énoncés à l'Eocène vont se préciser à l'Oligocène, période pendant laquelle se dessinent les vastes zones qui au Miocène voient se sédimenter flysch et "molasse" (?) (Numidien et Reitano). A la sédimentation argilo-gréseuse oligocène succède un dépôt grés-argileux au Miocène.

HISTORIQUE

L'Oligocène de la Sicile septentrionale a presque toujours été associé aux grès du Miocène; il n'a été paléontologiquement défini que depuis quelques années. Il correspond à une partie des sédiments décrits par L. Baldacci (1886) sous le nom d'"Argille Scagliose" et grès quartzites bruns. Sur la carte de la Sicile au 1/100 000 (feuille de Nicosia), levée par L. Mazzetti et L. Baldacci entre 1878 et 1880 sous la direction de G.G. Gemmellaro, on remarque qu'à l'Oligocène correspondent : les "Argille Scagliose" varicolores associées à des grès siliceux ferrugineux ou chloriteux attribués à l'Eocène moyen, et probablement les marnes à Fucoïdes et calcaires à petites Nummulites rapportées à

l'Eocène supérieur. Les premiers auteurs à parler d'Oligocène sont A. Silvestri (1908) qui cite des Nummulites oligocènes près de Termini Imerese et G. Checchia-Rispoli (1910) qui décrit un Oligocène près de Campofiorito dans la province de Palerme. Dans les Madonies c'est encore G. Checchia-Rispoli (1916) qui parle le premier d'Oligocène citant une microfaune qui prouve cette attribution, au Monte del Vallone Chiusa. L. Trevisan (1937) dans les monts de Sclafani et Caltavuturo semble ignorer l'Oligocène qu'il confond avec l'Eocène. Il note cependant que cette série correspond au début de la sédimentation du flysch "éocène", mais laisse cependant planer un doute sur l'âge de la formation qu'il qualifie d'Eocène (?).

Pour avoir des précisions, il faut ensuite attendre les travaux de A. Jacobacci (1953) qui cite une formation marno-gréseuse d'âge aquitanien, L. Coggi et E. Bruschi (1955) qui étudient la région de Piana dei Greci et surtout P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri et G. Giannini (1960) qui en fournissent la première coupe intéressante dans la région de Collesano (Vallone della Mora) définissant en ce lieu la "formation Collesano" qui correspond au flysch numidien. La même année L. Ogniben décrit cet Oligocène sous le nom de "Membre de la Portella Colla" (le flysch numidien selon cet auteur comprend une partie inférieure ou "Membre de la Portella Colla" et une partie supérieure ou "membre de Geraci" nous y reviendrons dans le chapitre miocène. P. Broquet (in P. Broquet et G. Duée 1962) indique une lacune de la base de l'Oligocène de la série de Sclafani et annonce comme très probable une transgression de la série oligocène. Nous démontrerons que cette transgression est réelle ~~quand on considère les~~ ~~travaux de~~ ~~l'auteur~~ ~~et~~ ~~de~~ ~~ses~~ ~~collaborateurs~~ ~~(~~ ~~1960,~~ ~~1963~~ ~~etc., etc.)~~.

Dans les Sicani, l'Oligocène était très mal connu jusqu'à ces dernières années. Les premières précisions ont été fournies dans la région de Sciacca par G. Ruggieri (1959 a) et dans le Trapanese par le même auteur (1959 b). Dans la région que nous étudions, la vieille carte au 1/100 000 de Canicatti, levée par Baldacci ignore l'Oligocène et il faut attendre G. Castany (1956) puis S. Motta (1957) pour trouver une première description de l'Oligocène. P. Broquet (1964 a - c) démontre le caractère transgressif de l'Oligocène et des détails sont fournis dans P. Broquet, J. Magné et J. Sigal (1967). L'Oligocène de la série de la Montagnola est découvert en 1964 (P. Broquet 1964 b).

LIMITES STRATIGRAPHIQUES ADOPTEES

Limité à sa base par une transgression, sauf peut-être dans la zone des A. S., l'Oligocène passe en apparente continuité au Miocène, à l'exception du domaine des Sicani (zones de Vicari (y compris la Montagnola) et de Cammarata).

Il peut paraître illogique de ne pas traiter le Miocène inférieur et l'Oligocène dans le même chapitre étant donné la continuité qui existe presque d'une façon générale entre les deux, d'autant plus que l'on a pris l'habitude de qualifier le flysch numidien de flysch oligo-miocène, et l'on fait de même pour la "molasse" ou formation de Reitano. Cependant, si l'on ne distingue que deux zones de faciès au Miocène inférieur, comme nous le verrons ensuite, on en définit beaucoup plus à l'Oligocène. Ces zones présentent des analogies telles, qu'elles laissent deviner le contour des futurs domaines miocènes, mais les paléogéographies oligocène et miocène présentent à notre avis assez de différences, pour mériter qu'on les traite séparément.

Les étages de l'Oligocène sont actuellement mal définis dans le domaine méditerranéen et nous hésitons à employer des termes d'étages qui risquent de perdre toute valeur dans les temps futurs. Nous parlerons d'Oligocène inférieur, moyen et supérieur et essayerons avant tout de définir des limites lithologiques.

II) L'OLIGOCENE DU DOMAINE DES ARGILLE SCAGLIOSE

Dans ce domaine l'Oligocène est représenté par plusieurs faciès décrits pour la plupart dans le chapitre réservé à l'Eocène. C'est qu'en effet notre embarras est grand, nous ne savons pas très bien dans la zone des A. S., où finit l'Eocène et où commence l'Oligocène. De plus les seules microfaunes que nous ayons découvert dans ces séries (voir par exemple l'Eocène de Tusa ou de Troina ou de Polizzi Generosa) indiquent un âge éocène, mais nous avons insisté sur le remaniement probable de ces microfaunes à Nummulites, Discocyclina, Fabiania etc... et par conséquent l'âge probablement oligocène de certaines de ces formations. Dans ce chapitre nous ne traiterons que les formations oligocènes dont l'âge est prouvé paléontologiquement, mais nous demanderons au lecteur de

bien vouloir considérer que les formations suivantes :

- Eocène de Tusa,
- Eocène de Troina,
- Eocène de Polizzi Generosa,

traitées précédemment atteignent très probablement l'Oligocène et se développent peut-être essentiellement pendant l'Oligocène (je pense en particulier à la formation de Tusa dont je démontrerai dans ce chapitre les analogies de faciès avec une série éocène supérieur-oligocène inférieur et moyen bien datée).

De plus, un travail très récent, malheureusement peu explicite de L. Montanari (1967b), met en doute l'âge éocène de la formation de Polizzi Generosa critiquant sévèrement le travail de R. Coltro (1963) en déclarant notamment "que la succession de la microfaune décrite par R. Coltro n'existe pas, mais par contre un remaniement hétérogène de formes pour le moins de l'Eocène élevé (Grzybowskia, Nummulites bouillei) avec des Foraminifères de l'Eocène inférieur et moyen". Je rappelle que l'âge défini par R. Coltro est éocène inférieurement moyen et confirme totalement l'opinion de L. Ogniben (1960).

L. Montanari (1966) a étudié entre Trabia et Termini Imerese une coupe de la formation de Polizzi Generosa; il s'agit de la coupe de la Contrada Patara, visible dans le Fiume San Leonardo. Cette série a longtemps opposé Ciofalo-Douville-Silvestri à M. Gemmellaro-Di Stefano-Checchia-Rispoli. Les seconds déclaraient les Nummulites et les Alvéolines etc... non remaniées et l'âge de la série pour ces auteurs était indiscutablement éocène alors que pour leurs contradicteurs les mêmes fossiles étaient remaniés dans un dépôt postérieur. Le travail de L. Montanari (1966) signale que la base de la série (27 m) contient une microfaune non remaniée du Cuisien inférieur :

- Nummulites partschi DE LA HARPE
- Fasciolites schwageri (CHECCHIA)
- Fasciolites distefanoi (CHECCHIA)
- Fasciolites canavarii (CHECCHIA)
- Fasciolites parvus (HOTTINGER)
- Fasciolites coudurensis (HOTTINGER)
- Fasciolites ellipsoidalis (SCHWAGER)
- Fasciolites subpyrenaicus (LEYMERIE)
- Globorotalia formosa gracilis BOLLI

La partie moyenne serait à rapporter au Lutétien supérieur et là, commencent les remaniements. Un conglomérat de transgression est signalé à la base du Lutétien. Les fossiles cités (non remaniés) sont :

Nummulites japygius (TELLINI)

Nummulites italicus TELLINI

Nummulites munieri FICHEUR

Assilina exponens (SOWERBY)

Fasciolites giganteus (CHECCHIA)

Siphonodosaria nuttalli gracillima (CUSHM & JARVIS)

Globorotalia crassata (CUSHMAM)

Globorotalia crassula (CUSHM & STEW)

Anomalinoïdes capitatus (GUMBEL)

Ceci est en accord avec G. Checchia-Rispoli (1907) et M. Gemmellaro (1912).

La partie supérieure toujours selon L. Montanari (1966) serait du Priabonien supérieur et il indique une transgression du Priabonien supérieur; il cite (fossiles non remaniés) :

Siphonodosaria chileana TODD & KNICKER

Trochammina irregularis WHITE

Trochamminoides proteus (KARRER)

Globigerina cf. linaperta FINLAY

Glomospira gordialis JONES & PARKER

Ammodiscus incertus D'ORB

Cyclammina simiensis RUSH

Discocyclina sella (SCHLUMBERGER)

Le même auteur en 1967 révisé et corrige sa datation. Ce qu'il appelait Priabonien supérieur serait plutôt à rapporter à l'Oligocène comme l'indiqueraient (L. Montanari, 1967a) :

Siphonodasaria chileana TODD

Trochamminoides proteus (KARRER)

Glomospira Gordialis (JONES et PARK.)

La formation de Polizzi Generosa se développerait donc entre le Cuisien inférieur et l'Oligocène selon L. Montanari qui affirme qu'à Polizzi Generosa,

seule la partie supérieure (Oligocène) de la série serait représentée. Malheureusement, il ne cite aucun fossile prouvant les remaniements qu'il évoque. Récemment, A. Blondeau, étudiant un échantillon de la base de la série éocène de Polizzi Generosa reconnaissait des Alvéolines et Flosculines du Cuisien ainsi que Nummulites cf. purchisoni BRUNNER; Cuvillierina eocenica DEBOURLE; Asterodiscus sp.; d'abondantes Globigérines dont Globigerina aragonensis. Cette association évoque selon A. Blondeau, qui ne voit aucune preuve de remaniement, le Cuisien. Ceci confirme les déterminations de A. Coltro et fait douter des affirmations de L. Montanari.

En 1962, j'avais levé la coupe indiquée par L. Montanari entre Trabia et Termini Imerese et l'étude, peu détaillée il est vrai, de la série m'avait porté à admettre l'âge éocène de la formation; j'avais toutefois trouvé sous l'Eocène de petits lambeaux d'A. S. constituées d'argiles varicolores contenant de minces bancs de grès quartzeux verdâtres et des strates de calcaires microbréchiques gris ayant fourni une faune du Priabonien. Ceci suggère un contact anormal entre ces A. S. et la formation éocène-oligocène (?) qui la recouvre. J'ai également noté l'analogie entre ces A. S. et celles que j'ai signalées sous le Panormide dans les Madonies (P. Broquet, 1964 a). Ceci repose le problème soulevé dans le chapitre de l'Eocène; la formation de Polizzi-Generosa et les A. S. éocènes décrites dans les Madonies appartiennent-elles au même domaine paléogéographiques ? Pour résoudre ce problème il faudrait des certitudes stratigraphiques ce qui n'est pas encore le cas. En effet les microbrèches priaboniennes contiennent peut-être des faunes remaniées et leur âge est peut-être oligocène, voir postérieur, mais nous avons déjà soulevé le problème dans le chapitre éocène.

L. Montanari (1967a) affirme un âge oligocène pour la formation de Tusa, ceci rejoint notre hypothèse (voir chapitre éocène). Malheureusement on ne peut adopter les résultats de cet auteur sans faire de réserves, en effet, il cite quelques Foraminifères qui prouvent l'âge oligocène d'argiles varicolores situées à la base de la formation de Tusa, mais il ne fournit pas de coupe prouvant le passage en continuité des argiles varicolores à la formation de Tusa. N'y a-t-il pas un contact anormal entre les deux formations ?

Après avoir évoqué les problèmes que posent certaines séries éocènes-

oligocènes nous citerons quelques coupes où l'âge oligocène est plus évident.

Afin d'éviter de fâcheuses répétitions nous décrirons le faciès-type puis indiquerons plusieurs coupes intéressantes.

Alors que les séries précédemment décrites (formations de Tusa et Troïna) précédaient un Oligocène-Miocène qui tire substance d'un domaine péloritain et correspond, pour la base de la série, à l'"Oligocène Kabyle" d'Algérie, et pour le reste, à la série de Medjana du Djebel Morissane (A. Caire, 1957^a), au Miocène du Nord-Constantinois, à l'Oligocène micacé du Rif (Beni-Ider) et d'Espagne méridionale (M. Durand Delga et M. Mattauer, 1960); l'Oligocène que nous citons maintenant précède en général des grès à faciès numidien. Il a été qualifié par les auteurs qui ont travaillé en Afrique du Nord (A. Caire, M. Durand Delga, Mattauer etc...) d'Oligocène à faciès numidien. Ce terme pourrait être employé en Sicile mais s'il présente l'avantage d'être évocateur pour tous les géologues d'Afrique du Nord, il peut être discutable en Sicile. En effet, il sous-entend que ces argiles soient spécifiques de tout le flysch numidien, or en Sicile elles ne sont connues que sous une partie du flysch numidien (Numidien interne de P. Broquet, A. Caire, G. Duée et R. Truillet, 1963 a et b) et surtout elles apparaissent sous une autre formation que nous avons décrite dans le chapitre éocène sous le nom de formation marno-calcaire de Troïna. A ce propos un problème se pose. Dans la série de Troïna, elles ne m'ont fourni que des microbrèches à faune de l'Eocène moyen alors que dans les séries que nous allons décrire elles atteignent très probablement l'Oligocène. L'analogie de faciès permettrait de penser que dans la série de Troïna, elles sont également oligocènes. Ceci remettrait ainsi à nouveau en question l'âge de la formation de Troïna, supposée éocène.

Un fait est certain, ces argiles appartiennent au domaine des A. S., c'est pourquoi nous les dénommerons : argiles oligocènes (A. S.) et nous précisons ensuite la nature de la série qui succède à ces A. S., c'est-à-dire dans le cas qui nous intéresse le Numidien interne.

A) Argiles oligocènes (A. S.) du Numidien interne

Il s'agit d'argiles essentiellement vertes avec quelques passées rou-
geâtres, ce qui leur donne généralement l'aspect d'argiles bariolées. Elles
contiennent de très rares et minces niveaux de calcaires ou calcaires marneux
fins, azoïques; de calcaires bruns à noirs souvent gréseux très riches en oxyde
de fer, se débitant en "morceaux" ayant un aspect "brulé". Dans la partie supé-
rieure, elles recèlent des bancs de grès fins clairs ou roux généralement fri-
ables et à patine d'oxydes noirs. Elles ont fourni une microfaune très pauvre
composée d'Arénacés sans valeur; Ammodiscus, Bathysiphon, Trochamminidés; de
formes remaniées : Globotruncana du Maestrichtien et Truncorotalia velascoensis,
T. cf. angulata, Globorotalia compressa, G. pseudobulloïdes du Paléocène. Quel-
ques formes lutétiennes.

Selon J. Magné, cette pauvre microfaune indiquerait un âge éocène moyen,
mais cet âge n'est pas certain car ces Foraminifères sont certainement remaniés
En effet, nous avons également trouvé des microbrèches dans lesquelles A.
Blondeau cite Pellatispira sp., Nummulites cf. Chavannesi, N. cf. striatus,
N. cf. incrassatus, N. paronai (PREVER); Alveolina sp.; Discocyclina sp. etc...
ainsi que de nombreuses formes cuisiniennes et lutétiennes remaniées. Selon
A. Blondeau il s'agirait de niveaux d'un âge allant du Lutétien supérieur à
l'Eocène supérieur. On peut citer également Chapmanina sp., Fabiania sp. etc...
Nous verrons ultérieurement que l'âge de ces argiles est antérieur à l'Oligo-
cène supérieur et si l'on tient compte des remaniements qui sont certains, on
peut écrire qu'il est compris entre l'Eocène moyen et l'Oligocène supérieur.
Seule l'étude précise d'un micropaléontologiste permettrait d'apporter plus de
précisions, mais il nous semble que si la formation débute dès l'Eocène moyen-
supérieur, elle doit se développer essentiellement pendant l'Oligocène.

Nous avons rencontré dans ces argiles des plaques de calcite fibreuse
noirâtre, à structure cone-in-cone (A. Bonte 1952 et M. Durand Delga, 1952)
ainsi que des nodules de marcassite et des corps ferrugineux oblongs couverts
de pustules et dénommés Tubotomaculum. Ces Problematica ont déjà été signalés
dans la littérature géologique italienne sous le nom d'Azzarolia, mais cette
dénomination est passée dans le domaine de l'oubli. C'est en 1955 que M. Durand-
Delga en a donné une description dans sa thèse. Cet auteur écrit (p. 373 :
"Le Néonummulitique débute par des argilites, souvent verdâtres, où pullulent

parfois des corps oblongs (Tubotomaculum...) et p. 362 : "des corps oblongs, en hématite, de longueur variable (quelques cm), paraissent résulter du remplissage de terriers creusés dans la vase. A leur pourtour, ceux-ci ont été tapissés par de minuscules déjections ellipsoïdales (1 à 2 mm) qui apparaissent aujourd'hui sous forme d'innombrables pustules, allongées, à la surface de ces corps oblongs".

"Ceux-ci ont été soumis au Dr W. Hantzschel et au Dr Seilacher. Ces spécialistes de Problematica ont confirmé notre impression sur ces curieux restes, dont les animaux producteurs ne peuvent être précisés (Crustacés ?)".

"De tels fossiles dont l'aire de répartition en Algérie est très vaste, ont été signalés en d'autres pays, à des niveaux stratigraphiques variés (Trias et Jurassique d'Allemagne méridionale, "Flysch" italien...). Ils ont été nommés par R. Richter Tubotomaculum (renseignement de W. Hantzschel)".

Après avoir été signalés dans le Constantinois par M. Durand Delga, ces Tubotomaculum ont été indiqués dans l'Ouarsenis par M. Mattauer (1958) etc... On les connaît également en Tunisie et en Sicile. Il est intéressant de remarquer que ces Problematica qui ne sont peut-être que des "fossiles de faciès" sont situés au même niveau tant en Algérie, qu'en Tunisie et en Sicile, et constituent par conséquent un excellent repère. Quant à la description des argiles qui les contiennent elles ont un faciès remarquablement constant M. Mattauer, in Glangeaud, 1952 b et M. Mattauer 1958 p. 245, écrit : "il s'agit des classiques "argiles numidiennes", qui donnent aux affleurements des teintes vives, bariolées, très caractéristiques, allant du lie de vin au verdâtre ... il n'est pas rare d'y rencontrer des corps ferrugineux oblongs dont la surface est tapissée de petites pustules ovoïdes (Tubotomaculum)".

Nous avons récolté de nombreux Tubotomaculum (voir Pl. 25), la plupart reposaient sur le sol, dégagés par l'érosion. Nous en avons observé quelques uns en place dans l'argile et il nous semble qu'ils occupent des positions très variables allant de l'horizontale à la verticale. Leur couleur peut être noire ou marron. Leur longueur est en général de quelques centimètres mais peut dépasser 10 cm. Leur largeur varie entre quelques millimètres et 5 centimètres. Ils ont une section ronde, ovale ou aplatie. Les pustules (coprolites ?) sont généralement réparties en tous sens mais peuvent avoir une orientation privilégiée (voir Pl. 25 en haut à gauche) et décrire un mouvement en amorce de spire.

Cette répartition des pustules évoque une ponte d'animal marin (remarque de A. Bonte).

Ces Tubotomaculum ont toujours été signalés dans des argiles. Il m'a cependant été permis d'en observer deux exemplaires sur la face supérieure d'un banc de calcaires verdâtres à pâte fine. Ces calcaires se trouvaient dans des argiles vertes, non écailleuses, où l'on rencontrait également des grès fins verdâtres et des microbrèches à Macroforaminifères, peut-être remaniés, de l'Eocène moyen-supérieur. L'affleurement se situe à la base du Numidien intermédiaire (P. Broquet et G. Duée, 1967) de la Contrada Gallina, angle SW de la feuille au I/25 000 de Castel di Lucio - n° 260-I-SW).

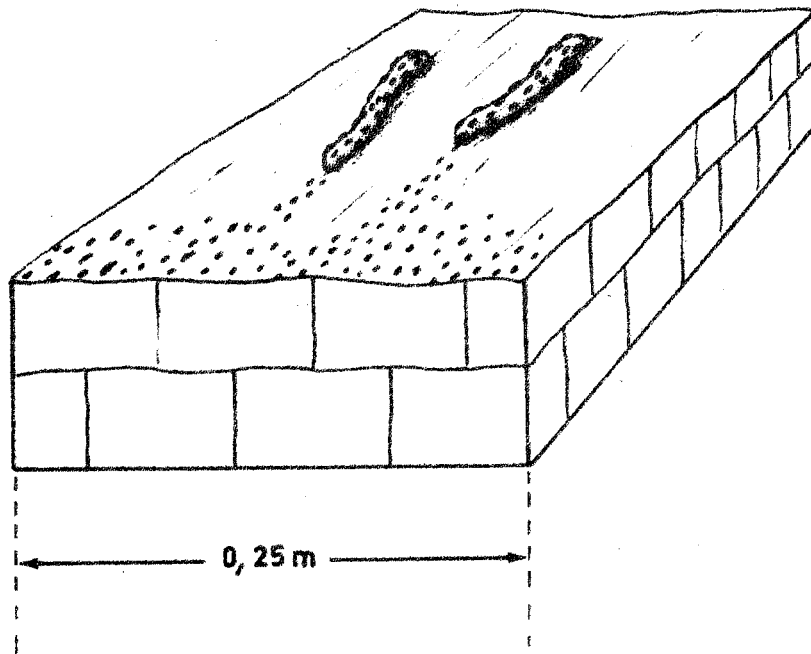


fig. 93 Tubotomaculum en place

Les Tubotomaculum comblaient deux cavités allongées, longues de 9 à 12 cm et larges de 2 à 3 cm, ces cavités très apparentes sur la face supérieure du banc calcaire avaient exactement la longueur des tubes qui les remplissaient. Ces tubes de couleur marron n'étaient couverts que de quelques pustules. Par contre ces pustules en forme de grain de riz étaient éparses de façon désordonnée sur la face supérieure du banc calcaire, à proximité et en deçà des Tubotomaculum (fig. 93).

Les niveaux à Tubotomaculum ont toujours fourni une microfaune à cachet Eocène moyen (voir Pl. 26) ou des microbrèches à Nummulites, Discocyclines etc... de l'Eocène moyen-supérieur très probablement remaniées, raison pour laquelle nous envisageons, pour ces niveaux, un âge oligocène.

Des argiles varicolores appartenant à l'unité des A.S., d'âge Sénomien supérieur avec en particulier, des Bélemnites, des petits Lamellibranches, des Foraminifères : Globotruncana lapparenti BROTZEN, des arénacés : Haplophragmoïdes, Rhizammina, Glomospira, Radiolaires etc... m'ont, dans la Contrada La Cuba, (feuille au 1/25 000 de Montemaggiore Belsito n° 259-I-SW) fourni des Problematica d'un genre particulier. Il s'agit de tubes oblongs d'hématite, longs de 4 cm au maximum et larges de quelques millimètres à 1 cm, couverts de très fins tubes d'aspect rectiligne ou contourné (fig. 94 et Pl. 25-bas).

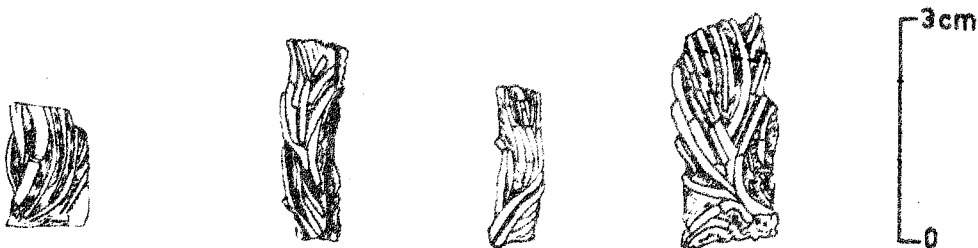


fig. 94 Aspect d'un Problematica de type Tubotomaculum

b) Coupe du Balza Falcone

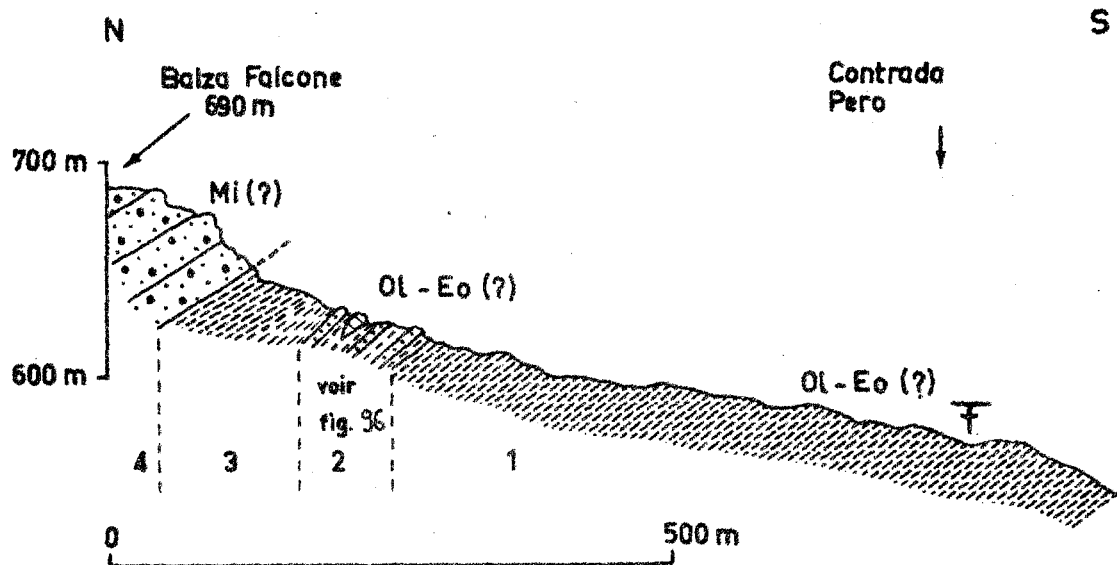


fig. 95 Coupe du Balza Falcone.
Légende dans le texte.

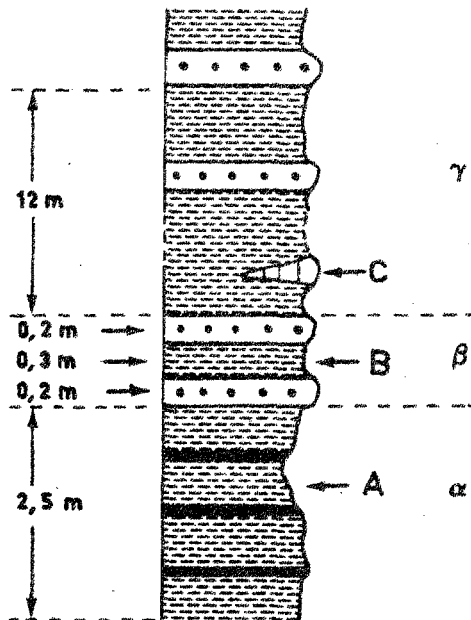
Cette coupe se situe sur la feuille au 1/25 000 de Resuttano (n° 260-III-SW), 4 km au NE du village de Resuttano, elle a été réalisée dans la partie occidentale du Balza Falcone suivant une direction SSW - NNE entre les cotes 575 (Contrada Pero) et 690. Elle nous montre, de bas en haut :

- 1 - argiles vertes et rouges lie de vin très riches en Tubotomaculum particulièrement au point de coordonnées I73739. On remarque également des boules de marcassite et des plaquettes de "beef" à structure "cone-in-cone";
- 2 - alternance d'argiles vertes avec quelques passées rouges lie de vin et de grès fins; épaisseur 15 m environ (voir détail p. 262);
- 3 - argiles vertes à Tubotomaculum avec très rares niveaux gréseux fins à patine noirâtre. Epaisseur 40 m environ. Age probable : Oligocène;
- 4 - grès en général peu consolidés à grosses dragées de quartz (1 à 3 cm) très abondantes. On remarque quelques niveaux plus durs, également riches en dragées de quartz. Age envisagé : Miocène inférieur.

Il est très difficile de fournir une épaisseur exacte des argiles oligocènes; on peut cependant l'estimer ici à plusieurs centaines de mètres.

- Détail de la fig. 95

De bas en haut on remarque :



- a - argiles vertes contenant 3 niveaux épais de 10 cm, noirs et "d'aspect brûlé", très riches en oxyde de fer et se débitant localement en nodules. Epaisseur 2,50 m - Echantillon A;
- b - argiles vertes (0,50 m) encadrées par 2 bancs de grès fins de 10 à 20 cm d'épaisseur de couleur rousse. Echantillon B;
- argiles vertes avec à la base quelques passées rouges lie de vin. Ces argiles recèlent des grès fins clairs ou très roux à ciment siliceux et très légèrement glauconieux, à patine brune à noire. On note un niveau de calcaire fin légèrement marneux, lenticulaire (C), fossilifère. Ce bloc n'appartient peut être pas à la série qui, ici, présente des séquences de type flysch; il peut très probablement être considéré comme un élément étranger, sauvage (Wildflysch).

fig. 96 Détail de la fig. 95.
Légende dans le texte.

Les échantillons A et B ont été étudiés par J. Magné qui a reconnu des Radiolaires et des Arénacés peu typiques mais qui correspondent en tous points aux microfaunes des argiles numidiennes d'Algérie qui ont fourni en quelques points des microfossiles oligocènes (voir M. Durand Delga 1955, p. 366-379) et M. Mattauer 1958, p. 247). Quant à l'échantillon C il contenait une microfaune planctonique à cachet éocène, peu significative.

c) Problème de l'âge des argiles à Tubotomaculum (Numidien interne).

Remarques générales.

Nous n'avons jamais observé clairement le substratum des argiles vertes ou bariolées à Tubotomaculum. L'intense tectonisation qui a affecté et disloqué

la nappe des A. S. en est la cause. Nous avons remarqué aux abords, des argiles à Tubotomaculum :

- 1) des argiles vertes à niveaux calcaires à pâte fine blancs et verdâtres très cassés, sans stratification, à niveaux microbréchiques très riches en faunes éocènes; on y rencontre entre autres selon A. Blondeau, Nummulites cf. planulatus, Fasciolites cf. schwageri, Discocyclina sp. Il s'agirait de Cuisien inférieur;
- 2) un flysch calcaire du Crétacé supérieur constitué d'argiles vertes et rouges alternant avec des calcaires fins, blancs ou verts, en bancs de 1 à plusieurs décimètres.

Hypothétiquement on peut donc penser que de bas en haut la série est constituée d'un flysch calcaire du Crétacé supérieur, passant vers le haut à des niveaux éocènes eux-mêmes suivis des argiles vertes ou bariolées à Tubotomaculum qui ne nous ont fourni que des microfaunes de l'Eocène moyen - supérieur, peut-être remaniées.

Ce substratum hypothétique des argiles qui constituent la base du Numidien interne, apparaît par exemple au N du Balza Falcone, entre celui-ci et la Contrada Gallinone. Juste au S de Librizzi sur la feuille au I/25 000 d'Alimena. Près du km 8 de la route Bompietro-Alimena; sur la feuille au I/25 000 de Petralia Sottana dans la Contrada Callmeni et notamment au km 4 de la piste qui conduit à Regiovanni. Mais il existe toujours un contact mécanique entre le Numidien (Oligo-Miocène) et ce substratum. Ce contact mécanique correspond peut être à un simple clivage au sein d'une même série mais il ne faut pas rejeter à priori la possibilité d'un contact tectonique majeur et dans ce cas, nous ne connaissons pas le substratum anté-oligocène du Numidien interne.

Toutefois, s'il fallait choisir, j'adopterais la très hypothétique solution proposée précédemment, à savoir la liaison entre le flysch calcaire crétacé supérieur, la série essentiellement calcaire et microbréchi que de l'Eocène et le Numidien interne (Oligo-Miocène). Ceci appelle cependant les remarques suivantes :

- l'absence de conglomérats ou de formations bréchiqes ou grossières à la base de l'Eocène moyen-supérieur (?) - Oligocène (argiles verdâtres ou bariolées à nombreux corps oblongs, couverts de pustules et dénommés Tubotomaculum) s'accorde assez mal avec ce que nous verrons dans les zones plus externes. Mais avons-nous observé l'extrême base de la série ? Nous n'en savons rien;
- le passage insensible aux grès à dragées (faciès numidien classique) ne permet pas de supposer une coupure entre les argiles de base et les grès du Numidien interne;
- l'âge des argiles verdâtres ou bariolées à Tubotomaculum quoique mal étayé par de rares Arénacés, quelques Globigérines ainsi que des Macroforaminifères inclus dans des microbrèches est compris entre l'Eocène moyen et l'Oligocène supérieur, comme nous l'avons vu précédemment. Il nous semble que si la formation débute dès l'Eocène moyen - supérieur, elle doit se développer essentiellement pendant l'Oligocène. Il est d'ailleurs possible que les Formaminifères qui caractérisent l'Eocène moyen - supérieur soient remaniés;
- la microfaune, les résidus pyriteux, les boules de marcassite etc... suggèrent un milieu marin, probablement froid et réducteur.

Il faut enfin signaler la remarquable identité de faciès des argiles à Tubotomaculum, d'Algérie - Tunisie - Sicile et Calabre.

d) Autres affleurements importants

Les argiles bariolées oligocènes à Tubotomaculum dénommées "argiles numidiennes" ont été signalées pour la première fois en Sicile en 1960 par A. Caire et Mattauer puis en Sicile et Calabre méridionale par A. Caire (1961a). Dans la région que nous avons étudiée, elles apparaissent très bien sur la feuille au I/25 000 de Resuttano (n° 260-III-SW), notamment au N de ce village et à l'E du Balza di Cetta, aux alentours du Balza Falcone, dans les Contrade Irosa, Pero (très riche gisement de Tubotomaculum), Retrasi, Centosalme, Porcello (nombreux Tubotomaculum). Sur la feuille au I/25 000 d'Alimena (n° 260-III-SE) notamment entre les Contrada Burgarito et Cuba (excellent gisement de Tubotomaculum), dans la Contrada Retrasi etc... Sur la feuille au I/25 000 de Petralia Sottana (n° 260-III-NE), juste à l'W de Gangi aux alentours du km 81 de la route n° 120; à l'E

de la Contrada Maggione entre le km 3 et le km 4 de la piste qui conduit à Rovittello-Regiovanni etc... Sur la feuille au I/25 000 de Gangi (n° 260-II-NW) en de très nombreux points, entre autres, juste au NE de la ville il y a un gisement très riche en Tubotomaculum entre les Contrade Pascovaglio et Pirato.

B) Argiles oligocènes du Numidien intermédiaire

Nous avons défini entre les Numidiens externe et interne un Numidien intermédiaire, (P. Broquet et G. Duée, 1967) dont le substratum est constitué d'une semelle formée d'argilites oligocènes mais aussi de blocs ou lambeaux de grès numidiens, de blocs de grès quartzites verdâtres, à pâte fine, de type "Monte-Soro", d'argiles verdâtres ou lie de vin contenant des niveaux de calcaires gris-clair, parfois silicifiés, à microfaunes de l'Eocène dont il est difficile de dire si elles sont remaniées ou en place; d'un flysch quartzitique formé d'argiles verdâtres alternant avec de minces niveaux de quartzites verdâtres fins et quelques bancs de calcaires gris à pâte fine. Tous ces faciès sont visibles à l'E du Fiume Pollina entre la cote N de la Sicile et le village de Borrello.

a) Coupe partielle de l'Oligocène aux environs de la gare de Pollina

Cette coupe a été réalisée 400 m à l'W de la gare de Pollina au km 171 de la route Messine-Palermo, n° II3. Elle nous montre une partie du substratum du Numidien intermédiaire. On note :

I - 4 m d'argiles verdâtres à Tubotomaculum contenant un niveau épais de 20 cm de calcaire microbréchi que où A. Blondeau a reconnu de rares Lépidocyclines associées à :

Spiroclypeus aff. Carpaticus UHLIG

Nummulites cf. intermedius d'ARCHIAC

Ici on peut parler d'un remaniement certain. La microfaune la plus jeune est oligocène et se trouve granoclassée. On note parmi les Foraminifères remaniés des Alvéolines cuisiennes, des Nummulites cuisiennes (Nummulites cf. planulatus, Nummulites munieri) des Orthophragmines de l'Eocène inférieur ou moyen etc...

- 2 - 1,50 m d'argiles schisteuses rouge lie de vin, à Tubotomaculum. Au km 171,1 nous avons remarqué des Tuffites analogues à celles décrites dans la formation de Tusa.

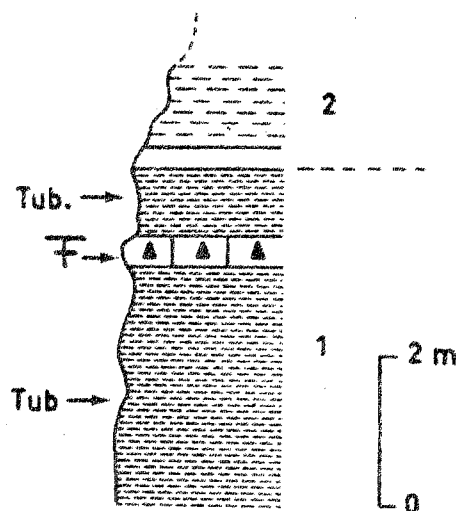


fig. 97 Coupe stratigraphique de l'Oligocène du Numidien intermédiaire au km 171 de la route Messine-Palermo. Légende dans le texte.

b) Coupe du substratum du Numidien intermédiaire à la Casa Batia

Cette coupe qui se situe sur la feuille au 1/25 000 de San Mauro Castelverde (n° 260-IV-SE), passe par la Casa Batia, se développe du SW vers le NE et nous montre de bas en haut :

- 1 - argiles schisteuses tabac du Numidien externe parautochtone; Miocène inférieur;
- 2 - flysch quartzitique formé d'argiles verdâtres (vert olive) alternant avec de minces niveaux de quartzites verdâtres fins et quelques bancs de calcaires gris à pâte fine - Age crétacé supérieur (cénomaniens probable). L'épaisseur est au moins de 100 m; il y a un très bon affleurement au point de coordonnées 282048, cote 103; en cet endroit les couches accusent un pendage de 20 à 25° NW;

- 3 - argiles verdâtres avec minces niveaux de calcaires gris à Globigerines et Globorotalia sp.; Ces argiles contiennent des tuffites qui se situent entre les cotes 175 et 200, 500 m au SSW de la Casa Batia - Age éocène supérieur (?) - Oligocène probable;
- 4 - série argilo-gréseuse chaotique;
- 5 - grès à dragées à faciès numidien - Miocène inférieur.

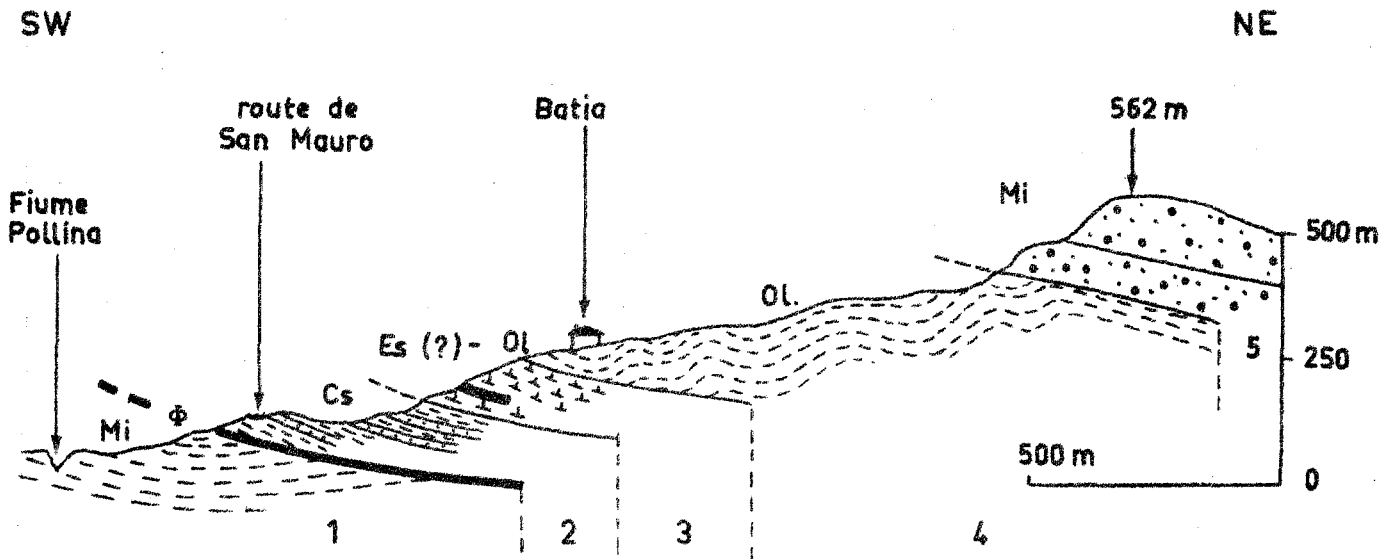


fig. 98 Coupe du substratum du Numidien intermédiaire à la Casa Batia

100 m à l'E de la Casa della Vigna (coord. 282075 - feuille au I/25 000 de San Ambrogio - n° 25I-III-SE), nous avons trouvé des microbrèches dans les argiles brunes et verdâtres qui correspondent au niveau 3 de la fig. 98. Ces microbrèches contiennent, selon A. Blondeau, des débris de Nummulites millecaput, des Discocyclines ainsi que Pellatispira sp. Ces Foraminifères indiqueraient le Lutétien supérieur, mais ils sont remaniés. L'âge de la formation est donc postérieur au Lutétien supérieur et il s'agirait vraisemblablement de l'Eocène supérieur ou de l'Oligocène.

Sur la feuille au I/25 000 de San Mauro Castelverde, 1,3 km au SSW de la Casa Batia, entre le Piano della Chiesa et le Cozzo Fico d'India, 250 m au N du pont Parinello on trouve un bon affleurement du substratum du Numidien intermédiaire. On remarque un coussinet constitué par un flysch quartzitique probablement du Crétacé supérieur; quelques débris de calcaires microbréchiques de l'Eocène moyen-supérieur puis des argiles schisteuses essentiellement vertes et rouges lie de vin, mais également brunes, contenant des Algues et des calcaires microbréchiques très semblables à ceux que nous connaissons dans les argilites de base du Numidien externe et des Tubotomaculum. Les calcaires microbréchiques ont fourni des Foraminifères remaniés de l'Eocène moyen et supérieur. La formation est probablement d'âge oligocène.

Dans l'angle NW de la feuille au I/25 000 de Castel di Lucio n° 260-I-SW, le substratum du Numidien intermédiaire affleure largement, il montre dans la Contrada Pirato des argiles vert-olive à nombreuses plaques de calcite fibreuses à structure "cone-in-cone" mais en ce point la semelle des grès numidiens est intensément broyée et il est difficile d'y faire de la stratigraphie, Nous avons néanmoins remarqué des argiles surtout verdâtres à blocs de grès quartzites fins, verts et contenant des microbrèches où l'on remarque des débris de Discocyclines, des Algues, Nummulites cf. chavannesi, Nummulites cf. fabiani. Ces Foraminifères qui indiquent l'Eocène supérieur sont remaniés, selon A. Blondeau.

Toujours sur la feuille au I/25 000 de Castel di Lucio, en compagnie de G. Duée, nous avons observé dans la Contrada Gallina, sous les grès du Numidien intermédiaire, des argiles essentiellement vertes contenant des calcaires microbréchiques où l'on remarque : Operculina aff. marinelli DAINELLI; Sphaerogypsina globulus REUSS., Spiroclypeus sp.; Discocyclines etc... D'après A. Blondeau, cette association caractérise l'Eocène supérieur basal. Ces niveaux recèlent également des Tubotomaculum (voir p. 259).

A quelle série doit-on rattacher les faciès qui apparaissent dans la semelle chaotique du Numidien intermédiaire. C'est là un problème délicat; mais la présence d'argiles à Tubotomaculum inconnues dans le flysch externe (Monte-Soro), de Tuffites etc...) nous conduisent plutôt à admettre cette série dans la zone des A. S., mais il est fort possible que le domaine du Numidien intermédi-

aire se soit trouvé à la fois sur le domaine des A. S. ou flysch interne et sur le domaine du Monte-Soro ou flysch externe.

Signalons enfin, à l'embouchure du Fiume Pollina, vers la cote I3, un lambeau éocène d'un faciès intermédiaire entre la formation calcaro-marneuse de Polizzi et la formation marno-calcaire de Troina. Appartient-il au substratum du Numidien intermédiaire ? Nous en doutons. Il fait indiscutablement partie de la série des A. S. et ne doit peut-être sa présence, sous le Numidien intermédiaire, qu'à la faveur d'un rejeu de la nappe.

c) Conclusions

La semelle du Numidien intermédiaire comprend, entre autres :

- un flysch argilo-gréseux, constitué d'argiles vertes et de grès quartzites fins, verdâtres, en bancs minces. Quelques bancs de calcaires gris à pâte fine, fossilifères permettent d'envisager un âge crétacé supérieur attesté par des Globotruncana sp.;
- des argilites vertes contenant des calcaires silicifiés à Radiolaires d'âge indéterminé;
- des argiles vertes et rouge lie de vin, à Tubotomaculum et à microbrèches de l'Eocène moyen-supérieur. Ces microfaunes sont peut-être remaniées. Ces niveaux recèlent également des blocs de grès quartzites verts que nous n'avons jamais observés clairement stratifiés;
- des argiles schisteuses vertes, rouge lie de vin et brunes, à Tubotomaculum, Algues et calcaires microbréchiques de l'Oligocène. Ce sont les niveaux qui nous intéressent. En deux points, ils se sont avérés contenir des tuffites et ceci appelle plusieurs remarques. Ces tuffites ont peut-être été emballées tectoniquement dans la formation, mais c'est peu probable. Dans la mesure où elles sont en place, on peut leur attribuer un âge oligocène. Ces tuffites semblent analogues à celles de la formation de Tusa et on pourrait mettre en doute, à nouveau, l'âge éocène supérieur des tuffites de cette formation (âge proposé par L. Ogniben, 1964) et suggérer à nouveau de rattacher la formation de Tusa à l'Oligocène.

Si l'Oligocène du Numidien intermédiaire par ses tuffites peut avoir une parenté avec la formation de Tusa que nous avons traitée dans le chapitre de l'Eocène, il se rapproche beaucoup d'un Oligocène que nous allons étudier maintenant et qui appartient au substratum du Numidien externe. Nous verrons également ses analogies avec l'Oligocène du Panormide.

Quel est l'âge des argiles à Tubotomaculum ? Comme pour le Numidien interne, on peut répondre qu'il est compris entre l'Oligocène bien caractérisé et l'Eocène moyen-supérieur. L'Oligocène est certain et bien attesté par des Lépidocyclines et autres Foraminifères. Mais l'Eocène moyen-supérieur est douteux car les Foraminifères de cet âge sont généralement remaniés. Il nous semble donc que la formation se développe essentiellement pendant l'Oligocène, mais il n'est pas impossible qu'elle débute à l'Eocène moyen-supérieur.

III) L'OLIGOCENE DES MADONIES

A) Zone du Panormide

En 1964, j'ai signalé pour la première fois, que la série du Panormide montait dans l'Oligocène (P. Broquet, 1964 a). La formation que je rapportais à l'Oligocène avait déjà été reconnue et étudiée, mais elle avait été attribuée à l'Eocène (G. Checchia-Rispoli 1916 et L. Ogniben, 1960). L. Ogniben a d'ailleurs créé le terme de "formation calcschisteuse de Gratteri". Selon cet auteur, cette formation est sensée représenter l'Eocène-type du Panormide. Dès 1962, nous avons remarqué une analogie de faciès entre l'Oligocène qui constitue le substratum du Numidien externe (formation de la Portella Colla des auteurs italiens) et le soi-disant Eocène de Gratteri. Cette analogie de faciès permettait de mettre en doute l'âge éocène de la formation de Gratteri. De plus, restaient à expliquer les rapports entre la formation de Gratteri et une série paléocène-éocène inférieur (E. Ceretti 1962 et P. Broquet, 1962) dont le faciès est différent de celui de la "calcschisteuse de Gratteri".

Nous avons décrit ce Paléocène-Eocène inférieur (formation de Giardinello de E. Ceretti) au chapitre précédent.

a) Description lithologique

Il s'agit de calcaires bruns en cassure, rouilles en patine, en bancs épais de quelques centimètres à trois décimètres au maximum, alternant avec des marnes brunes, à gris clair en profondeur, jaune verdâtre en surface, contenant des Algues. En général, les niveaux marneux sont plus épais que les niveaux calcaires. Cette formation est très tectonisée et les plissements rendent impossible la mesure de son épaisseur totale, que l'on peut toutefois estimer supérieure à 100 m.

Cette formation renferme des blocs de calcaires lutétiens très riches en Nummulites et Discocyclines. Ces blocs sont de taille variable, non stratifiés et emballés dans les marnes; ils sont évidemment remaniés. Certains sont visibles sur la route Gibilmanna-Gratteri, notamment en face de la chapelle San Giovanni (fig. 100, Pl. 4) et sur la nouvelle route Gibilmanna-Isnello, dans la Contrada Gallefina.

Cette série repose normalement sur les calcaires du Tithonique-Néocomien, comme c'est le cas en certains points de la région de Gratteri, ou anormalement sur les argilites de base du Numidien externe (série de Sclafani), d'âge stam-pien, comme on peut le voir dans les Contrade Lanza, Malagirata, Gallefina, Farchio, etc...

b) Etude micropaléontologique

L'étude de la microfaune a été faite par Madame Cita et Mademoiselle Premoli-Silva, qui citent entre autres espèces :

- Globigerina venezuelana HEDBERG
- " enapertura HENKINS
- " gr. tripartita (KOCH)
- " cf. officinalis SUBBOTINA
- " senilis BANDY
- " praebulloïdes BLOW
- Globorotalia opimanana BOLLI
- " permicra BLOW et BANNER
- Catapsydrax cf. martini (BLOW et BANNER)
- " cf. unicava BOLLI, LOEBLICH et TAPPAN
- " dissimilis CUSHMAN et BERMUDEZ
- Chiloguembelina cubensis PALMER
- Hastigerina micra (COLE)

Cette association caractériserait l'Oligocène inférieur et moyen.

c) Rapports entre le Paléocène-Eocène inférieur et l'Oligocène

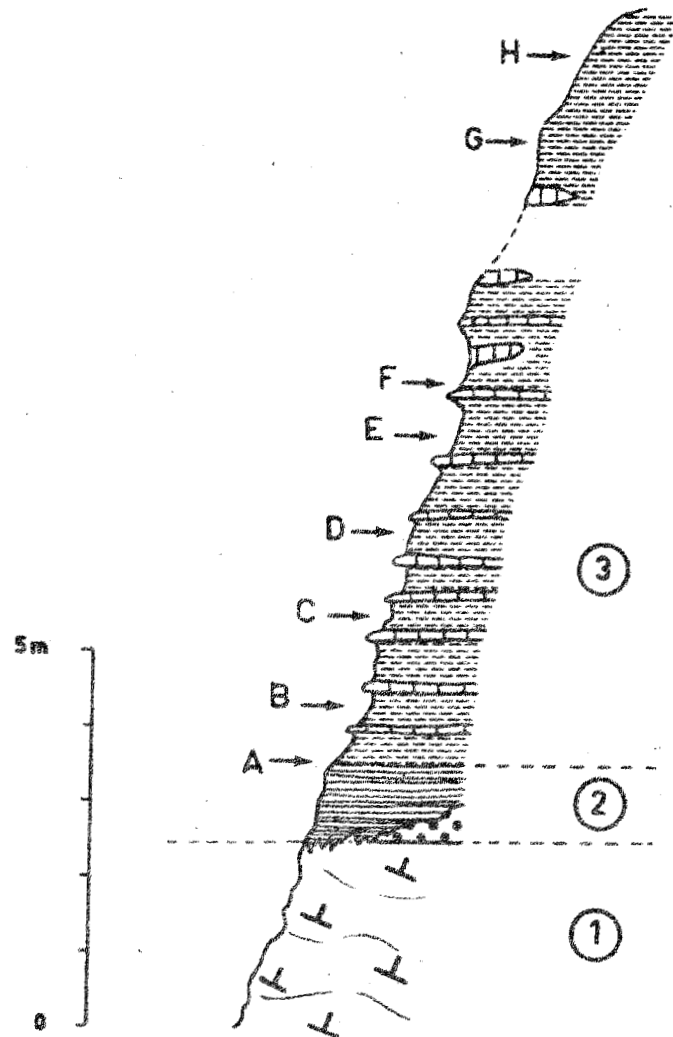


fig. 99 Légende dans le texte.

Les deux séries se superposent normalement dans la zone de Gratteri entre le village et le Cozzo Giampietra. Une coupe réalisée au point de coordonnée U.T.M. : VC IOIO3I nous a montré de bas en haut (fig. 99) :

- I - calcaires du Tithonique-Néocomien;
- 2 - calcaires marneux gris-clair à pâte fine, à Globorotalia sp. du Paléocène-Eocène inférieur ici réduit à 1 m d'épaisseur et probablement tronqué par la formation supérieure à laquelle il passe brutalement. A la base de cette formation paléocène-éocène inférieur se trouve une surface durcie, passant latéralement à un conglomérat de transgression bien visible au NE du point cité, le long du petit chemin conduisant à la Contrada Lanza. Le ciment du conglomérat est riche en Globorotalia sp.;
- 3 - calcaires bruns en cassure, rouilles en patine, en bancs de 5 à 30 cm d'épaisseur, alternant avec des marnes brunes à gris clair en profondeur jaune verdâtre en surface. A la base, les bancs calcaires peu épais (quelques centimètres) sont espacés d'un mètre en moyenne et sont réguliers et continus, alors que plus haut (à partir de l'échantillon E), ils sont moins continus, plus épais (épaisseur supérieure à 1 m) et fréquemment lenticulaires. Les marnes qui sont bien noires à la base, deviennent alors vert-olive en patine et grises en cassure. Les échantillons A à E ont fourni : Chapmanina gassinensis SILV., Discocyclusina sp., Amphistegina sp., Sphaerogypsina sp. etc... Cette association indique l'Eocène supérieur et rien ne permet, pour l'instant, d'affirmer que ces microfaunes sont remaniées. Les échantillons G-H etc... recélaient une microfaune oligocène identique à celle que nous avons indiquée plus haut et de nombreuses formes remaniées de l'Eocène supérieur. Entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène, le passage est parfaitement normal.

En conclusion cette coupe nous montre :

- 1) que le Paléocène-Eocène inférieur est transgressif
- 2) qu'il existe une lacune de l'Eocène moyen
- 3) que l'Eocène supérieur passe en continuité à l'Oligocène inférieur et moyen. On remarque une légère différence de faciès entre les marnes brunes de l'Eocène supérieur et les marnes verdâtres de l'Oligocène, mais rien ne permet de déceler une discontinuité entre les deux.

Si l'Eocène moyen ne semble pas exister en place, nous l'avons retrouvé à l'état remanié dans les argiles oligocènes.

d) Problèmes des remaniements

- Affleurements de la Chapelle San Giovanni

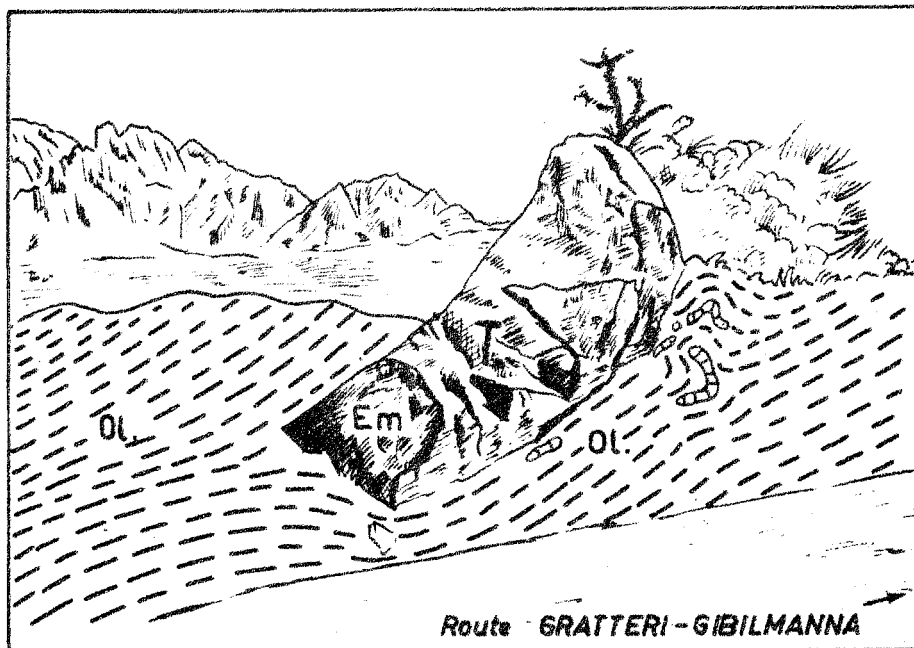


fig. 100 Bloc de calcaire lutétien remanié dans l'Oligocène inférieur à moyen. Au fond, on aperçoit les calcaires tithoniques-néocomiens du Panormide (voir Pl.4-milieu).

Cet affleurement se situe sur la feuille au I/25 000 d'Isnello n° 260-IV-NW, près de la chapelle San Giovanni (coord. U.T.M. VC II203I); il nous montre un gros bloc de calcaire où L. Montanari, à qui j'avais signalé en 1963 ces problèmes de remaniement (1), a identifié : Alveolina levantina, Nummulites discorbina, Nummulites millecaput; Gypsina Globulus, Discocyclina marthae, Discocyclina cf. roberti; Discocyclina cf. nummulitica; Lithotamnium etc... Il s'agit de Lutétien. Ce bloc est emballé dans des argiles qui recèlent une microfaune de l'Oligocène inférieur à moyen. On note à proximité de ce gros bloc, des galets et des bancs de calcaires gris de l'Eocène moyen, discontinus très contournés et remaniés.

(1) L. Montanari, en fait d'ailleurs état, ~~dans une publication intitulée : Geologia dei Monti di Trabia (1966, p. 20).~~
dans une publication intitulée : Geologia dei Monti di Trabia (1966, p. 20).

A 60 m de la chapelle San Giovanni, sur le côté droit de la route qui conduit à Gibilmanna on observe un affleurement (fig. IOI) assez semblable à celui que nous avons décrit précédemment.

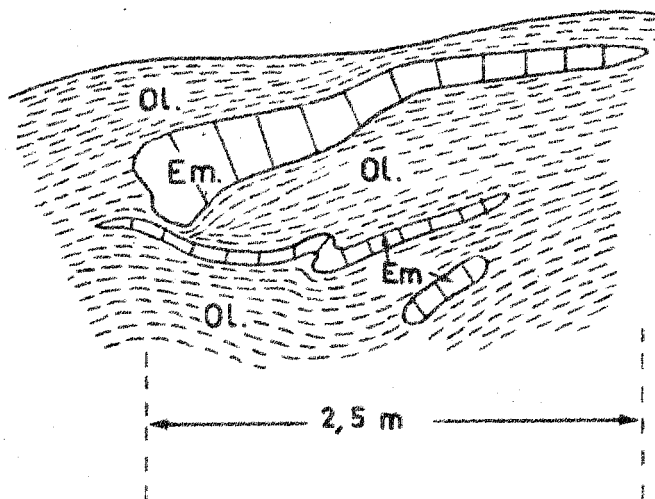


fig. IOI Légende dans le texte.

On remarque des bancs discontinus et contournés de calcaires lutétiens épais de 1 à 4 décimètres emballés dans des argiles de l'Oligocène inférieur à moyen.

La discontinuité des bancs est souvent d'origine tectonique mais ici, elle est d'origine sédimentaire, la tectonique, n'ayant fait ensuite que compliquer les choses.

Nous pourrions encore citer de nombreux exemples semblables (Contrada Gallina etc...).

En conclusion, on note des remaniements qui vont du Foraminifère au bloc de plusieurs mètres cubes (il s'agit alors d'une klippe sédimentaire). Ceci met en évidence l'instabilité du Panormide à l'Oligocène inférieur à moyen. Nous avons déjà noté des faits semblables dans le Panormide dès le Paléocène-Eocène inférieur, la formation de cet âge recélant des blocs de Tithonique-Néocomien. Ces petites klippes sédimentaires ne demandent que

des conditions de formation banale : éboulements, écroulements, glissements superficiels, mais elles témoignent généralement d'une phase tectonique localisée dans une région proche du bassin de resédimentation.

e) Localisation des affleurements d'Eocène supérieur-Oligocène

Cette formation affleure dans la région de Gratteri (d'où son nom) et plus précisément dans les Contrade Totia, Sidela, Lanza, Palmenti, Lo Forte, S. Giovanni, Micileda. Elle est bien visible - 1) le long de la route allant de Gibilmanna vers Gratteri, au S du Cozzo Giampietra, - 2) le long de la route allant de Gratteri à Lascari, à la Contrada Lo Forte. Quelques lambeaux de cette formation se trouvent à l'ESE de Gratteri, dans les Contrade Gallefina et Gurgo et le long du Torrente Isnello. Elle affleure d'une manière discontinue le long de la nouvelle route Gibilmanna-Isnello, à l'E du Pizzo Dipilo. D'autres affleurements se trouvent près du village d'Isnello et se rencontrent, d'une part dans la Contrada Cascio (voir Pl. 4-bas), notamment le long de la route Isnello-Castelbuono, entre le km 24,6 et le km 27,1 et d'autre part, dans les Contrade S. Nicola, Giacchino, Farchio, Cipolla, dans le Vallone Arcapo, apparaissant d'une manière particulièrement nette le long de la route Isnello-Collesano entre les km 23,6 et 21,8. Tous les affleurements cités se trouvent sur la feuille au I/25 000 d'Isnello (n° 260-IV-NW).

f) Conclusions

Dans la zone du Panormide, le Tertiaire est réduit au Paléocène-Eocène inférieur d'une part et à l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur et moyen d'autre part. Le Paléocène est transgressif. Il est probable que l'Eocène supérieur l'est aussi. Il existe en effet une lacune de l'Eocène moyen (qui a peut-être été tronqué par la transgression). De plus, l'Eocène supérieur est discordant puisqu'il repose indifféremment sur l'Eocène inférieur ou le Tithonique-Néocomien.

On remarque d'importants phénomènes de remaniement et de resédimentation qui vont du Foraminifère à la klippe sédimentaire de plusieurs mètres cubes. Ceci

témoigne d'une extrême instabilité de la zone du Panormide à l'Oligocène inférieur et moyen. Il est d'ailleurs très probable, qu'à cette époque, le Panormide s'érigait en une gigantesque cordillère bientôt démantelée. De puissants conglomérats semblent d'ailleurs témoigner que d'importants reliefs existaient à l'Oligocène.

g) Conglomérats supposés éocènes supérieurs-oligocènes

Quand l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur et moyen n'existe pas on trouve sur le Panormide de puissants conglomérats par exemple au Cozzo San Giorgio (L. Ogniben, 1960) au Cozzo Cavolino (nous verrons la coupe ultérieurement, en détail) ou au Monte San Salvatore etc... Ces conglomérats témoignent d'une transgression. Ils reposent sur le Trias ou le Tithonique-Néocomien du Panormide auquel ils appartiennent indiscutablement et nous sommes d'accord avec L. Ogniben (1960, 1963) pour dire qu'ils sont venus avec la nappe, mais nous verrons ensuite qu'ils ont pu être repris, voir remaniés par le Numidien, par exemple au Cozzo Cavolino. Nous leur attribuons le même âge que la formation précédemment décrite c'est-à-dire Eocène supérieur - Oligocène inférieur et moyen. Ils correspondent probablement au démantèlement de la cordillère panormide en formation, lors de la transgression de l'Eocène supérieur et ce démantèlement a pu se poursuivre pendant l'Oligocène.

Nous verrons dans le chapitre relatif au Miocène, la composition de ces conglomérats.

B) Zone de Sclafani

L'Oligocène de cette zone revêt une grande importance puisqu'il représente la partie inférieure du Numidien externe (P. Broquet, A. Caire, G. Duée et R. Truillet, 1963). Il est donc capital d'étudier d'une part ses rapports avec la série calcaro-lutitique sous-jacente et d'autre part ses relations avec le flysch grés-argileux sus-jacent qui présente le faciès numidien désormais classique. Les travaux qui font état de cet Oligocène sont essentiellement ceux de L. Ogniben (1960); P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri et G. Giannini (1960);

P. Broquet et G. Duée (1962); P. Broquet, A. Caire, G. Duée et R. Truillet (1963 a et b); F.C. Wezel (1966).

Nous décrirons une série-type de cet Oligocène puis nous nous attacherons à préciser les relations de cette formation avec son substratum et son toit.

a) Série-type de l'Oligocène

Cette série a été réalisée à partir de nombreuses coupes effectuées dans la région de Collesano, mais elle correspond à peu de choses près à la coupe qui se développe entre le Vallone della Mora et le Pizzo Giammarusa (fig. I02). Cette coupe nous montre (fig. I03) de bas en haut :

- 1 - une alternance de calcaires détritiques gris et d'argilites rouges et vertes bien litées. Il s'agit du Lutétien;
- 2 - des argiles verdâtres, localement à patine brune avec intercalations calcaires peu épaisses. Ces niveaux contiennent des Lépidocyclines, Nummulites, Heterostégines, Amphistégines, Astérigerines, Lithotomniées, Bryozoaires etc... d'âge oligocène certain et très probablement du Stampien déjà élevé selon Madame Poignant et C. Lorenz. Epaisseur variable : 10 à 15 m environ; ces argilites admettant localement un conglomérat de base;
- 3 - des argilites schisteuses de couleur tabac ou brune, présentant de minces intercalations de grès quartzites bruns à grain fin, bien stratifiés et des niveaux plus ou moins lenticulaires de calcaires détritiques, microbréchiques parfois légèrement gréseux très riches en Nummulites et Lépidocyclines (partie basale de la série) et renfermant des Eulépidines et Alvéolines dans le reste de la série. Le dernier niveau des calcaires microbréchiques que nous avons rencontré, se situe environ à 250 m du sommet de la série et contient :

Lepidocyclina (Eulepidina) dilatata (MICH.)

Lepidocyclina (Nephrolepidina) cf. tournoueri LEM. et DOUV.

Operculina complanata DEFR.

Alvéolines, Amphistégines, Lithothamniées, Bryozoaires etc...

Selon C. Lorenz, cette association caractérise la zone de passage entre le Stampien et l'Aquitainien. Cette zone correspond au Chattien de certains auteurs. C'est à cette période que se mettrait en place le Panormide comme l'attesterait l'âge identique des niveaux fossilifères situés sous et sur l'intercalation allochtone. La démonstration peut être faite au Monte Balatelli. Nous y reviendrons dans le chapitre tectonique,

- 4 - des grès à faciès typique du Numidien. Il s'agit en cet endroit de grès grossiers assez pauvres en dragées de quartz, mais nous avons remarqué des dragées, de la taille du centimètre environ, réparties dans la masse de la roche.

Cette séquence gréseuse est à rapporter au flysch grés-argileux numidien que nous traiterons dans le chapitre du Miocène. En effet, nous divisons le flysch numidien externe en 2 termes; l'un argileux (ou argilo-gréseux) qui correspond à l'alinéa 3 de la coupe décrite et dont l'âge est oligocène

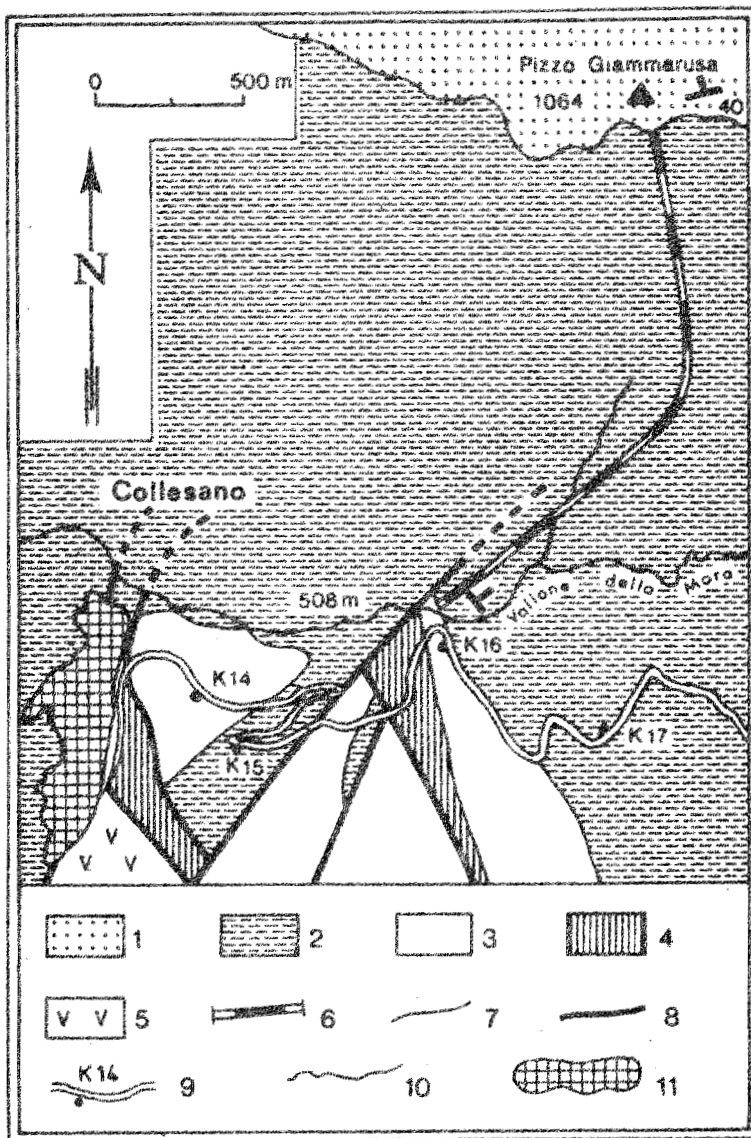


fig. 102 Carte géologique de la région de Collesano

Série de Sclafani :

- 1 - flysch numidien grés-argileux du Miocène inférieur basal;
- 2 - flysch numidien argilo-gréseux de l'Oligocène;
- 3 - série calcaro-lutitique de l'Eocène moyen-supérieur;
- 4 - série radiolaritique et calcaire du Jurassique-Crétacé;
- 5 - série dolomitique du Norien; 6 - tracé de la coupe; 7 - contours géologiques; 8 - failles; 9 - route; 10 - cours d'eau; 11 - agglomération.

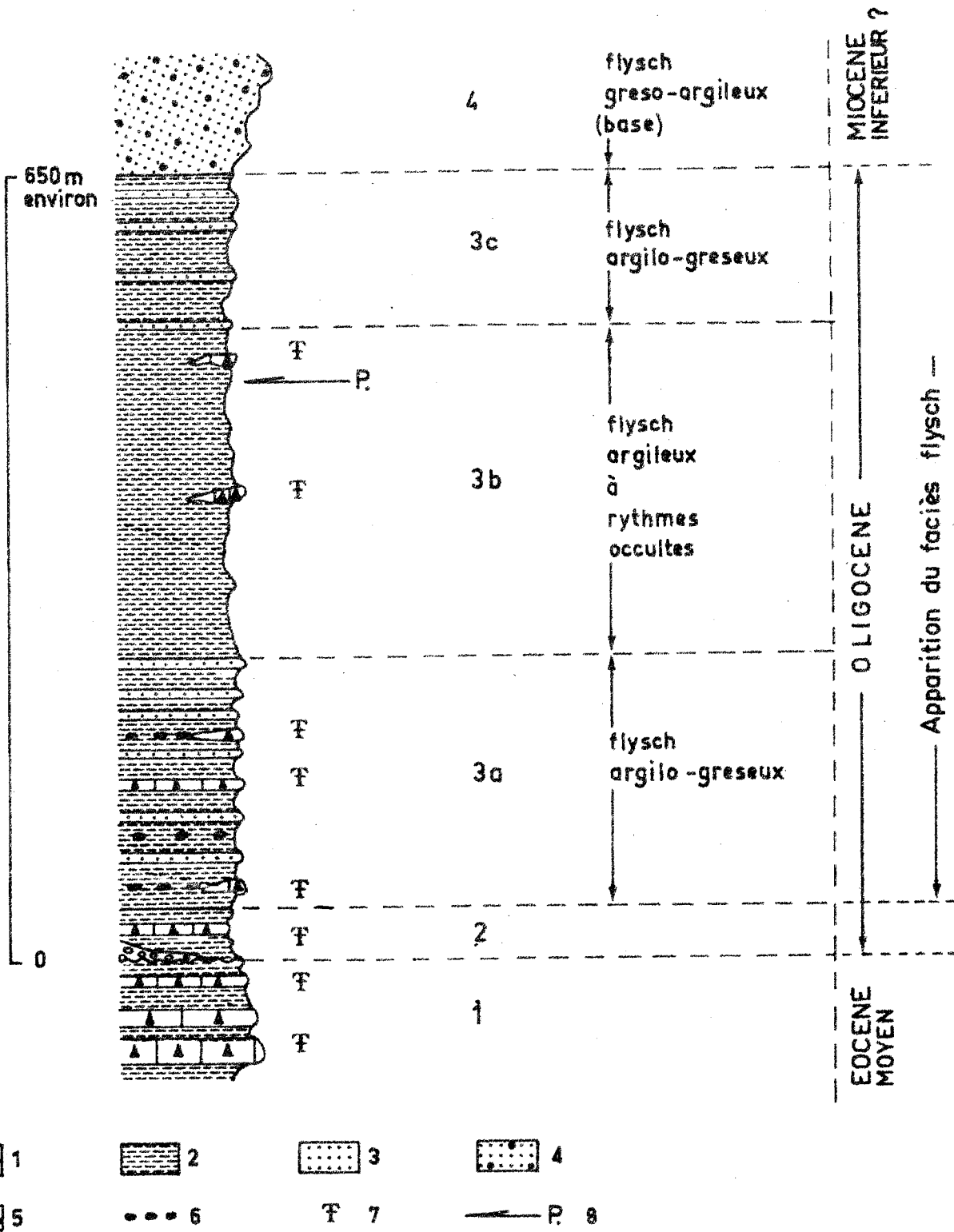


fig. 103 Série-type de l'Oligocène de la zone de Sclafani.

et un terme gréseux ou gréso-argileux que nous traiterons dans le chapitre du Miocène et dont l'âge, quoique mal précisé, à la base de la série, est probablement miocène inférieur.

Revenons au terme argilo-gréseux du Numidien (fig. I03-2-3). Il se compose :

- d'argiles vertes (2)
- d'argilites tabac ou brunes avec un pourcentage de CaCo₃ compris entre 0 et 3 % et rarement plus élevé. Ces argilites contiennent des niveaux de 5 à 25 cm d'épaisseur, généralement discontinus de calcaires détritiques fossilifères, entourés d'une croûte ferrugineuse. On remarque également de nombreux nodules d'oxyde de fer de grande taille, des Algues calcaires globuleuses. Il y a quelques strates de 5 à 10 cm d'épaisseur de grès quartzitiques très fins à ciment siliceux, rarement micacés, bruns, dans le tiers inférieur de la série, puis ces niveaux se raréfient et disparaissent presque en totalité dans le deuxième tiers et enfin dans le tiers supérieur (3b), alors que les strates de calcaires à Lépidocyclines uniquement présentes à la base, semblent disparaître, on note la réapparition des grès quartzites fins en bancs minces, alternant avec des argilites brunes. On note qu'à la partie supérieure de cet ensemble, les grès sont fins, mais parfois mal compactés et très glauconieux par place, de même les argilites du sommet sont très glauconieuses. A notre avis, l'intercalation du Panormide (fig. I03-P) se situerait environ à 200 m du sommet de la série et nous décrirons ultérieurement les niveaux superposés au Panormide.

fig. I03 Série-type de l'Oligocène de la zone de Sclafani.

Légende :

- I - calcaires détritiques.
- 2 - Argiles.
- 3 - Grès quartzites bruns à grain fin.
- 4 - Grès grossiers à dragées de quartz (faciès numidien).
- 5 - Conglomérat.
- 6 - Nodules d'oxyde de fer.
- 7 - Niveaux fossilifères.
- 8 - Niveau stratigraphique qui correspond probablement à la mise en place du Panormide.

Remarques sédimentologiques relatives à l'Oligocène

Ce terme argilo-gréseux représente la partie inférieure du flysch numidien externe, mais s'agit-il d'un flysch ? Le terme n'est-il pas usurpé ?

La sédimentation est en totalité terrigène et on peut remarquer que le tiers inférieur de la série se caractérise par une sédimentation rythmique dans laquelle les strates argileuses sont environ vingt à trente fois plus épaisses que les bancs gréseux (on peut consulter à ce propos le rythmogramme établi par F.C. Wezel, 1966), puis la série devient uniquement argileuse (série à rythmes occultes au sens de N.B. Vassoevich, 1948). Enfin, dans la partie supérieure réapparaissent discrètement les rythmes argilo-gréseux.

En conclusion et à notre avis, il s'agit bien d'un flysch que l'on peut qualifier d'argilo-gréseux étant bien entendu que la partie moyenne de la série à très rares strates gréseuses, équivaut à une série à rythmes occultes.

Peut-on interpréter le mode de sédimentation de cette série et trouver une raison au passage de la série rythmique à la série à rythmes occultes. Selon N.B. Vassoevich (1948 -fig. 4I) ceci s'explique lorsque l'on s'éloigne de la patrie nourricière (voir également la fig. II6 de cet auteur) et que l'on quitte le domaine de "géogénération du flysch" pour le domaine de "géogénération du sub-flysch", mais le passage selon N.B. Vassoevich se fait dans l'espace. Ici il s'agit d'un passage qui se fait dans le temps et l'explication de Vassoevich n'est plus valable. Il est plus logique de penser que des conditions tectoniques, climatiques ou autres provoquent l'absence de dépôt du matériel détritique grossier, pendant un certain temps. Mais une question brûlante se pose déjà : d'où vient ce matériel ?

Au Nord, l'Oligocène des Numidiens interne et intermédiaire contient peu de grès, mais ces grès ont tendance à être légèrement plus grossiers que ceux du Numidien externe que nous venons d'étudier. Au Sud (domaine des Sicani), les grès sont absents, mais les marnes contiennent cependant un peu de sable à l'Oligocène supérieur. Les séries plus méridionales sont totalement dépourvues de quartz. Une première estimation dès l'Oligocène nous conduit plutôt à admettre un apport venant du Nord (au sens large). Mais peut-on affirmer que les grès de l'Oligocène des Numidiens interne-intermédiaire et externe admettent une même origine ? Nous verrons à répondre à cette question lors de l'étude sédimentologique.

b) Problème de la limite inférieure de l'Oligocène

I) Coupe de la Portella Colla

Dans le chapitre de l'Eocène, nous avons indiqué la coupe de la Portella Colla (fig. 86) et signalé qu'en cet endroit l'Eocène semble passer insensiblement à l'Oligocène. Sur l'Eocène moyen-supérieur les niveaux de calcaires microbréchiqes de base de l'Oligocène ont fourni (I) :

Nummulites vascus DE LA HARPE
" rosai TELLINI
Spiroclypeus aff. Carpaticus ULIG
Sphaerogypsina globulus (REUSS);

ainsi que de grands Rotalidés et Milioles et de nombreuses Algues (Mélobésiées). Il s'agit d'Oligocène inférieur. Quelques mètres plus haut, on trouve les mêmes Foraminifères associés à (I) : Nummulites cf. intermedius D'ARCHIAC (Oligocène inférieur à moyen) puis apparaissent les Lépidocyclines associées à :

Nummulites vascus DE LA HARPE (rare)
Spiroclypeus aff. Carpaticus ULIG
Operculina cf. alpina DOUVILLE

Cette dernière association caractériserait l'Oligocène moyen. On rencontre ensuite les argilites brunes qui contiennent des microbrèches dont les associations correspondent à celles indiquées précédemment dans la coupe du Vallone della Mora.

A première vue, et sauf remaniements, dans cette série de la Portella Colla, l'Oligocène semble complet. Ceci a d'ailleurs déjà été indiqué par F.C. Wezel (1966), mais il faut certainement considérer les résultats fournis par cette coupe avec prudence car une étude très détaillée mettrait peut-être en évidence des remaniements. Toutefois F.C. Wezel (1966) dont l'étude micro-paléontologique semble assez approfondie, n'en a pas remarqué. A propos de ce travail, nous ferons cependant une remarque qui n'est pas d'ordre stratigraphique, mais méthodologique. L'auteur prétend décrire une coupe-type du Numidien qui affleure en Méditerranée de Gibraltar à la Calabre. Cette coupe

valable régionalement ne peut être, à notre avis, étendue à toute la Méditerranée car le substratum oligocène du flysch numidien varie du Sud vers le Nord suivant que l'on se trouve dans le Numidien externe, intermédiaire ou interne. Le substratum du Numidien d'Algérie, que nous avons pu observer, ressemble à celui qui constitue la partie inférieure du Numidien interne de Sicile, d'âge éocène à oligocène. Si l'âge est très comparable à celui de la base du flysch numidien externe des Madonies, par contre le faciès est bien différent. Pour ces raisons il nous semble erroné de vouloir définir dans les Madonies une série-type du Numidien valable pour toute la Méditerranée. Quant au terme supérieur, d'âge miocène (grès à dragées) sa patrie n'est-elle pas la Numidie ? et les coupes des Madonies, (voir P. Broquet 1962-1964 a) n'ont, à priori, aucune raison majeure d'être prises comme séries-types, quoiqu'elles soient très remarquables.

2) Coupe du Vallone Canalotto

La coupe étudiée près de Caccamo (voir fig. 84) révèle un conglomérat discontinu, mais très intéressant à la base de l'Oligocène. Les éléments de ce conglomérat proviennent des calcaires récifaux, bréchiques, du Crétacé. On note également des radiolarites crétacées et quelques galets éocènes. Ce conglomérat prouve l'existence de reliefs à l'aurore de l'Oligocène et l'abrasion de ces reliefs par la mer oligocène dont on ne peut nier la transgression.

3) Coupe de Collesano

Cette coupe se situe au bord de la route Collesano-Isnello, près de Collesano, au km 14,3, à la cote 521 (voir fig. 102).

Elle nous montre (fig. 104) des calcaires bréchiques (I) qui représentent le sommet de la série éocène caractérisée dans cette région selon A. Blondeau, par :

<u>Nummulites millecaput</u>	BOUBEE (A et B)
" <u>italicus</u>	TELLINI
" <u>incrassatus</u>	DE LA HARPE
" <u>chevannesi</u>	DE LA HARPE

Nummulites praefabianii VARENTSON et MENNER

cet ensemble caractériserait le niveau de transition entre l'Eocène moyen et l'Eocène supérieur.

Sur ces calcaires on trouve (fig. I04-2) un conglomérat épais de 0,20 m à 0,80 m formé de galets de petites failles (quelques centimètres, rarement plusieurs décimètres) essentiellement éocènes mais également du Crétacé supérieur (nous avons trouvé quelques galets très riches en Orbitolines céno-maniennes). Des marnes verdâtres oligocènes (3) succèdent au conglomérat. Ces marnes contiennent des microfaunes remaniées de l'Eocène et des Foraminifères qui caractérisent l'Oligocène moyen-supérieur.

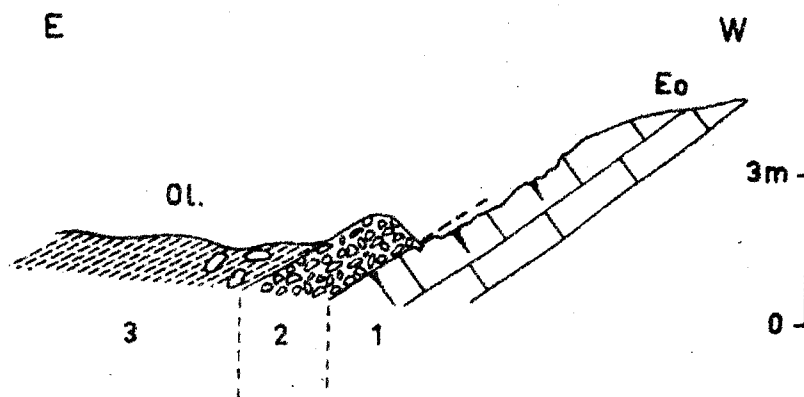


fig. I04 Coupe de Collesano - Km I4,3, cote 52I.
Légende dans le texte.

Cette coupe confirme la lacune de la base de l'Oligocène signalée au Vallone della Mora (P. Broquet et G. Duée 1962) et prouve le caractère transgressif de l'Oligocène.

4) Conclusions

L'Oligocène repose indiscutablement en transgression sur l'Eocène moyen-supérieur dont la partie supérieure de la série a probablement été érodée. Mais cette transgression n'est peut-être pas générale. En effet certaines coupes, comme celle de la Portella Colla, semblent montrer une conti-

nuité entre l'Eocène et l'Oligocène. On peut donc penser qu'à la fin de l'Eocène la zone de Sclafani correspondait à une mer probablement peu profonde parsemée de vastes îles qui allaient être submergées à l'Oligocène, probablement vers le Stampien.

c) Problème de la limite supérieure de l'Oligocène

Alors qu'il est démontré avec certitude que l'Oligocène, base du flysch numidien externe repose normalement sur l'Eocène de la série de Sclafani; il est important d'étudier, dans le détail, les rapports entre cet Oligocène et la série des grès à dragées de quartz qui caractérisent le, désormais classique, faciès numidien. Nous choisirons pour conduire cette démonstration quelques coupes qui nous semblent mettre en évidence un passage parfaitement normal entre le flysch argilo-gréseux oligocène et le flysch gréso-argileux (grès à dragées) que nous attribuons au Miocène inférieur.

I) Coupe du Vallone Canalotto

Cette coupe est très intéressante à plusieurs points de vue puisqu'elle met en évidence les transgressions éocènes et oligocènes (fig. 84), mais permet également d'observer un passage normal entre le flysch argilo-gréseux oligocène et les premiers niveaux de grès à dragées qui représentent la base du flysch gréso-argileux, probablement du Miocène inférieur (voir fig. 84). Malheureusement, la tectonique est venue perturber la série gréso-argileuse miocène réduite à quelques bancs bien stratifiés qui passent à des grès chaotiques recouverts par la nappe des A. S. La série gréso-argileuse numidienne a probablement été en grande partie décollée et désolidarisée de son substratum oligocène, mais nous y reviendrons dans le chapitre tectonique. Bref, cette coupe démontre le passage normal entre l'Oligocène et les grès à dragées du Numidien, mais sur le terrain, la tectonique gêne beaucoup l'observation de ce passage.

2) Coupe entre la Rocca di Sciara et la Contrada Ex Feudo Colla

Située à proximité du village de Caltavuturo, cette coupe permet d'observer la série complète de Sciafani (Carnien à Miocène). Elle montre le passage normal entre l'Eocène et l'Oligocène représenté par un flysch argilo-gréseux dont le faciès est en tout point comparable à celui que nous avons décrit au Vallone della Mora.

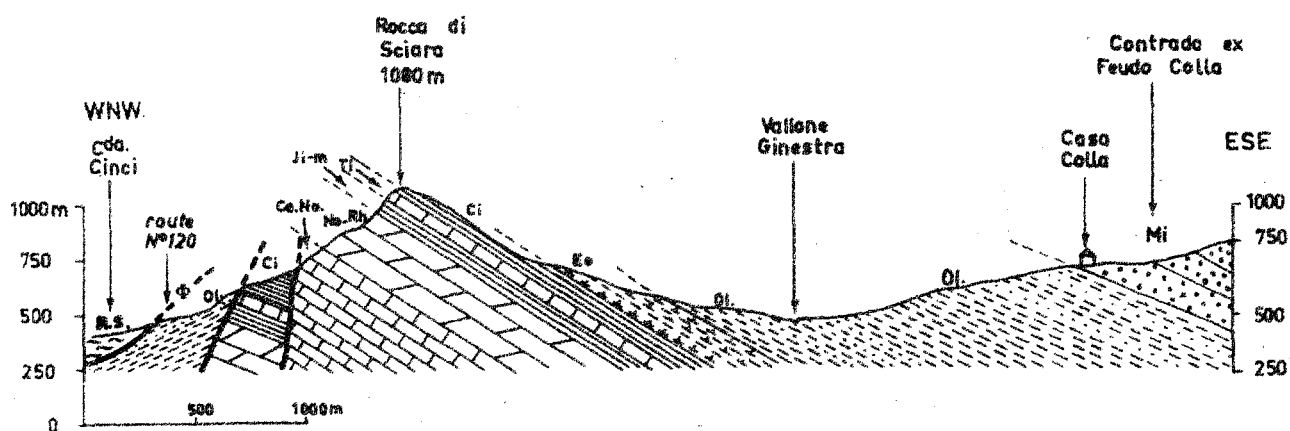


fig. 105 Coupe de la Rocca di Sciara à la Contrada Ex Feudo Colla

La partie supérieure du flysch numidien argilo-gréseux d'âge oligocène (fig. 106-1) permet d'observer que les argilites tabac contiennent des bancs de grès fins verdâtres en bancs de 15 à 20 cm d'épaisseur; ceci se voit particulièrement bien dans la Contrada Suvani, 1 km au SW du Mas Olivazza. Les bases des bancs révèlent de nombreuses figures de charges, vermiculations et moulures coniques; (celles-ci indiquent que le sens des paléocourants est WNW → ESE).

Le passage aux grès à très rares dragées du flysch grésno-argileux se fait par l'intermédiaire de 20 m d'argilites brunes. Ce passage est normal et on observe quelques dizaines de mètres de grès typiques du Numidien grésno-argileux d'âge miocène inférieur (fig. I06-2). Là encore la tectonique vient perturber la coupe étudiée et la série grésno-argileuse numidienne est généralement décollée de son substratum oligocène. Ceci diminue l'intérêt de cette coupe pour des raisons semblables à celles évoquées précédemment (coupe du Vallone Canalotto).

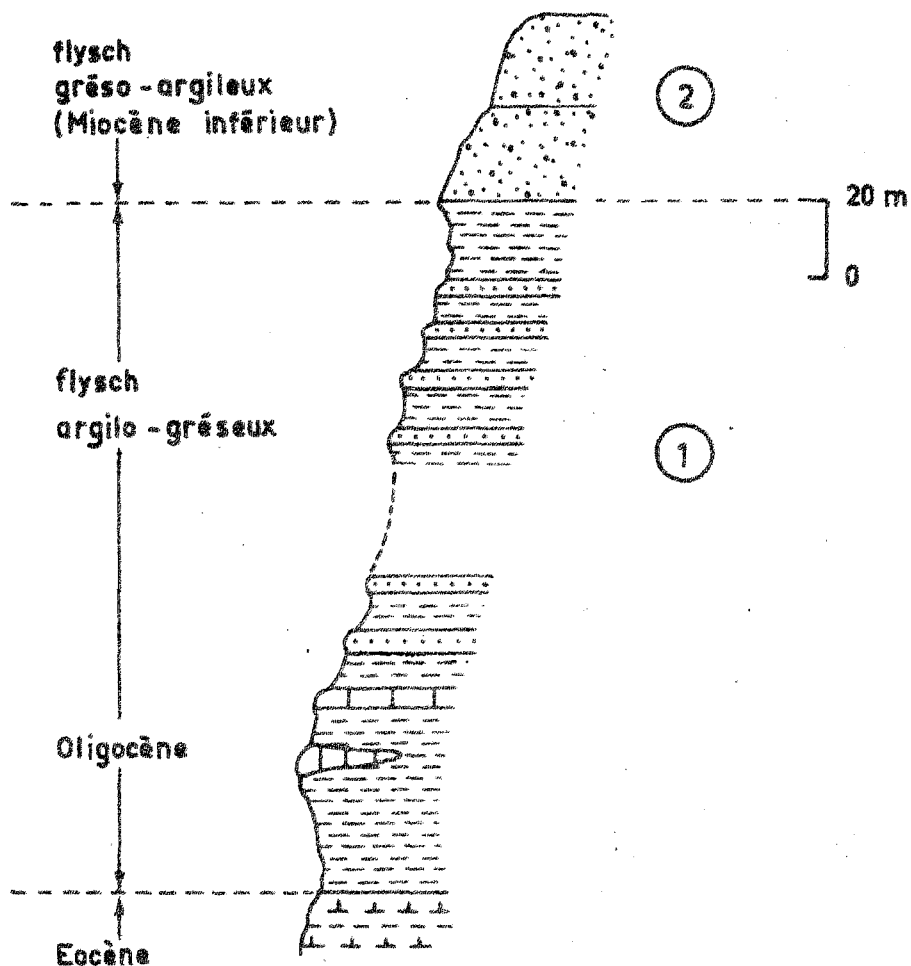


fig. I06 Colonne stratigraphique montrant les rapports entre l'Oligocène (flysch argilo-gréseux) et le Miocène inférieur (flysch grésno-argileux).

3) Coupe du Torrente Salito

Cette coupe se situe 4,1 km au SW du village de Sclafani dans le fond du torrent appelé Salito environ à la cote 375, entre les Contrade Porcaria et Dovaiti. Elle montre très clairement les rapports entre le flysch argilo-gréseux oligocène de la série de Sclafani et les premiers bancs de grès à dragées (fig. I07).

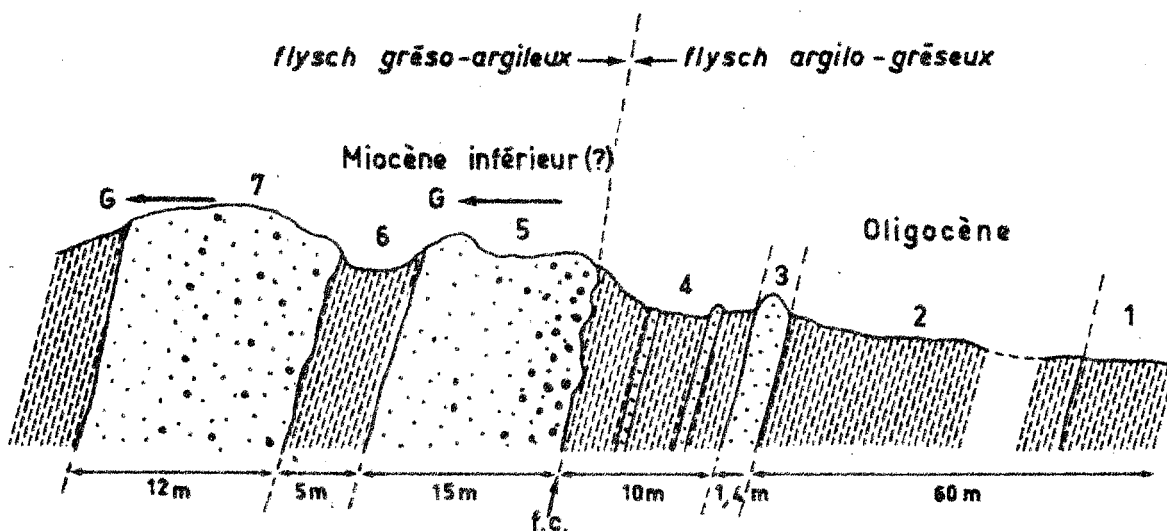


fig. I07 Coupe du Fiume Salito.
Légende dans le texte.

Elle nous montre de bas en haut :

- I - des argiles brunes, écailleuses, à patine grisâtre;
- 2 - des argilites brunes à nodules d'oxyde de fer;
- 3 - des grès grossiers, sans dragées. Epaisseur 1,40 m;
- 4 - des argilites tabac avec quelques minces strates de grès quartzites fins. Il s'agit de la partie supérieure du flysch argilo-gréseux oligocène;

- 5 - des grès grossiers très riches en dragées de quartz de grosse taille (1 à 3 cm). La base du banc porte de volumineuses figures de courant (les moulures coniques ont de 50 cm à 1 m de longueur) et se compose d'un agglomérat de galets de quartz ou de quartzites de 3 à 10 cm de diamètre. Il s'agit d'un véritable microconglomérat qui indique la base du premier niveau gréseux du flysch grés-argileux du Miocène inférieur. Epaisseur 15 m environ.
G = Granoclassement;
- 6 - 5 m d'argilites tabac, azoïques;
- 7 - 12 m environ de grès grossiers à dragées etc...

Cette coupe permet de faire quelques constatations :

- 1° elle prouve ~~d'une façon certaine~~ le passage entre les séries argilo-gréseuse et grés-argileuse du Numidien externe. La continuité est donc établie. ~~d'une façon indiscutable.~~
- 2° elle démontre que le Numidien externe peut parfois être très riche en dragées de quartz de grandes tailles. La base du premier banc de grès à dragées (fig. I07-5) montre un véritable microconglomérat. La taille des dragées n'excède pas 3 cm. Les galets de 5 à 10 cm étant constitués par des quartzites fins, bruns, des galets de silex gris à patine blanche ou brunâtre. On ne peut cependant pas parler de transgression. Peut-être y a-t-il eu une absence de sédimentation entre les séries argilo-gréseuse et grés-argileuse avant l'arrivée massive du matériel détritique grossier qui est peut-être à l'origine d'une légère érosion sous-marine. Il s'agirait plutôt d'un microconglomérat intraformationnel.

4) Coupe du Vallone della Mora

Décrite précédemment (p.278) cette coupe montre le passage entre les séries argilo-gréseuse et grés-argileuse du Numidien externe. Nous n'y reviendrons pas. Ce passage est exprimé sur les figures I02 et I03. On peut faire les mêmes constatations juste à l'W de Gratteri dans la Contrada Almizzo.

5) Coupe du Cozzo Carcarello

Situé dans l'angle NE de la feuille au 1/25 000 d'Isnello, le Cozzo Carcarello a été étudié dans le chapitre du Crétacé (voir fig. 48 et 49). A l'E du Cozzo Carcarello on peut constater un passage apparemment normal entre le flysch argilo-gréseux à Lépidocyclines du Numidien qui se trouve sous le lambeau crétacé du Panormide et le flysch argilo-gréseux du Numidien sur le Panormide (le Panormide est interstratifié dans le flysch argilo-gréseux). A l'W du Cozzo Carcarello le flysch argilo-gréseux supra-panormide se développe largement et semble assez épais; il passe incontestablement en continuité aux grès riches en dragées de quartz qui, au Pizzo San Angelo, représentent la base de la série grés-argileuse du flysch numidien externe. Ceci est résumé par la colonne stratigraphique qui se trouve ci-dessous :

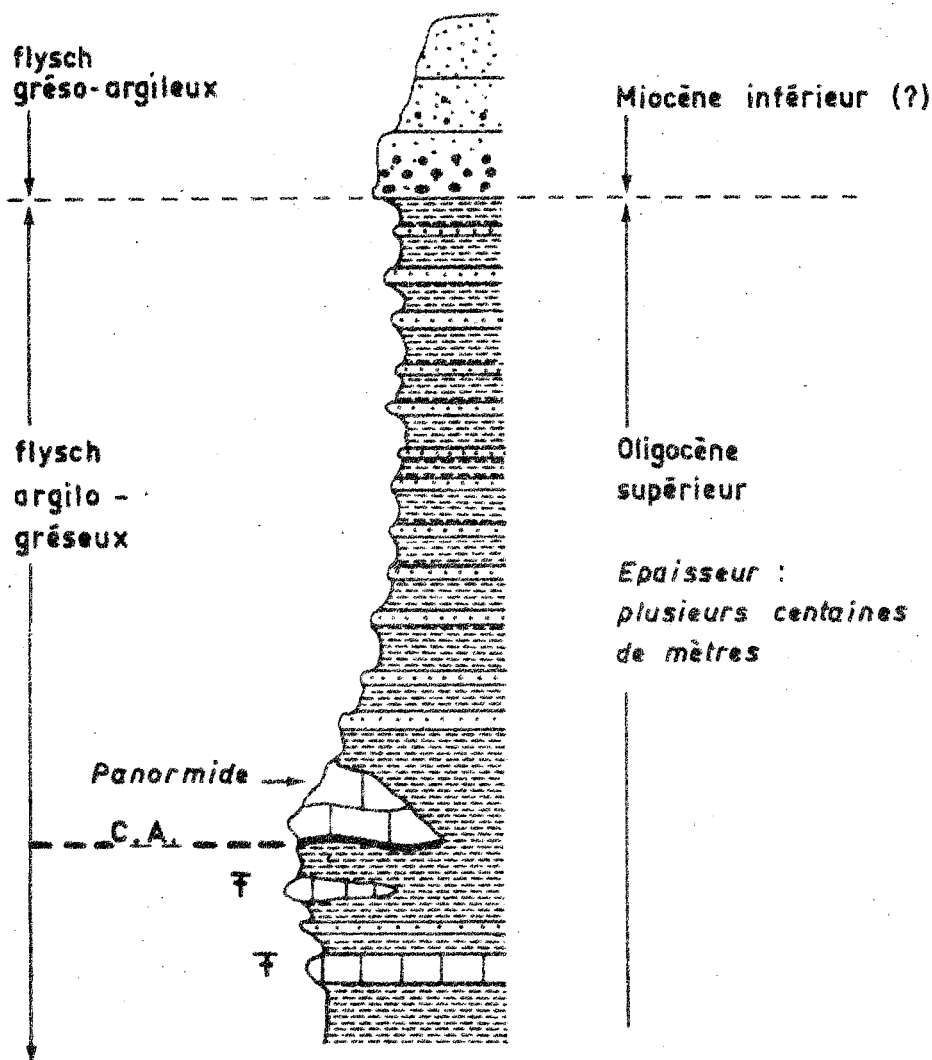


fig. 108 Rapport entre les séries argilo-gréseuse et grés-argileuse du Numidien externe dans la région du Cozzo Carcarello.

6) Conclusions

Les coupes que nous avons décrites prouvent que les séries argilo-gréseuse (Oligocène) et grés-argileuse (Miocène inférieur probable) du Numidien externe sont bien en continuité dans les Madonies. Il s'agit par conséquent d'un seul et même flysch qui admet comme substratum la série de Sclafani. Il débute à l'Oligocène et se perpétue pendant le Miocène. Nous verrons dans le chapitre du Miocène à définir sa limite supérieure.

d) Autres affleurements importants

Il serait très long d'énumérer tous les affleurements de l'Oligocène de la série de Sclafani. Un coup d'oeil sur la carte au 1/100 000 permet de constater qu'il entoure le dôme anticlinal faillé (série de Sclafani) du Monte dei Cervi. Il apparaît également au voisinage de Caltavuturo et Sclafani. Quelques précieuses fenêtres sont à signaler sous le Panormide, notamment entre Isnello et Cefalu; sur le bord oriental du Pizzo Dipilo : dans les Contrade Gugliuzza-Cosimo-Provenza-Barranco; à l'E de la Rocca Stefana : C tribuna, i Pianetti, Croce di Ferro; dans la région d'Isnello : C. Gallefina et surtout dans la contrée du Vallone Gurgo et dans les Contrade Lanzeria et Vinzeria (tous ces affleurements apparaissent sur la fig. I in P. Broquet, 1964 a).

Lorsque le Numidien est charrié, pour distinguer les Numidiens externe, interne ou intermédiaire, il est très important de voir le substratum oligocène. C'est ainsi que nous avons pu rapporter au Numidien externe les vastes lambeaux de flysch, charriés dans la zone septentrionale des Sicani. En effet, sur la feuille au 1/25 000 de Filaga entre le Val Rienà et la Portella Colobria, en deux points de coordonnées 710780 et 708783, nous avons trouvé sous le flysch grés-argileux des lambeaux d'un Oligocène qui s'identifie à la série de Sclafani, ce qui permet de rapporter au Numidien externe les vastes lambeaux de flysch numidien grés-argileux du Miocène inférieur qui affleurent dans cette région, à moins qu'il ne s'agisse de lambeaux de poussée du flysch, ce qui est peu probable.

Notre conviction est d'ailleurs renforcée par la présence d'un morceau

d'Eocène de la série de Sclafani à côté des deux lambeaux d'Oligocène, en un point de coordonnée 704786.

e) Klippes sédimentaires

Nous avons signalé dans l'Eocène supérieur-Oligocène du Panormide des blocs de calcaires lutétiens resédimentés (fig. 100 et 101). On peut faire la même remarque dans la série de Sclafani, mais le phénomène a été beaucoup plus discret. Je n'ai, en effet, remarqué que quelques blocs de calcaires du Lutétien (ou peut-être de l'Eocène supérieur) resédimentés. L'un de ces blocs (fig. 109) est visible près de la route Collesano-Lascari, juste au NE de Collesano dans la Contrada Timpa di Gallo. Il mesure environ 5 m de long et 0,80 m de haut et se trouve emballé dans les argilites oligocènes du tiers inférieur de la série.

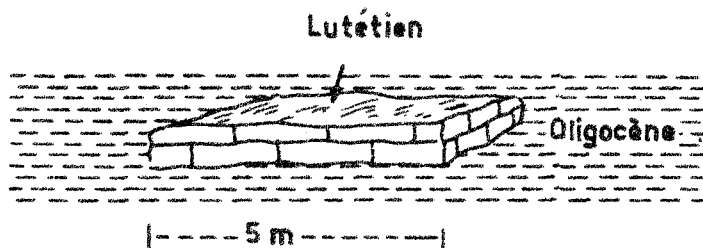


fig. 109 Légende dans le texte.

f) Conclusions relatives à l'Oligocène de la série de Sclafani

Il s'agit d'une série flyscholide représentée essentiellement par un flysch argilo-gréseux. La partie moyenne de la formation renferme de très

rare strates gréseuses et par conséquent peut être qualifiée de flysch argileux à rythmes occultes.

En plusieurs endroits, nous avons pu observer de façon certaine, que l'Oligocène repose en transgression sur l'Eocène moyen-supérieur. Toutefois, il semble bien qu'en certains points il y ait continuité de sédimentation entre l'Eocène et l'Oligocène, ce qui nous conduit à penser que la transgression n'est peut-être pas généralisée. A l'aurore de l'Oligocène existaient peut-être de vastes îles qui ont été totalement submergées par la transgression oligocène (probablement vers le Stampien).

Nous avons ensuite démontré une continuité entre l'Oligocène argilo-gréseux et le Miocène inférieur grés-argileux (grès à dragées-faciès numidien classique). L'ensemble oligo-miocène constitue le flysch numidien externe ainsi dénommé parce qu'il admet comme substratum la série externe calcaréo-dolomitico-siliceuse (Carnien à Eocène) de Sclafani. Nous avons insisté sur les liens stratigraphiques étroits qui existent entre l'Eocène, l'Oligocène et le Miocène de la série de Sclafani car il était très important de démontrer le caractère externe du flysch numidien des Madonies.

g) Analogies entre l'Eocène supérieur-Oligocène du Panormide et l'Oligocène de la zone de Sclafani

Ces deux formations présentent certaines analogies de faciès. La base de l'Oligocène de la série de Sclafani (bien visible par exemple le long de la route Isnello-Collesano au km 14) ressemble beaucoup à l'Eocène supérieur-Oligocène du Panormide. Il y a toutefois des différences :

- 1) dans la faune : des Lépidocyclines sont présentes dans l'Oligocène de Sclafani et absente dans son homologue du Panormide qui, il est vrai, se limite à l'Oligocène inférieur et moyen et semble débiter plus tôt (dès l'Eocène supérieur);
- 2) dans le faciès : l'Oligocène de la série de Sclafani présente des strates de grès quartzites fins, épaisses d'un à quelques décimètres, qui sont absentes dans l'Eocène supérieur-Oligocène du Panormide.

En conclusion, si ces deux formations présentent quelques analogies de faciès, il est difficile de les corrélérer car l'une se termine à l'Oligocène moyen alors que l'autre (série de Sclafani) se développe surtout à l'Oligocène supérieur. On peut toutefois comparer l'Eocène supérieur-Oligocène du Panormide avec la partie très inférieure de l'Oligocène de la série de Sclafani qui précède l'apparition des premiers niveaux de grès fins.

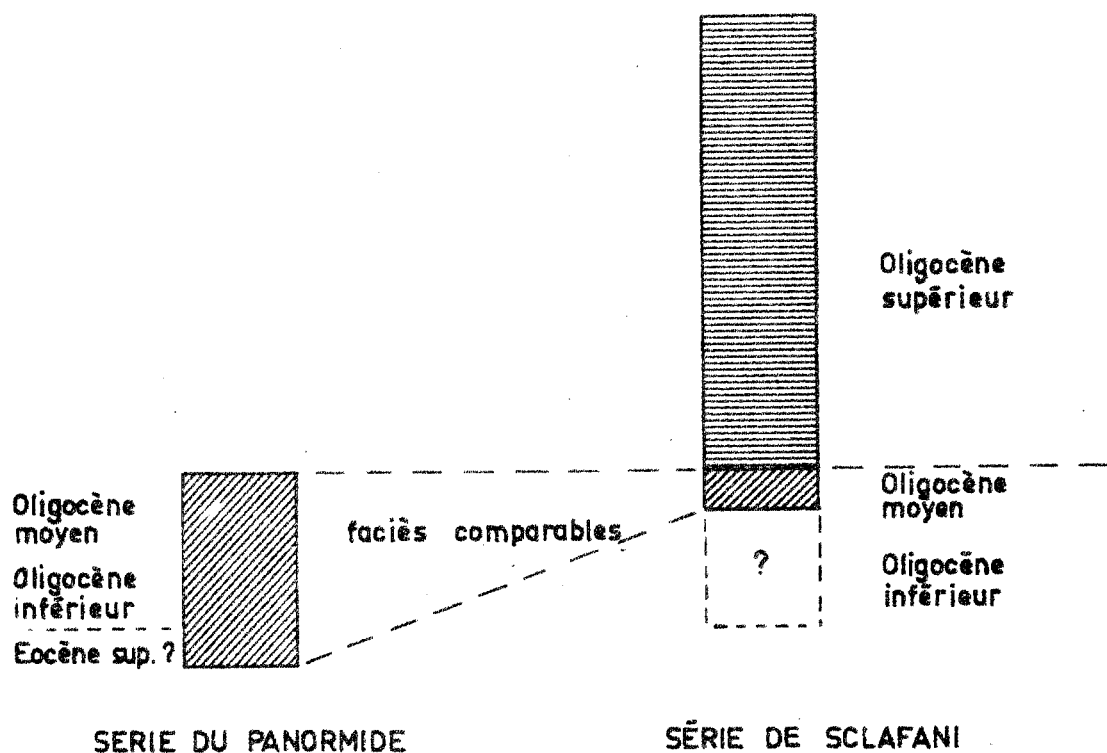


fig. IIO Corrélations de faciès entre les séries du Panormide et de Sclafani à l'Eocène supérieur-Oligocène.

Bien que la formation éocène supérieur-oligocène du Panormide soit rythmique et présente une alternance binaire, argiles-calcaires, en bancs peu épais, il s'agit d'un pré-flysch plutôt que d'un flysch. Toutefois il est très probable que cette formation annonçait un flysch de type numidien,

seul le charriage du Panormide a empêché le développement de ce flysch en continuité sur l'Oligocène moyen du Panormide.

IV) L'OLIGOCENE DES SICANI

A) Zone de Vicari

a) Série de la Montagnola

Cet Oligocène dont la découverte est récente (P. Broquet, 1964 b) est représenté par des calcaires détritiques légèrement gréseux en bancs de plusieurs décimètres (2 à 3 dcm en moyenne) alternant avec des marnes gris-clair (fig. III). Marnes et calcaires contiennent des Lépidocyclines. Madame Neumann y a reconnu : Eulepidina sp. et Nephrolepidina sp. Il s'agit d'Oligocène (Stampien) dans lequel, particulièrement à la base de la formation, on trouve des microfaunes remaniées de l'Eocène (Nummulites, Orthophragmines etc...). Ceci évoque une transgression probable de cet Oligocène qui repose sur des calcaires graveleux ou micro-bréchiques de l'Eocène moyen-supérieur. Toutefois la transgression ne nous est pas apparue matérialisée par un conglomérat.

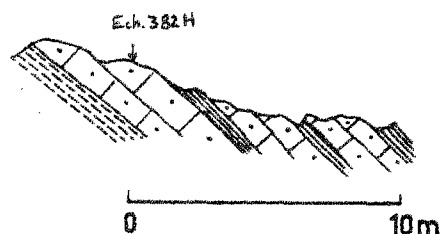


fig. III L'Oligocène de la Montagnola. (voir Pl. 29).
Légende dans le texte.

Une remarque s'impose. Le faciès de l'Oligocène est très proche de celui des Sicani : il est très calcaire (calcaires néritiques) mais il présente des strates marneuses ou même argileuses qui évoquent le faciès de la série de Sclafani. Il s'agit donc d'un faciès qui peut être considéré comme intermédiaire entre les faciès des séries oligocènes de Sclafani et de Vicari.

b) Série de Vicari

Nous n'avons pas clairement individualisé cet Oligocène dans notre secteur d'étude, sauf par la présence de quelques petites klippes qui nous ont révélé qu'il était constitué de calcaires néritiques clairs, microbréchiques, à Lépidocyclines et Nummulites intermedius D'ARCHIAC, d'un faciès semblable à celui que nous allons décrire à la base de la série oligocène de Cammarata.

B) Zone de Cammarata

L'Oligocène de la zone de Cammarata présente deux faciès en partie superposés et en partie hétéropiques. Il s'agit, à la base, de calcaires microbréchiques, néritiques, clairs, analogues à ceux des séries de Vicari et de la Montagnola et au sommet de marnes grises glauconieuses et sableuses. Nous étudierons la répartition spatiale et la puissance respective de ces deux termes. L'analyse de ces deux critères permettra de faire quelques remarques d'ordre paléogéographique. La zone de Cammarata étant constituée par de vastes écaillés qui ont subi d'importants déplacements, nous considérerons tout d'abord les sous-unités les plus septentrionales et procéderons du Nord vers le Sud.

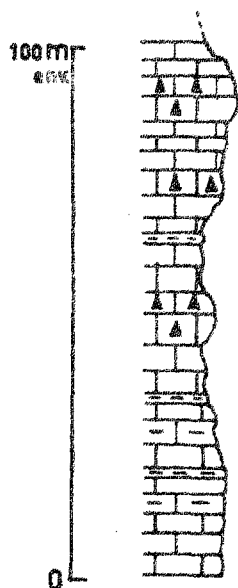
I) L'Oligocène calcaire

a) Coupes des Cozzi San Luca et Balaluceddu (région de Castronuovo di Sicilia)

- Cozzo San Luca

Une coupe N-S du Cozzo San Luca, aboutissant à la carrière située juste

sous le Cozzo San Luca à la cote 880 nous montre de bas en haut, une alternance de calcaires durs et de marno-calcaires de couleur claire (blanchâtre) en bancs de quelques centimètres (5 cm à 50 cm en moyenne). On note quelques passées marneuses, verdâtres, peu épaisses et de rares niveaux glauconieux.



Dans cette série qui accuse un pendage dont la valeur moyenne est de 40° NE, on remarque un certain nombre de strates de calcaires microbréchi-ques fossilifères, où on reconnaît :

Lepidocyclina sp., Nummulites sp., Asterigerina sp., Operculina sp., Sphaerogypsina sp., Globorotalia sp.; ainsi que des Rotalidés, des Globigérines, des Algues (Mélobésiées). On remarque une Algue calcaire dans les niveaux inférieurs : Subterraniphillum Thomasi (Elliot). Les échantillons qui ont fourni d'abondantes Lépidocyclines proviennent de la partie sommitale de la coupe.

Cette série d'une puissance supérieure à 100 m est indéniablement oligocène. Elle débute semble-t-il à l'Oligocène inférieur (?) à moyen et atteint peut-être l'Oligocène supérieur mais nous n'avons pas observé sa base et ne pouvons en définir la limite inférieure précise. Il en est de même pour la limite supérieure. La série semble se terminer avec les calcaires décrits précédemment et ne montre pas clairement le passage à des marnes sableuses à Lépidocyclines, mais l'érosion et la tectonique peuvent masquer la réalité. Entre le Cozzo San Luca et le Cozzo del Cairo, dans le vallon qui est situé juste au NW du Cozzo San Luca, j'ai trouvé des marnes grises qui ont fourni une microfaune de l'Oligocène supérieur, mais ces marnes sont en contact par faille avec les calcaires du Cozzo San Luca. Il semble d'ailleurs qu'il s'agisse d'une faille de chevauchement faisant reposer la série calcaire éocène-oligocène du Cozzo San Luca sur des marnes de l'Oligocène supérieur.

fig. II2 Colonne stratigraphique de l'Oligocène des Cozzi San Luca et Babaluceddu. Légende dans le texte.

- Coupe du Cozzo Babaluceddu

Comparable à celle du Cozzo San Luca, elle montre une série calcaro-marneuse de couleur claire⁽¹⁾. Elle présente néanmoins un point intéressant, situé 700 m à l'W du Cozzo Babaluceddu, au km 5 de la route qui va de Castronuovo di Sicilia à Lercara-Friddi. On y observe (fig. II3), une lumachelle de Lépidocyclines reposant sur des calcaires et marnes blancs de l'Eocène (P. Broquet 1964a,

(1) La partie inférieure de la série a fourni une association de Foraminifères caractérisant l'Eocène supérieur (voir Pl. 24-4).

p. 143). Entre les deux formations se trouve une surface durcie qui recoupe les strates éocènes. La discordance très nette et la surface durcie témoignent d'une transgression de l'Oligocène à Lépidocyclines (P. Broquet, 1964 a).

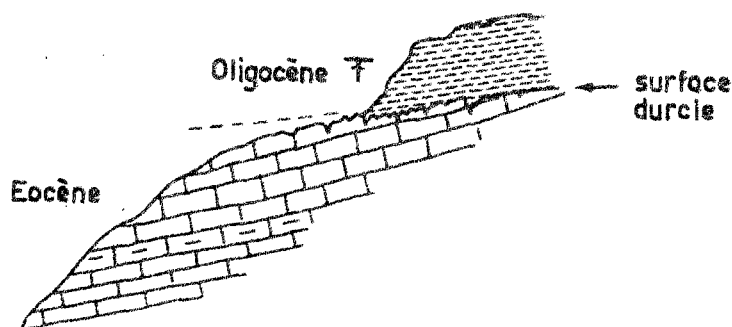


fig. II3 Rapports entre l'Eocène et l'Oligocène du Cozzo Babaluceddu.
Légende dans le texte.

Il serait particulièrement intéressant d'expliquer les rapports entre cette lumachelle et la série des calcaires et marno-calcaire blanchâtres à Lépidocyclines du Cozzo Babaluceddu. Malheureusement il est difficile d'établir des relations entre ces deux formations que l'on n'observe pas en continuité. Il semblerait toutefois que la lumachelle à Lépidocyclines se situe à la base des calcaires microbréchiques à Lépidocyclines. Mais ce n'est pas certain et l'on peut se demander si cette lumachelle ne constitue pas plutôt la base de la série qui se développe une centaine de mètres plus à l'Ouest dans la Contrada San Caterina où l'on remarque sur une vingtaine de mètres d'épaisseur, une alternance de marnes sableuses et de niveaux grésoglaucieux qui renferment une microfaune miocène, probablement burdigalienne avec nombreuses Globorotalia mayeri CUSH et ELL, mais sans Orbulines (selon J. Magné).

En conclusion, ces coupes des Cozzi Babaluceddu et San Luca sont intéressantes, mais la tectonique a tellement perturbé cette région qu'il n'est pas possible d'y faire une étude stratigraphique sérieuse. D'autres coupes se sont heureusement avérées plus démonstratives.

b) Coupe de la Contrada Nocilla

Cette Contrada se situe sur la feuille au I/25 000 de San Stefano Quisquina, entre les Contrada Cannelle et Melia, à l'W du lac de barrage dont le bassin de retenue se situe sur le Fiume Platani.

Dans la Contrada Nocilla, deux vallons affluents du Fiume Platani, offrent deux excellentes coupes (fig. II4-II5) qui prouvent la transgression de l'Oligocène.

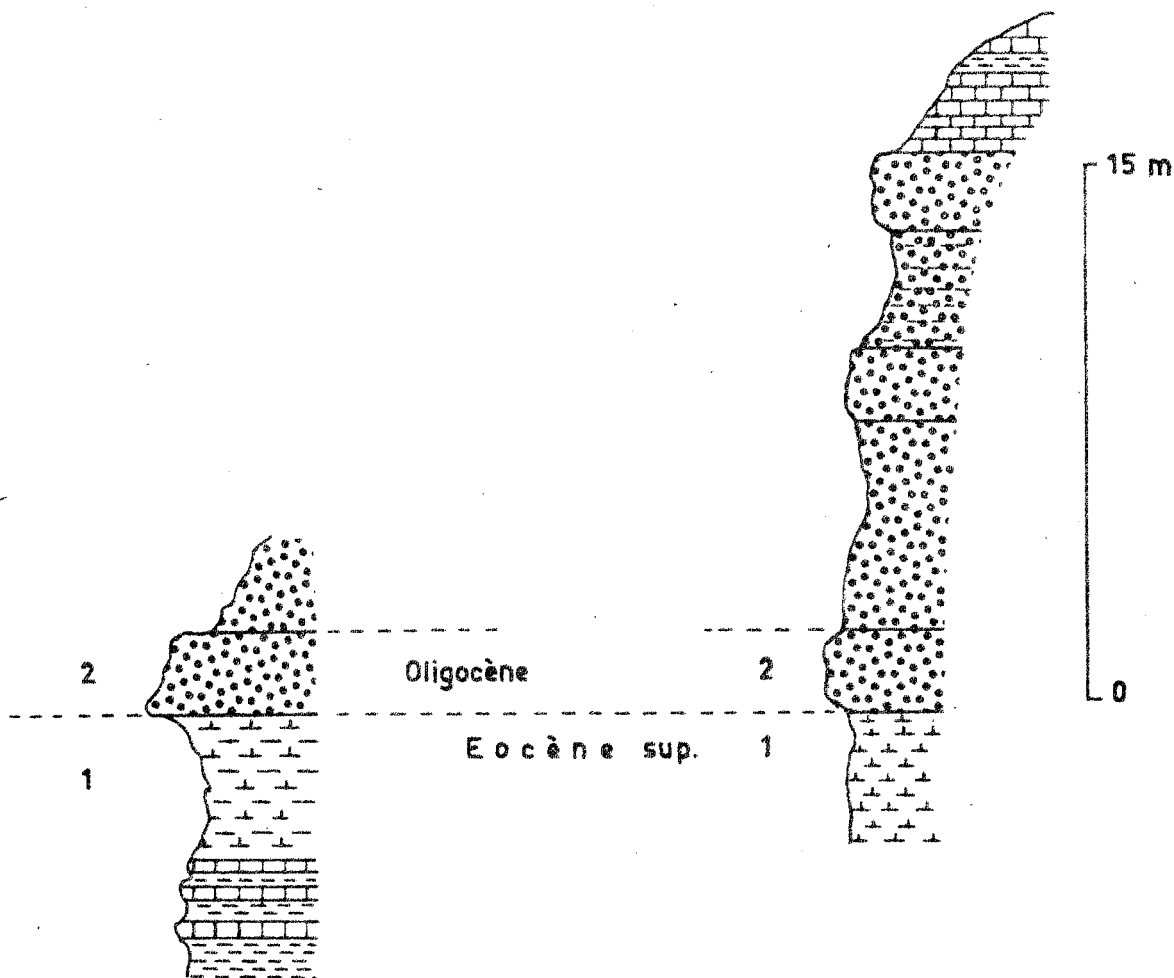


fig. II4 Conglomérat de base de l'Oligocène de la Contrada Nocilla (Coupe n° 1).
Légende dans le texte.

fig. II5 Conglomérat de base de l'Oligocène de la Contrada Nocilla (Coupe n° 2).
Légende dans le texte.

Ces coupes nous montrent, de bas en haut : des marnes et marno-calcaires blancs (1) d'un âge éocène supérieur très élevé (les microfaunes auraient même déjà un cachet oligocène selon J. Magné).

Sur cet Eocène très supérieur vient un conglomérat (2), d'une épaisseur de 15 m environ, constitué essentiellement de galets triasiques de 5 à 10 cm de diamètre, en moyenne. Ce conglomérat supporte des calcaires de couleur claire, durs, à pâte fine ou plus généralement microbréchiques dans lesquels on observe des microfaunes remaniées de l'Eocène supérieur parmi lesquelles :

Chapmanina sp., Fabiania sp., Discocyclina marthae SCHLUMB, Spirocyclina sp.

Ces formes voisinent avec des Lépidocyclines qui prouvent l'âge oligocène de la série. Les niveaux marneux ont d'ailleurs fourni des Globigérines qui indiquent l'Oligocène inférieur à moyen selon J. Magné.

Le conglomérat est discontinu il a une épaisseur maximum de 15 m et latéralement peut passer à une surface durcie. C'est ce qui s'observe, par exemple, entre le Cozzo Zoïra, (au N de la Contrada Nocilla) et la Contrada Zoïra (fig. II6), où le conglomérat déjà moins épais, passe latéralement à une surface durcie.

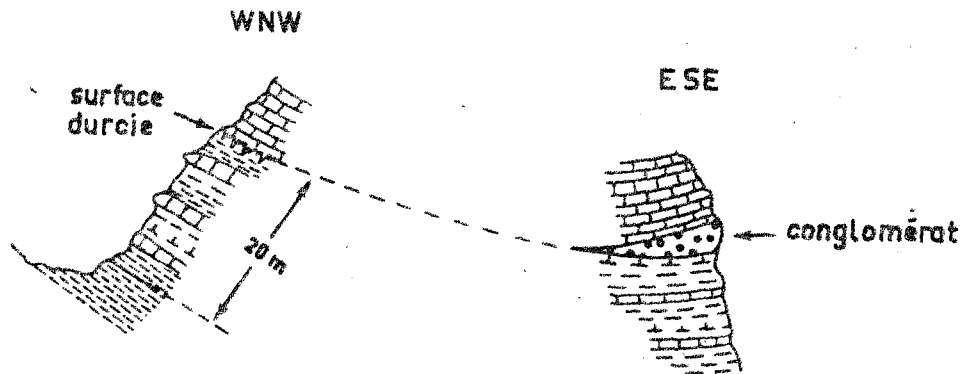


fig. II6 Coupe stratigraphique dans la Contrada Zoïra

c) Coupe de la Contrada Lagusa

L'Oligocène peut reposer sur un Eocène très peu épais. C'est ce que l'on observe par exemple à la cote IOIO de la Contrada Lagusa où le conglomérat réduit à 1 m d'épaisseur (fig. II7) repose sur des marnes blanches dans lesquelles J. Magné a reconnu une microfaune de l'Eocène supérieur. Ces marnes deviennent détritiques à leur partie supérieure et contiennent d'abondants graviers de Trias.

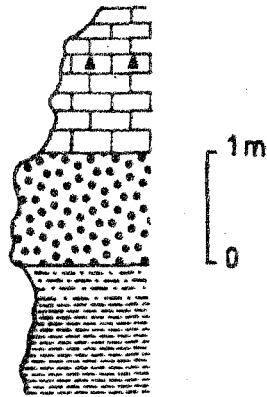


fig. II7 Le Conglomérat oligocène de la Contrada Lagusa

L'Oligocène repose parfois directement, par l'intermédiaire de son conglomérat de base sur le Trias. C'est ce que l'on constate à la Casa Gramo (fig. II8).

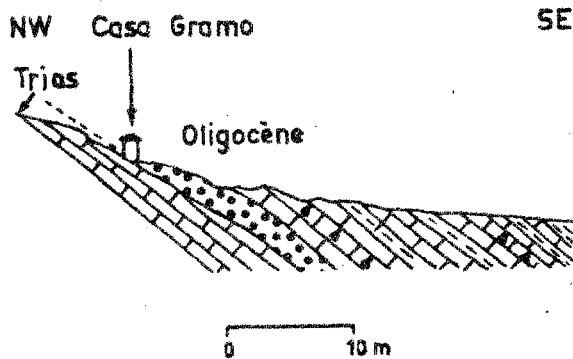


fig. II8 Coupe de la Casa Gramo

d) Coupe de la Casa Gramo

Cette coupe nous permet d'observer un conglomérat essentiellement constitué de galets triasiques, mais aussi de galets provenant de formations plus récentes. Ce conglomérat contient des calcaires et calcaires marneux blanchâtres bien stratifiés riches en Globigérines, se dichotomisant (fig. II9). Ces strates sont parfois remaniées en masse dans le conglomérat.

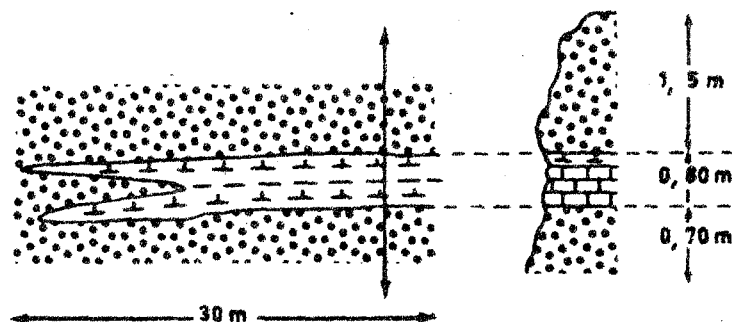


fig. II9 Détail du conglomérat de la Casa Gramo

Les calcaires et marno-calcaires blancs se sont déposés en même temps que le conglomérat et il est probable qu'une étude détaillée de la microfaune qu'ils contiennent permettrait de donner un âge très précis au conglomérat.

Nous avons pu dater la série qui, avec un pendage de 30° SE, se développe sur le conglomérat, juste au SE de la Casa Gramo (fig. II8). Il s'agit de calcaires blancs, fins, parfois à pistes de vers, de calcaires microbréchiques à Nummulites et Lépidocyclines et de rares niveaux de marnes blanches qui ont fourni une microfaune de l'Oligocène inférieur à moyen, selon J. Magné.

e) Conclusions

Ces coupes prouvent la transgression de l'Oligocène inférieur à moyen. Comme nous l'avions déjà affirmé (P. Broquet 1964 a - P. Broquet, J. Magné et J. Sigal, 1966). L'Oligocène inférieur à moyen est représenté par des calcaires fins, marno-calcaires, marnes et calcaires microbréchiques blancs.

f) Autres affleurements importants

Nous avons retrouvé cet Oligocène en de nombreux endroits. En particulier, sur la feuille au 1/25 000 de Santo Stefano Quisquina, dans la Contrada Prussiano où il est représenté par des calcaires et marno-calcaires blancs avec niveaux microbréchiques contenant de nombreuses microfaunes éocènes remaniées et quelques Nummulites, entre autres, Nummulites intermedius d'ARCH. indiquant l'Oligocène. Signalons encore de très bons affleurements dans la Contrada Gargiuffe.

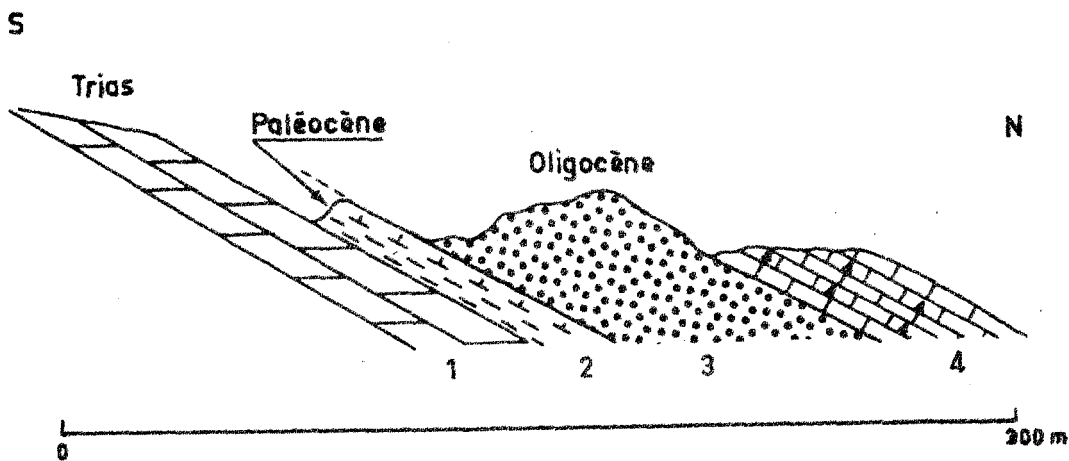


fig. 120 Coupe de Filaga

- 1 - Dolomies triasiques;
- 2 - Marno-calcaires paléocènes;
- 3 - Conglomérat oligocène;
- 4 - Série calcaire oligocène.

Sur la feuille au 1/25 000 de Filaga nous pouvons signaler deux coupes très intéressantes dont l'une (fig. 120 coord. 646732) permet d'observer le conglomérat de base de la série oligocène. L'autre, à la Portella Colobria, montre une surface durcie au sein de l'Oligocène (fig. 121). On remarque qu'une microbrèche (I) très riche en Lépidocyclines et dans laquelle

on observe de nombreux graviers de Trias, repose sur des marnes et marno-calcaires blancs de l'Oligocène inférieur (2). Entre les niveaux I et 2 se développe une surface durcie couverte d'une pellicule d'oxyde de fer qui imprègne de nombreuses fissures (fig. I2I : s. d.). Entre les Portelle Colobria et Riena et jusqu'aux Case Riena vers l'E, l'Oligocène calcaire se développe très largement.

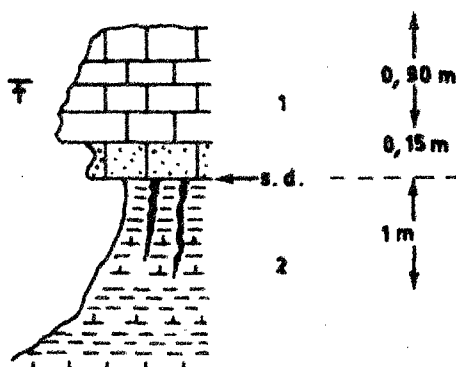


fig. I2I Coupe de la Portella Colobria

Sur la feuille au 1/25 000 de Cammarata, nous avons trouvé des calcaires néritiques oligocènes. Mais ils y sont très peu épais et nous n'en avons rencontré que quelques mètres sur le flanc oriental du Monte Cammarata près de la Casa Forestale où ils avaient déjà été signalés par S. Motta (1958). Ces microbrèches ont fourni des microfaunes remaniées du Crétacé supérieur et de l'Eocène ainsi que des Nurrulites oligocènes et quelques rares Lepidocyclina sp. Ceci nous amène à faire la remarque suivante : les calcaires néritiques bien développés dans les sous-unités les plus septentrionales de la zone de Cammarata (sous-unité de Castronuovo-di-Sicilia, de la Serra del Leone etc...) sont beaucoup plus réduits dans les unités méridionales et en particulier dans la sous-unité du Monte Cammarata où ils passent vers le haut à un Oligocène marneux.

2) Oligocène marneux

a) Coupe de la Contrada Piano di Conte (Coord. 790635)

Nous avons échantillonné l'Oligocène marneux, 2,5 km au S du village de Cammarata, juste à l'W de la Contrada Piano di Conte où nous avons rencontré :

1 - calcaires microbréchiqes de l'Oligocène inférieur à moyen;

2 - 100 m environ de marnes gris-bleuté devenant glauconieuses et sableuses vers le sommet. Ces marnes nous ont fourni de riches microfaunes comprenant de nombreuses formes planctoniques (I42 A à G); J. Magné a reconnu :

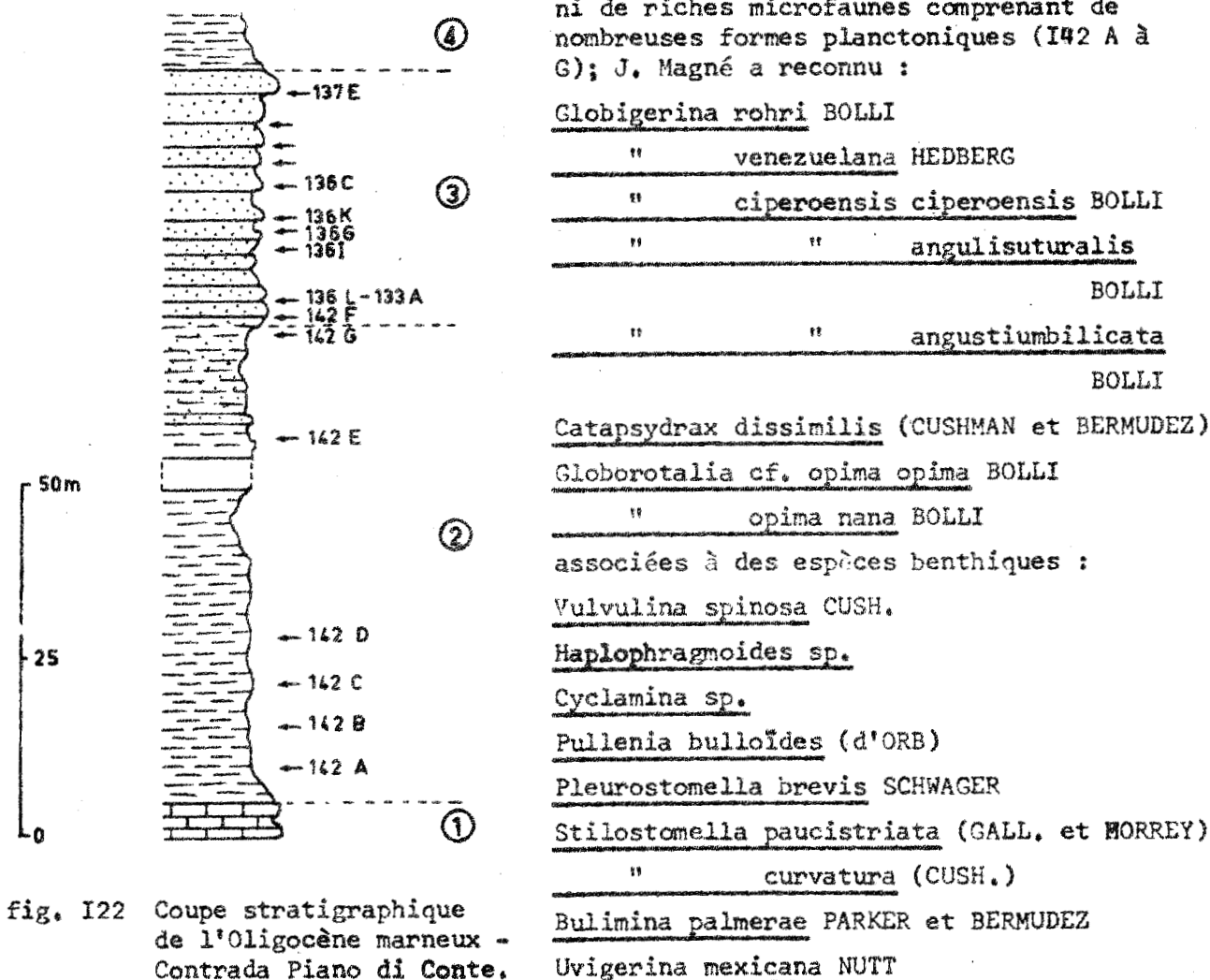


fig. I22 Coupe stratigraphique de l'Oligocène marneux - Contrada Piano di Conte. Légende dans le texte.

Uvigerina havanensis CUSH et BERMUDEZ

" auberiana d'ORB.

" sp.

Cassidulina subglobosa BRADY

Gyroidina sp.

Planulina aff. renzi CUSH et STAINFORTH

Lagena sp., etc...

La partie inférieure des marnes nous a livré de rares spécimens de :

Globigerina cf. ampliapertura BOLLI

" sp. (forme à haute spire)

L'Oligocène très supérieur n'a pas été caractérisé dans cette série.

3 - Grès glauconieux du Miocène inférieur.

Cet Oligocène supérieur marneux affleure dans de très bonnes conditions sur le pourtour du dôme anticlinal faillé et probablement extrusif du Monte Cammarata, on le rencontre entre autres au S de la Contrada Madonesi, dans le Vallone Cacugliommero, au SW du Cozzo Rossino, dans le Vallone Saraceno à l'E de la Contrada S. Lorenzo (voir fig. I46); dans la Contrada Finochiara entre la Contrada San Nicola et le Cozzo Canna. On le remarque également dans la sous-unité méridionale parautochtone du Pizzo Catera, en particulier près de la Vasca cote 852, à l'W du Lago Pian del Leone (fig. I23) près du barrage.

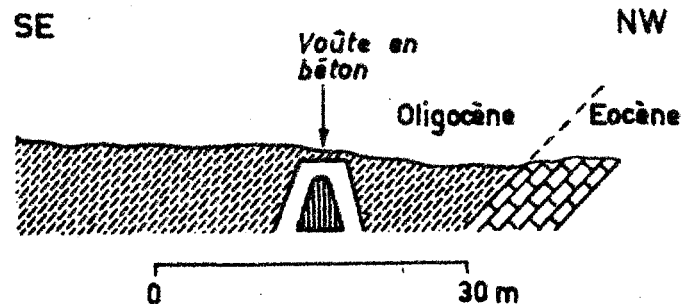


fig. I23 Coupe de l'Oligocène au barrage du Lago Pian del Leone

Existe-t-il dans les sous-unités les plus septentrionales de la zone de Cammarata ?

Nous ne l'avons pas caractérisé, en place dans la sous-unité de Castronuovo di Sicilia, mais nous l'avons observé dans la très vaste sous-unité de la Serra del Leone qui se développe à l'E et au NE de San Stefano Quisquina, jusqu'au Monte Carcaci et la Contrada Riena, précisément dans le Val Riena au N de la Casa Riena, à la cote 642. Il est difficile d'estimer son épaisseur exacte car la tectonique complexe de cette région ne permet pas une étude stratigraphique précise, toutefois son épaisseur semble un peu plus réduite que dans l'unité méridionale du Monte Cammarata comme l'attestent les deux coupes que nous allons décrire.

b) Coupe à l'E du Cozzo del Cairo

Cette coupe de coordonnées 730750 nous montre un Oligocène supérieur constitué de marnes grises légèrement sableuses comprises entre un Eocène-Oligocène calcaire et un Miocène inférieur constitué de grès glauconieux. L'épaisseur est d'environ 90 mètres.

c) Coupe du Vallone Refalzafi

Cette coupe se développe d'W en E en partant de la source du Vallone Refalzafi et en se dirigeant vers l'Est en passant par le Piano del Riso pour recouper à nouveau le Vallone Refalzafi. Elle nous montre (fig. I24) un pli synclinal relayé vers l'Est par un anticlinal. Le coeur du synclinal et la retombée orientale de l'anticlinal nous permettent d'observer sur des marnes et marno-calcaires rouges du Paléocène (fig. I24 - I) des calcaires marno-calcaires et marnes blancs de l'Eocène et de l'Oligocène inférieur et moyen (2) qui passent à des marnes grises légèrement sableuses de l'Oligocène supérieur (3) sur lesquelles on trouve les grès glauconieux du Miocène inférieur (4).

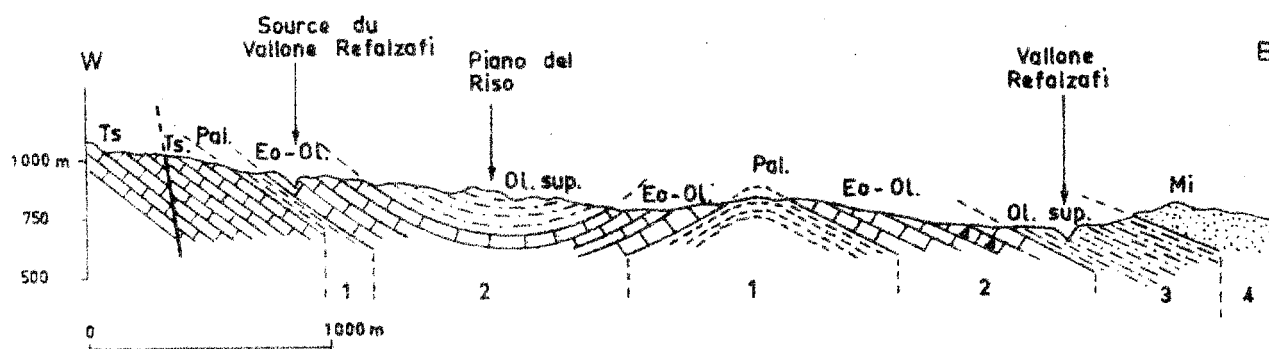


fig. I24 Coupe du Vallone Refalzafi.
Légende dans le texte.

d) Conclusion

L'Oligocène supérieur de faciès marneux (marnes grises plus ou moins sableuses) se développe donc dans toutes les sous-unités, exception faite, peut-être de la sous-unité de Castronuovo di Sicilia, mais ce n'est cependant pas prouvé de façon certaine. L'épaisseur semble augmenter légèrement du Nord vers le Sud.

3) Conclusions relatives à l'Oligocène de la zone de Cammarata

Il est représenté par des calcaires marno-calcaires et marnes blancs à l'Oligocène inférieur et moyen. Cette série à tendance néritique est transgressive. Elle est bien développée au Nord de la zone de Cammarata et son

épaisseur décroît vers le Sud. Elle passe en continuité à une série de marnes grises datées de l'Oligocène supérieur dont l'épaisseur augmente peut-être légèrement du Nord vers le Sud.

V) CONCLUSIONS GENERALES RELATIVES A L'OLIGOCENE ET REMARQUES PALEOGEOGRAPHIQUES

- Lithologie

Dès l'Oligocène, les sédiments terrigènes envahissent la plupart des zones que nous avons définies, c'est-à-dire du Nord au Sud : les zones des A. S., du Panormide, de Sclafani et même de Cammarata où le phénomène quoique plus discret est discernable à l'Oligocène supérieur. Ces sédiments sont essentiellement argileux ou argilo-gréseux. Il ne s'agit pas encore de flyschs typiques dans les zones des A. S. et du Panormide, seule la zone de Sclafani présente une sédimentation rythmique que l'on peut qualifier de flysch argilo-gréseux à la base et au sommet de la formation, et de flysch argileux à rythmes occultes dans la partie moyenne.

La série de la Montagnola présente une série réduite en épaisseur, à caractères mixtes entre les zones de Sclafani et de Vicari-Cammarata où une sédimentation calcaire à tendance néritique ou épinéritique se maintient pendant l'Oligocène inférieur et moyen. Ces calcaires très développés sur le flanc méridional de la zone haute non subsidente (haut-fond sous-aquatique) de Vicari diminuent en épaisseur vers le Sud et sont suivis de marnes sableuses et localement glauconieuses à l'Oligocène supérieur dans la zone de Cammarata. Il semble bien que le haut-fond de Vicari (La Montagnola) ait joué un rôle de barrière jusqu'à l'Oligocène supérieur, s'opposant au passage du matériel détritique.

On peut distinguer, faisant un retour en arrière : une sédimentation biochimique jusqu'au Crétacé supérieur,

- une sédimentation calcaro-lutitique à l'Eocène p.p.

- une sédimentation détritique terrigène à partir de l'Eocène supérieur (domaine des A.S. et du Panormide) ou de l'Oligocène. Les dépôts terrigènes n'apparaissant qu'à l'Oligocène supérieur dans le domaine le plus externe de notre secteur d'étude (zone de Cammarata).

- Limite inférieure

Dans les zones de Cammarata-Vicari (y compris la Montagnola) et Sclafani, l'Oligocène est transgressif. La transgression semble débiter un peu plus tôt dans le domaine du Panormide où on peut la dater de l'Eocène supérieur. Dans la zone des A. S., nous n'avons pu établir de coupure entre l'Eocène et l'Oligocène, peut-être déposés en continuité. Mais la tectonique de cette zone est si complexe qu'elle gêne beaucoup l'étude stratigraphique qui, pour l'instant, demeure assez imprécise.

- Limite supérieure

Il s'agit d'une coupure lithologique qui correspond à l'apparition des faciès plus grossiers, grés-argileux du flysch numidien ou de la formation de Reitano. Mais il n'est pas certain que cette limite lithologique très pratique sur le terrain corresponde précisément à la limite entre l'Oligocène et le Miocène. Comme nous le verrons dans le chapitre du Miocène, la base des séries grés-argileuses pourrait encore appartenir à l'Oligocène supérieur.

- Problème du flysch numidien

Le Numidien comprend deux parties, l'une, inférieure, argilo-gréseuse, oligocène que nous avons décrite; l'autre, grés-argileuse, supérieure, que nous étudions dans le chapitre du Miocène et qui correspond au classique faciès numidien (grès à dragées de quartz). Au Miocène, on assiste à une banalisation

des faciès et, comme nous le verrons, le Numidien grés-argileux présente un faciès uniforme (ou presque) sur l'ensemble du domaine où il affleure. Ce Numidien est généralement charrié et en étudiant uniquement le flysch grés-argileux, il semble difficile, pour ne pas dire impossible, de savoir de quelle zone il provient et par conséquent de présumer de l'ampleur des charriages. Nous avons tenté de résoudre le problème en démontrant que le substratum oligocène du flysch numidien permettait de distinguer trois zones de faciès différenciées. Nous les avons nommées du Nord vers le Sud :

Numidien interne
Numidien intermédiaire
Numidien externe.

Il est bon de rappeler que ces trois zones n'ont pas été définies comme interne, intermédiaire et externe par rapport à un ou plusieurs domaines, mais bien l'une par rapport à l'autre. C'est ainsi que les substratums du Numidien se distinguent de la façon suivante :

- 1) Numidien interne : argiles essentiellement vertes parfois rouges, à Tubotomaculum. La partie supérieure de ces argiles qui rappellent des faciès bien connus en Afrique du Nord, montrent les premières strates gréseuses. La sédimentation devient alors rythmique. L'âge en est mal établi. Les microfaunes pauvres, mal conservées, des argiles indiquent l'Eocène moyen. Quelques microbrèches attestent par contre d'un âge éocène moyen-supérieur à oligocène. On peut donc avancer un âge éocène moyen (?)-supérieur à oligocène. La série pourrait débuter dès l'Eocène moyen-supérieur, mais les microfaunes qui indiquent cet âge étant probablement remaniées, il faut être très prudent.
- 2) Numidien intermédiaire : argiles verdâtres, rouges, brunes, à Tubotomaculum. La base de la série est très semblable à celle du Numidien interne et contient des microbrèches de l'Eocène moyen-supérieur. La partie supérieure par contre s'apparente à l'Oligocène de Sclafani par la présence d'argiles brunes de strates de calcaires microbréchiques de même faciès et contenant les mêmes microfaunes à Lépidocyclines indiquant un Oligocène déjà assez élevé. Toute-

fois, par ses argiles vertes, rouges et la présence de Tubotomaculum, la partie supérieure de la série a aussi des affinités avec le substratum du Numidien interne. Pour ces raisons stratigraphiques (mais aussi pour des raisons tectoniques) nous l'avons qualifié de Numidien intermédiaire.

- 3) Numidien externe : argilites brunes et grès quartzites fins en alternance avec quelques strates (souvent lenticulaires) de microbrèches à Lépidocyclines d'âge oligocène (Stampien-Chattien). Il s'agit d'un flysch argilo-gréseux stratigraphiquement lié à la série externe de Sclafani dont il fait partie; ceci explique le qualificatif de Numidien externe. Nous n'y avons jamais trouvé de Tubotomaculum.

- Remarques paléogéographiques

Après avoir vu s'individualiser au Lias moyen et se maintenir jusqu'au Crétacé supérieur une paléogéographie définie par des zones de faciès d'origine bio-chimique, nous avons constaté l'évolution de cette paléogéographie à l'Eocène et nous voyons maintenant débiter la sédimentation détritique. Des zones de faciès existent encore, mais leurs limites s'estompent (elles disparaîtront au Miocène).

On distingue encore, du Nord au Sud :

- dans le domaine des A. S. (au sens large), deux séries marines argileuses assez proches l'une de l'autre et qui constituent la partie inférieure des Numidiens interne et intermédiaire.
- dans la zone du Panormide, une série marine argilo-calcaire débutant à l'Eocène supérieur, se terminant à l'Oligocène moyen (le Panormide serait charrié à l'Oligocène supérieur). Cette série s'apparente par son faciès à l'Oligocène plus externe de Sclafani, mais aussi à la série marno-gréseuse de Tusa que nous avons décrite dans le chapitre éocène et qu'il faudrait, à notre avis, inclure dans l'Oligocène (voir discussions à propos des séries de Tusa - Troina - Polizzi Generosa, p. 252 à 255).

- dans la zone de Sclafani, une série flyschoidé argilo-gréseuse. Ce flysch se dépose dans un bassin subsident limité au Sud par le haut-fond sous-aquatique, non (ou peu) subsident de Vicari qui est caractérisé à l'Oligocène inférieur et moyen par des dépôts néritiques ou épinéritiques. Ces dépôts se développent vers le Sud dans la zone de Cammarata où apparaissent à l'Oligocène supérieur des dépôts terrigènes marneux ou marno-sableux. Les zones de Vicari et Cammarata ont tendance à se confondre, mais alors que la première correspond à nouveau à un haut-fond qui apparaît discrètement, la seconde prend progressivement l'allure d'un bassin.

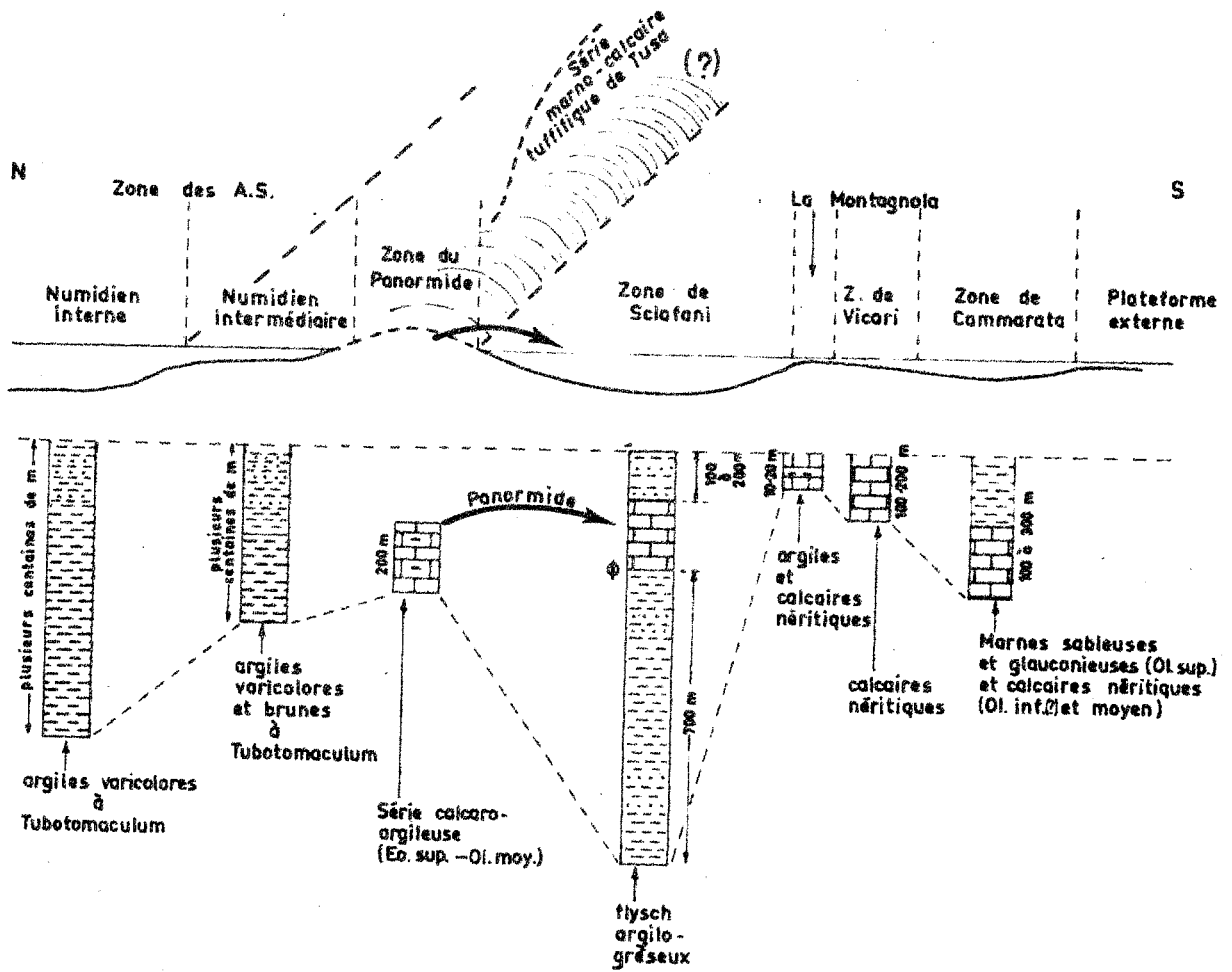


fig. I25 Reconstitution des différentes zones de faciès à l'Oligocène.

CHAPITRE VIII

LE MIOCENE

C H A P I T R E V I I I

LE MIOCENE

I) SOMMAIRE ET LIMITES STRATIGRAPHIQUES ADOPTÉES	320
II) HISTORIQUE	322
A) Historique relatif au Miocène inférieur flyscholite (Numidien)	322
1) Le Numidien dans son cadre sicilien	322
2) Le Numidien dans son cadre méditerranéen	323
B) Historique relatif au Miocène inférieur grés-micacé	325
C) Historique relatif au Miocène moyen-supérieur molassique	326
D) Historique de la série à gypse	327
III) LE MIOCENE INFÉRIEUR	328
A) Etude de la formation de Reitano	328
a) Description lithologique de la série-type	328
- Age de la formation de Reitano	329
b) Flysch ou molasse ?	331
B) Le flysch numidien grés-argileux	333
I° Le flysch numidien externe	333
- Etablissement de la série stratigraphique	333
- Problème de la limite inférieure	334
a) Coupe du Cozzo Cavolino	334
- Interprétation de cette coupe	336
b) Coupe de la Contrada Cella	338
c) Le conglomérat du Monte Scalone	338
d) Conclusions	341

- La série stratigraphique du Numidien grés-argileux	344
a) Coupe du Vallone dei Molini	344
b) Coupe de San Mauro Castelverde à Pollina	345
- Problème de la limite supérieure	348
a) Coupe de la vallée de Lisca	348
b) Coupe de la Contrada Zarbo	352
c) Coupe du Vallone Verbaumcaudo	353
d) Conclusions	356
2° Le flysch Numidien intermédiaire	357
3° Le flysch Numidien interne	357
a) Série-type du Numidien interne	358
b) Coupe de la Serra Burgarito	360
c) Coupe du Cozzo Castellazo et vue sur la Contrada Zappaiello	362
d) Le Numidien interne de la région de Gangi	365
4° A propos de quelques faciès rares mais particulièrement remar- quables du Numidien	370
a) Le Numidien de la Portella, près de Roccapalumba	370
b) Le Numidien de la Margana, près de Vicari	373
5° Conclusions relatives au Numidien grés-argileux	373
C) Le Miocène grés-glaucouneux des Sicani	374
a) Coupe de la Contrada Piano di Conte (Monte Cammarata)	375
b) Coupe de la Contrada San Lorenzo	377
c) Coupe du Vallone Saraceno	377
d) Problèmes des limites inférieure et supérieure	378
- limite inférieure	378
- limite supérieure	378
e) Analogies de faciès et corrélations avec le Numidien externe	379
f) Conclusions	380

IV) LE MIOCENE MOYEN-SUPERIEUR	380
- Caractères généraux	380
a) Coupe de Scillato	381
- limite inférieure. Coupe de la Costa Guggino	381
- colonne stratigraphique du Tortonien de Scillato	383
b) Coupe de Cammarata	385
c) Le Messinien du Cozzo Disi	389
d) La série à gypse	391
e) Remarques relatives à la sédimentation dans l'avant-fosse du Miocène moyen-supérieur	395
f) Evolution paléogéographique au Miocène terminal	396
g) Conclusions relatives au Miocène moyen-supérieur	397
V) CONCLUSIONS GENERALES ET REMARQUES PALEO GEOGRAPHIQUES	397
- Problème des limites stratigraphiques	399

CHAPITRE VIII

LE MIOCENE

I) SOMMAIRE ET LIMITES STRATIGRAPHIQUES ADOPTEES

Alors que l'Eocène correspond à une période de transition pendant laquelle commence à se dessiner une nouvelle paléogéographie, l'Oligocène voit l'apparition du faciès flysch. A l'Oligocène les traits paléogéographiques ébauchés dès l'Eocène se précisent, mais on distingue encore nettement des zones de faciès qui sont cependant plus vastes qu'au Jurassique-Crétacé. Au Miocène s'établit cette paléogéographie que nous annonçaient l'Eocène et l'Oligocène. Elle n'a plus rien de commun avec celle du Jurassique-Crétacé et correspond à l'installation définitive du flysch qui se sédimente dans de vastes sillons (ou bassins).

LIMITES STRATIGRAPHIQUES ADOPTEES

Les subdivisions de l'Oligocène et du Miocène sont bien souvent remises en questions comme le prouvent les résultats des colloques (cf. colloques sur le Paléocène (Bordeaux, 1962), sur le Miocène (Aix-Marseille - 1958 et Genève 1967). Il faut, en conséquence, faire preuve de prudence mais il est cependant nécessaire de définir des limites. Pour un géologue de terrain, il est pratique d'adopter des subdivisions lithologiques, c'est ce que j'ai fait.

Le flysch numidien comprend deux termes, l'un argilo-gréseux (Oligocène) l'autre grésio-argileux que je rapporte au Miocène inférieur (en y rangeant l'Aquitainien). Cependant, il n'est pas impossible que le faciès grésio-argileux débute dans l'Oligocène terminal. Mais, faute de preuves paléontologiques certaines, j'adopterai la limite pratique que je viens de fixer.

Le Miocène comprend deux termes lithologiques bien distincts. L'un correspond au faciès flysch (Numidien grésio-argileux dont nous venons de parler)

et son équivalent dans les zones de Vicari-Cammarata (Sicani) c'est-à-dire le faciès grésoglaucconieux. L'autre voit se développer le faciès molassique. On assiste au passage dans le domaine externe entre les faciès flysch et molasse. Nous adopterons donc les divisions suivantes :

Miocène inférieur : flysch numidien et grès glaucconieux des Sicani
Miocène moyen-supérieur : molasse

Dans nos écrits (P. Broquet, A. Caire et G. Mascle, 1966; P. Broquet 1967 a et b; P. Broquet, J. Magné et J. Sigal, 1967), nous avons divisé le Miocène en deux parties : Miocène inférieur (Aquitaniens et Burdigaliens) et Miocène supérieur (Helvétien à Messinien c'est-à-dire ex-Vindobonien). Le colloque de Genève 1967 conseille de classer l'Helvétien dans le Miocène moyen et les micropaléontologistes semblent maintenant s'accorder pour voir l'Helvétien débiter avec l'apparition des Orbulines. Nous parlerons donc désormais de Miocène moyen en rappelant que nous le classions précédemment dans le Miocène supérieur basal. C'est pendant cette période que se situe la plus intense phase tectonique affectant notre secteur d'étude. Nous l'attribuerons désormais au Miocène moyen et plus précisément à la limite Miocène moyen-Miocène supérieur.

Nous adopterons donc les subdivisions stratigraphiques suivantes :

Messinien)
 (Miocène supérieur
)
Tortonien (

Helvétien) Miocène moyen

Burdigalien)
 (Miocène inférieur
)
Aquitaniens (

Ceci nous permet d'établir les corrélations suivantes :

Miocène flyscholite et grès glaucconieux des Sicani = Aquitaniens-Burdigaliens pp. = Miocène inférieur.

Miocène molassique = Helvétien - Tortonien = Miocène moyen et supérieur. Il est possible que cette formation débute dans le Burdigalien supérieur mais ce n'est pas prouvé de façon certaine.

II) HISTORIQUE

A) Historique relatif au Miocène inférieur flyscholite (Numidien)

I) Le Numidien dans son cadre sicilien

L'historique général que nous avons établi dans le chapitre oligocène, est valable pour le Miocène inférieur qui avait été groupé par les anciens auteurs avec l'Oligocène et inclus en général dans l'Eocène ou l'Oligocène (Baldacci, 1886 - Marchesini, 1937 - Trevisan 1937 - Coggi Bruschi, 1955 - Signorini, 1955). En 1953, A. Jacobacci parle de "formation marno-gréseuse", puis M.P. Marchetti 1956 et G. Flores 1959 apportent les premiers résultats intéressants en décrivant la "formation d'Alia et Tavernola" qui correspond au flysch numidien externe grés-argileux. Ensuite, B. Accordi (1958) et ses élèves R. Colacicchi (1958), B. Campisi (1958) créent la "formation de Geraci". Il s'agit de la base de la série grés-argileuse du Numidien externe, alors que M.P. Marchetti et G. Flores avaient décrit la partie supérieure de la série. Mais à cette époque aucune corrélation n'avait été établie entre ces diverses formations. Ensuite P. Schmidt di Friedberg (1959) parle d'"unité argilo-gréseuse" puis de "formation Collesano" (P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri et G. Giannini, 1960) B. Accordi, qui est l'auteur de la dénomination de "formation de Geraci", parle ensuite, en 1959, de "flysch oligocène-aquitano". Il faut attendre 1960 pour voir apparaître le vocable de Numidien qui semble le mieux adapté. Ce terme de Numidien a été introduit par A. Caire et M. Mattauer (1960), employé par A. Caire, L. Glangeaud et C. Grandjacquet (1960) et conjointement par L. Ogniben (flysch numidico) à partir de 1960 et ultérieurement (1960-1963-1964). Cet auteur étudie la "nappe du Panormide" et constate qu'elle se met en place pendant la sédimentation du flysch numidien. Il décide, à la suite de cette observation, d'appeler "membre de la Portella Colla" l'intervalle compris sous la nappe, et "membre de Geraci" la partie située au dessus de cette nappe. J'ai également employé une division semblable du flysch numidien (P. Broquet 1964 a), parlant de Numidien **infra-panormide** et de Numidien supra-panormide. Je pense qu'il est préférable d'abandonner cette terminologie qui ne se justifie plus quand l'intercalation panormide n'existe pas. De plus, comme nous le verrons

dans le chapitre tectonique, il n'est pas encore absolument certain que le Panormide se soit mis en place pendant la sédimentation du flysch numidien. C'est pourquoi, je préfère proposer la division suivante :

Numidien grés-argileux (= partie supérieure très riche en grès)

Numidien argilo-gréseux (= partie inférieure, surtout argileuse)

Cette coupure est valable pour tout le Numidien, qu'il soit externe, intermédiaire ou interne.

2) Le Numidien dans son cadre méditerranéen

Le terme de Numidien proposé en 1990 par E. Ficheur pour définir "l'étage le plus élevé de son Eocène supérieur, peut-être conservé comme appellation de faciès pour désigner les argiles et les grès quartzeux qui représentent le Nummulitique supérieur dans une grande partie de l'Afrique du Nord, depuis la Tunisie jusqu'au Maroc". Cette phrase est empruntée à J. Flandrin, 1948 p. 199.

Il faut rappeler que la Numidie est une contrée de l'ancienne Afrique conquise sur Jugurtha par les Romains. Elle correspond, en grande partie, à l'Algérie d'aujourd'hui. E. Ficheur avait observé que son "Eocène supérieur argilo-gréseux" dont il désirait faire un étage, s'étendait sur l'ensemble de l'Algérie septentrionale c'est-à-dire sur l'ancienne Numidie, ce qui nous explique l'origine du terme Numidien. Si E. Ficheur, à l'époque Professeur à Alger, a établi une stratigraphie erronée du Nummulitique, le terme qu'il a employé a néanmoins connu un grand succès, grâce à J. Flandrin, mais surtout aux géologues qui ont travaillé en Algérie entre 1950 et 1958. Citons M. Durand-Delga (1955); A. Caire qui a mis en évidence la nappe numidienne ou unité C (A. Caire 1951 a et b - 1953), ensuite divisée en sous-unités (A. Caire et M. Mattauer 1954-1955); M. Mattauer (1953-1958) parle également abondamment du Numidien. Pour ces auteurs qui ont travaillé en Afrique du Nord, le Numidien s'individualise tant par son faciès que par ses caractères structuraux puisqu'il constitue l'unité structurale supérieure de l'édifice algérien.

Le Numidien a également été reconnu en Tunisie et son allochtonie démontrée, mais les auteurs, qui l'ont étudié, ont admis qu'il s'agissait de charriages locaux (Ch. Gottis, 1953a- G. Castany 1954, Ch. Gottis, 1962). Plus près de nous, G. Glaçon et H. Rouvier (1967) en établissent une stratigraphie précise.

En Tunisie, le Numidien couvre la Kroumirie et sa prolongation vers l'E, c'est-à-dire les Mogods, affleurant très largement au N de la ligne qui joint Bizerte à l'Est et Ghardimaou à l'Ouest.

Au Maroc, le Numidien est également bien connu depuis P. Fallot (1937), M. Durand Delga et M. Mattauer (1959) et une mise au point des connaissances actuelles figure dans M. Durand Delga, L. Hottinger et al.(1962).

En Espagne, et plus précisément dans le Campo de Gibraltar, les grès de l'Aljibe ont été reconnus en "tout point semblables au Numidien d'Afrique du Nord" (P. Chauve, 1962 p. 26I et 1966). Cet auteur distingue également l'unité dite de Paterna qui semble correspondre d'après les descriptions données à l'Oligocène, substratum de notre Numidien interne. J. Didon 1960-1962 cite également les grès de l'Aljibe supportés par l'Eocène de Benazaïna (unité de l'Aljibe) ou par des argilites vertes et rouges oligocènes (unité de Jimena) qui correspondent également au substratum de notre numidien interne. J. Didon (1962) p. 269, qualifie d'unités numidiennes les grès de l'Aljibe.

Cette énumération des régions où a été reconnu le Numidien ne serait pas complète si l'on ne mentionnait la Calabre. Les premiers, A. Caire et M. Mattauer (1960) indiquent de bons affleurements de Numidien à l'W de la route n° 106 entre le Cap Spartivento et Brancaleone Marina ainsi que dans la région de Plati. Ce Numidien s'étend suivant une direction approximativement appenninique de Canina à Potenza et correspond à la formation de Stigliano de R. Sellì (1962). Les grès sont mal consolidés et admettent un substratum d'A.S., ce qui nous conduit à les assimiler à notre Numidien interne.

Le Numidien a donc été reconnu sur près de 2.500 km, du Campo de Gibraltar jusqu'en Calabre en passant par le Rif marocain, l'Algérie, la Tunisie et la Sicile, c'est-à-dire suivant une bande approximativement E-W qui subit une courbure vers le Nord à ses deux extrémités (détroits de Gibraltar et de Messine).

En conclusion, le terme de Numidien a subi bien des vicissitudes. Il a été créé pour caractériser un étage de l'Eocène supérieur par E. Ficheur puis a été employé par J. Flandrin (1948) pour définir un faciès. Reconnu d'Andalousie jusqu'en Calabre, le Numidien a maintenant la signification d'une formation oligo-miocène qui possède des caractères lithologiques remarquablement constants sur près de 2.500 km. En Sicile, P. Broquet, A. Caire, G. Duée et R. Truillet 1963 a et b ont divisé ce Numidien en deux unités structurales, l'une interne largement charriée, admettant un substratum d'argiles varicolores à Tubotomaculum, l'autre externe, parautochtone. En 1967, P. Broquet et G. Duée ont caractérisé une nouvelle unité allochtone, structurellement et lithologiquement intermédiaire entre les précédentes et pour cette raison dénommée Numidien intermédiaire.

B) Historique relatif au Miocène inférieur, grés-micacé

Cette formation essentiellement développée au voisinage des monts péloritains apparaît au N de notre secteur d'étude près de Cefalu. Elle correspond à l'Eocène inférieur de E. Cortese (1882) aux conglomérats, grès grossiers etc... du Messinèse de L. Baldacci (1886) puis au Miocène inférieur de M. Limanowsky (1909); au Tertiaire post-orogène de Burckhardt (1952) qui démontre que cette formation repose sur le massif ancien des monts péloritains par l'intermédiaire d'un conglomérat basal épais de 400 m dont il fait une description pétrographique détaillée. On trouve ensuite des descriptions de cette série dans A. Jacobacci et G. Martelli (1953). L. Ogniben, qui l'appelle flysch de Reitano, constate que le faciès des grès est comparable à celui de la formation de Frazzano. E. Ceretti (1960) le dénomme formation de Pettineo d'âge helvétien-langhien. Dans les monts péloritains et les Nebrodi, R. Truillet (1961b) et G. Duée (1962) en font largement état. Tous ces travaux se situent en dehors de notre secteur d'étude dont les affleurements de Miocène grés-micacé, signalés sur la carte de L. Ogniben (1960), n'ont jusqu'à présent jamais été étudiés en détail. Dans un récent travail, P. Schmidt di Friedberg (1965) propose le terme de formation de Frazzano pour l'ensemble du Miocène grés-micacé de la Sicile nord-orientale.

Dans le domaine méditerranéen, ce Miocène grés-micacé correspond :

- à la partie supérieure de la nappe des Beni-Ider du domaine défini comme ultra-Rifain au Maroc (M. Durand Delga 1961, M. Durand Delga et al. 1962), et en Espagne méridionale (M. Durand Delga et M. Mattauer, 1960);

- à la série molassique de Medjana en Algérie (A. Caire, 1957) ou encore du Djebel Morissane ou du Nord-Constantinois. Selon E. Cortese (1882) et M. Limanowsky (1909), cette formation ressemble au "macigno" bien connu en Italie; cette assimilation est reprise par L. Ogniben (1960) qui écrit "que les grès sont entièrement semblables à ceux des arkoses des Péloritains et du macigno de Toscane".

Il nous paraît bien difficile de préciser si cette formation grés-micacée doit être appelée flysch ou molasse et nous y reviendrons ultérieurement.

C) Historique relatif au Miocène moyen-supérieur, molassique

Nous avons défini précédemment ce que nous appelons Miocène molassique. Cette formation qui débute peut-être dès le Burdigalien supérieur se développe essentiellement pendant l'Helvétien et le Tortonien. Elle correspond aux calcaires coralliens du Landro de L. Baldacci (1836) et comprend une grande partie du Miocène supérieur défini par cet auteur. Elle se rapporte également à la formation de Licata de L. Ogniben (1954) à la formation Barbara et San Cataldo de M.P. Marchetti (1956) et G. Flores (1959), au bioherm de Recallivo de F. Rigo de Righi (1957), à la molasse calcaire définie par R. Truillet (1961) dans les monts péloritains, et dans notre secteur d'étude, à la formation Terravecchia de P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri et G. Giannini (1960), P. Schmidt di Friedberg (1965). Le Cozzo Terravecchia se situe au confin méridional de notre région d'étude, 7 km au N de Santa Caterina Villarmosa; la première coupe en a été fournie par G. Flores (1959). Sur notre secteur d'étude proprement dit, jusqu'à présent, aucune coupe n'a été faite et à notre connaissance aucune étude géologique relative à cette formation molassique n'a été publiée.

D) Historique de la série à Gypse

Les marnes du Miocène supérieur (Tortonien et Messinien) sont suivies d'une série évaporitique essentiellement constituée de bas en haut par des diatomites appelées "Tripoli", des calcaires caverneux, du gypse et des intercalations marneuses. On remarque également du soufre. Cette série, signalée par L. Baldacci (1886), est surtout développée dans la Sicile méridionale où elle a été étudiée par un certain nombre d'auteurs. Nous citerons les principaux. R.B. Behrmann (1938) publie les résultats de ses levés dans la partie centro-méridionale de la Sicile. S. Motta (1951 et 1954) fournit des données de terrain sur la feuille au 1/100 000 de Caltanissetta (268-III-NW) c'est-à-dire au SE de notre secteur d'étude. L. Ogniben (1954a) démontre les relations qui existent entre les séries diatomitiques (Tripoli) et le volcanisme. Il en déduit que les diatomites se sont formées dans des bassins fermés contenant une eau tranquille; l'apport de la silice étant fourni par l'altération des tufs. Ensuite cet auteur en 1957 étudie la pétrographie de la série à gypse et en tire des conclusions d'ordre géologique. Ensuite G. Dessau, R. Confiantini et E. Tongiorgi (1959) étudient particulièrement le soufre et proposent une explication sur l'origine des gisements de soufre de Sicile. Ce problème est revu par G. Dessau (1961). R. Selli (1960) propose de créer un néostratotype du Messinien au Monte Pasquasia près de la ville d'Enna. La microfaune des échantillons prélevés par Selli a été étudiée par D'Onofrio (1964). Citons encore, les travaux de A. Decima (1964) qui a étudié le problème de la limite Miocène-Pliocène, et C. Roda (1967) qui a publié une étude très complète du Mio-Pliocène de la région d'Enna. Dans notre secteur d'étude, nous ne connaissons qu'une publication, due à A. Decima (1962) qui, juste au S des Madonies, 2 km au N E de Castellana Sicula, a démontré que les argiles grises sous-jacentes à la série à gypse de cette région n'appartenaient pas au Pliocène, comme l'avaient affirmé B. Accordi (1958) et B. Campisi (1958) sur la foi des déterminations de Lipparini et de Tamajo, mais au Tortonien élevé.

III) LE MIOCENE INFÉRIEUR

A) Etude de la formation de Reitano

Dans les Madonies, la formation de Reitano affleure (voir carte au I/100 000) au S de Cefalu dans les Contrade Pisciotto, Vadalara, à l'W du même village, dans les Contrade Cefalu, Culotta, Cerami, au Capo Plaia et au SW de Lascari au Poggio Morgifuto.

La formation marno-calcaire et tuffitique de Tusa, que nous avons décrite dans le chapitre de l'Eocène, passe en continuité et en concordance vers le haut à la formation de Reitano. Nous n'avons pas remarqué entre les deux formations le contact anormal indiscutable qui a été indiqué dans la région de Reitano par E. Ceretti (1960) et G. Duée (1962) et ensuite ignoré, à tort, par L. Ogniben (1964).

a) Description lithologique de la série-type

Il s'agit d'une série rythmique constituée d'une alternance de grès tendres, arkosiques micacés roussâtres à verdâtres en bancs de 1 décimètre à 1 mètre (ou parfois même quelques mètres) d'épaisseur, et d'argiles généralement calcaires (ou même parfois de marnes), noduleuses, gris-clair à gris-bleuté dont l'épaisseur est en général de 1 à 3 décimètres et excède rarement 3 décimètres.

Dans cette série rythmique, le faciès gréseux est donc plus développé que le faciès argileux ou marneux.

Les roches détritiques sont principalement représentées par des arkoses et des psammarkoses micacées (notation Michot, 1958).

Les feldspaths détritiques sont abondants et représentent 65 à 70 % de l'ensemble. Ils sont constitués de feldspaths potassiques (orthose et microcline) et de plagioclases dont les proportions relatives sont généralement variables. L'orthose présente fréquemment des phénomènes de perthitisation. Les plagioclases sont allongés, parfois zonés (faciès typique des roches magmatiques).

- Le quartz représente 25 à 35 % de la roche totale.
- Les phyllites sont représentées par de la muscovite, de la biotite parfois chloritisée. Les micas sont plus abondants lorsque le grain de la roche diminue. Ils représentent jusqu'à 10 % de la roche totale.
- Accessoirement, on rencontre de la calcite authigène et des minéraux comme le zircon et l'épidote.

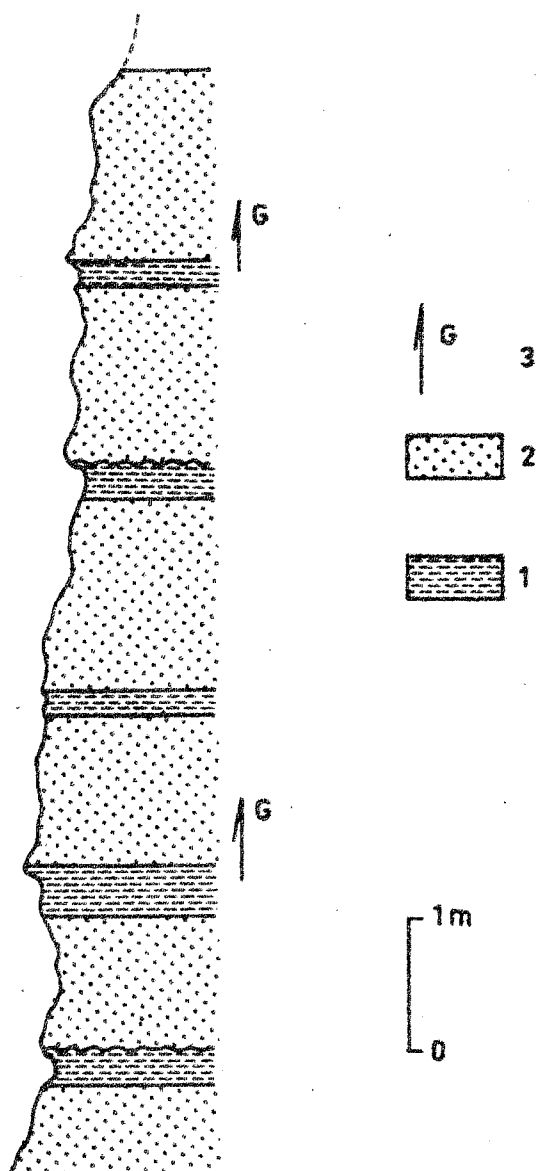


fig. 126 Séquences argilo-gréseuses de la formation de Reitano

- I - argiles, argiles calcaires ou marnes;
- 2 - grès généralement grossiers, arkosiques, micacés;
- 3 - la flèche indique un gradoclasement vertical.

- Age de la formation de Reitano

Les échantillons que nous avons récoltés se sont presque toujours avérés azoïques. Ils ont fournis à J. Magné qui les a étudiés, de rares Globigérines et des Arénacés sans valeur. Un seul étage a pu être identifié, il s'agit de Burdigalien et les échantillons prélevés se situaient dans le tiers inférieur de la série.

Il paraît difficile de fixer l'âge exact de cette formation que nous avons toujours située dans l'Oligo-Miocène. La limite inférieure est définie par la sous-jacente formation tuffitique de Tusa qui est peut-être à rapporter à l'Eocène supérieur, comme l'a écrit L. Ogniben (1964), mais que nous considérons plutôt comme faisant partie de l'Oligocène (voir chapitre de l'Eocène et de l'Oligocène). Ainsi la formation de Reitano débiterait au mieux dans l'Oligocène moyen-supérieur, et nous pensons qu'elle commence en réalité au Miocène inférieur. Cependant, nous n'avons pas de preuves paléontologiques, c'est pourquoi, nous fournirons celles que nous avons pu trouver dans la littérature géologique.

En 1960, dans les monts Nebrodi, E. Ceretti a défini deux formations, l'une conglomératique (formation de Caronia, l'autre grés-argileuse (formation de Pettineo). L'ensemble correspond à notre formation de Reitano ainsi baptisée, dans les Nebrodi, par L. Ogniben (1960). E. Ceretti admet que la formation de Caronia doit constituer le substratum de la formation de Pettineo et il indique les microfaunes suivantes :

Formation de Caronia :

Glomospira cf. charoïdes (JON. et PARK.)

Cyclammina sp.

Ammodiscus sp.

Bulimina cf. jarvisi CUSH et PARK

Anomalina cf. alazanensis NUTT.

Planulina cf. marialana HADLEY

Selon E. Ceretti il s'agirait d'Oligocène supérieur ou de Miocène inférieur :

Formation de Pettineo :

Spiroplectamina sp.

Chiloguembelina sp.

Bolivina cf. plicatella CUSH

Bulimina cf. alsatica CUCH et PARK

Uvigerina sp.

Gyroïdina laevigata d'ORB

Globigerina cf. bulloides d'ORB

Globigerina triloculinoides PLUMMER

Globorotalia scitula (BRADY)

Cibicides sp.

E. Ceretti attribue cette association au Langhien-Helvétien.

En 1960, L. Ogniben écrit :

" Les restes d'organismes consistent en une microfaune arénacée ou surtout planctonique, peu abondante, dans les argiles et les marnes et en débris de Foraminifères remaniés dans les grès. La microfaune arénacée avec quelques Globigérines des niveaux inférieurs indique un âge oligocène et plus haut miocène inférieur, tandis que dans les niveaux plus élevés on trouve une microfaune caractérisée par : Orbulina universa, Globigerina bulloides, Globigerinoides sacculifer, Globigerinoides dinapoli, Globoquadrina altispira, Globorotalia scitula ventriosa d'âge vraisemblablement helvétien".

En conclusion, il est probable que la formation se développe essentiellement pendant le Miocène inférieur et moyen (Aquitaniens-Burdigaliens-Helvétiques). Il semble difficile de préciser la limite inférieure qui se situe peut-être dans l'Oligocène.

b) Flysch ou molasse

Le problème a déjà été posé et évoqué par A. Caire (1967, p. 550-551). Les auteurs se rangent en deux catégories, certains qualifient la formation de

Reitano de flysch (L. Ogniben, 1960), d'autres de molasse (A. Caire et M. Mattauer, 1960). Hors de Sicile le problème est semblable; pour M. Durand Delga (1961 -c) la formation de Reitano est l'homologue de la formation des Beni-Ider (Maroc) qu'il nomme flysch mais que M. Mattauer (1961) appelle molasse.

C'est un problème très difficile, en effet si la formation de Reitano présente les caractères d'un flysch, à savoir : rythmicité des sédiments alternativement grossiers et fins, figures de base des bancs, granoclassement etc... elle n'en révèle pas moins l'aspect pétrographique d'une molasse. Comme l'indique A. Caire 1961 p. 550 "si l'on prend le terme de molasse dans son sens primitif, il s'agit, comme vient encore de le rappeler R. Trümpy (1960) de grès tendres avec ciment argileux et calcaire et c'est exactement ce caractère qui distingue l'Oligo-Miocène molassique de son contemporain numidien".

Le problème se complique encore si l'on considère l'évolution pétrographique dans l'espace, de la formation de Reitano, à partir de son domaine nourricier, c'est-à-dire les monts péloritains (P. Broquet A. Charlet 1965). Sur les monts péloritains il s'agit d'une "molasse calcaire" (R. Truillet 1961) or, lorsque l'on se dirige vers l'intérieur du bassin, la formation devient rythmique, moins grossière et moins calcaire, les grès demeurent cependant toujours tendres et arkosiques.

Il nous semble bien difficile de préciser si cette formation grésomica-cée doit être qualifiée de flysch ou de molasse. Cette définition, à notre avis, dépend essentiellement de la reconstitution paléogéographique. S'il s'agit d'un bassin fermé, amygdalaire, intra-péloritain, comme nous l'entendons depuis 1963 (P. Broquet, A. Caire, G. Duée et R. Truillet) bordé au N à l'W et au S par le vaste sillon numidien, alors, le terme de molasse se justifie en considérant qu'il s'agit d'un bassin de type paralique. Par contre, le terme flysch ne pourrait s'appliquer que dans la mesure où la formation de Reitano se déposerait dans un vaste sillon situé au N du sillon numidien. Ces sillons subissant des évolutions parallèles, on conçoit alors que, dans les 2 cas, on utilise le terme de flysch pour caractériser les sédiments s'y déposant.

Tout ceci exprime bien les difficultés que l'on rencontre parfois à employer les termes de flysch et de molasse.

B) Le flysch numidien grés-argileux

"On reconnaît bien, même à distance; les affleurements des couches à faciès numidien proprement dit. Les argiles et marnes forment facilement des coulées boueuses. Les versants glissent lentement par une sorte de reptation... Les grès se présentent en barres rocheuses souvent déchiquetées. Ils fournissent des éboulis qui se dispersent rapidement sur les pentes argileuses et descendent sur les talus à très faible déclivité, jusqu'à de très longues distances des reliefs nourriciers. Les éboulis gréseux se couvrent de patines diversement colorées."

Cette description empruntée à A. Caire (1957 p. 423-424) relative à la région des Biban (Algérie), s'applique parfaitement à la Sicile, ce qui prouve la parfaite ressemblance des paysages du Numidien, qu'ils soient algériens, tunisiens ou siciliens (et peut-être marocains et espagnols, mais ne les connaissant pas, je ne peux en juger).

Nous verrons ultérieurement que cette analogie est également valable tant en stratigraphie qu'en tectonique.

I° Le flysch numidien externe

- Etablissement de la série stratigraphique

Le flysch numidien est difficile à étudier, il est monotone comme tous les flyschs, et affecté d'une tectonique tangentielle ou cassante qui perturbe la série et complique à souhait l'investigation géologique. Ceci explique peut-être pourquoi la série lithologique et stratigraphique n'avait jamais été établie. L. Ogniben (1960) avait très justement signalé que le flysch numidien comportait : "une zone inférieure principalement argileuse, puissante de 600 à 700 m, une zone moyenne aussi épaisse avec d'abondantes strates de grès quartzeux et une zone supérieure à nouveau argileuse, soit au total 1600-2000 m", ce qui s'avère exact (quoique l'épaisseur fournie soit ^{discutable} ~~discutable~~) mais assez évident dans la mesure où la base et le sommet de la formation apparaissent clairement sur le terrain et se montrent essentiellement argileuses, ce qui

permet de déduire que la série gréseuse doit se situer entre les deux. Je rappelle que "la zone inférieure principalement argileuse" a été étudiée dans le chapitre oligocène (flysch argilo-gréseux numidien).

Je me suis donc attaché pendant des mois de travail sur le terrain à reconstituer la série lithologique et stratigraphique de la partie moyenne de la série puis j'ai étudié ses rapports avec les séries essentiellement argileuses supérieures et inférieures. Les principaux résultats ont été publiés (voir P. Broquet 1964 a, 1967 a et b), j'ai également fourni une figure représentant la série stratigraphique du Numidien externe dans les Madonies occidentales expliquant ses relations avec le Panormide, le Numidien interne et le Tortonien (livret-guide d'excursion géologique en Sicile par P. Broquet, A. Caire, G. Duée, G. Mascle et R. Truillet, 1967 - voir fig. 24).

Pour reconstituer cette série stratigraphique j'ai dû faire de très nombreuses coupes; il serait fastidieux pour le lecteur que j'énumère toutes ces coupes qui montrent constamment une alternance grès-argile. Je me contenterai donc de fournir les coupes principales et conclurai par une coupe synthétique reconstituée.

- Problème de la limite inférieure

a) Coupe du Cozzo Cavolino

Le Cozzo Cavolino se trouve sur la carte au I/25 000 de San Mauro Castelverde (F n° 260 IV-SE) au NW de Geraci Siculo et à proximité du Vallone dei Molini. Nous avons déjà signalé cette coupe (P. Broquet, 1962) qui nous semble capitale car elle démontre clairement les rapports qui existent entre le Numidien externe et le Panormide. Elle nous montre en effet, de bas en haut (fig. I27)

- 1 - des dolomies très cristallines, grises à blanchâtres (Trias supérieur du Panormide);
- 2 - des calcaires et marno-calcaires parfois schistifiés (faciès "Scaglia") du Paléocène-Eocène inférieur qui reposent normalement et transgressivement sur le Panormide, j'ai fourni (p. 219) la description détaillée de cette série); épaisseur 22 m. On y rencontre une microfaune essentiellement représentée par :

Globorotalia aragonensis NUTTAL, Globorotalia crassata (CUSH.), Globorotalia centralis CUSH et BERMUD.

ainsi que des Globigérines en très mauvais état;

- 3 - un puissant conglomérat (20-25 m) (voir Pl. I2-haut), formé à la base (3a) d'éléments de petite taille (quelques centimètres à quelques décimètres), généralement bien arrondis ce qui justifie le terme de conglomérat. Les galets sont unis par un ciment calcaire et offrent des faciès calcaires et dolomitiques bien connus dans le Panormide (Trias à Jurassique supérieur). Quelques galets de faciès "Scaglia" contiennent des Globotruncana du Crétacé supérieur ou des Globorotalia du Paléocène-Eocène inférieur. Vers le haut (3b), les éléments sont parfois bien roulés mais généralement anguleux, ils sont de tailles très diverses allant de quelques centimètres à des blocs de plus d'un mètre de long, ils baignent dans un ciment argileux; il s'agit d'argiles tabac bien connues dans le flysch numidien;
- 4 - des argilites finement schisteuses, très indurées (ce sont presque des schistes), contenant des bancs assez fréquents de grès fins, quartzeux d'une épaisseur de l'ordre du décimètre. D'une puissance de 200 mètres, ces argilites contiennent des lentilles de brèches ou conglomérats situées à 70 m de la base de la série dans laquelle ils s'interstratifient;
- 5 - des grès qui succèdent aux argilites. Il s'agit de grès grossiers mal classés, en gros bancs contenant de rares dragées de quartz; nous les décrivons dans la coupe du Vallone dei Molini. Ils constituent la base du flysch numidien grés-argileux.

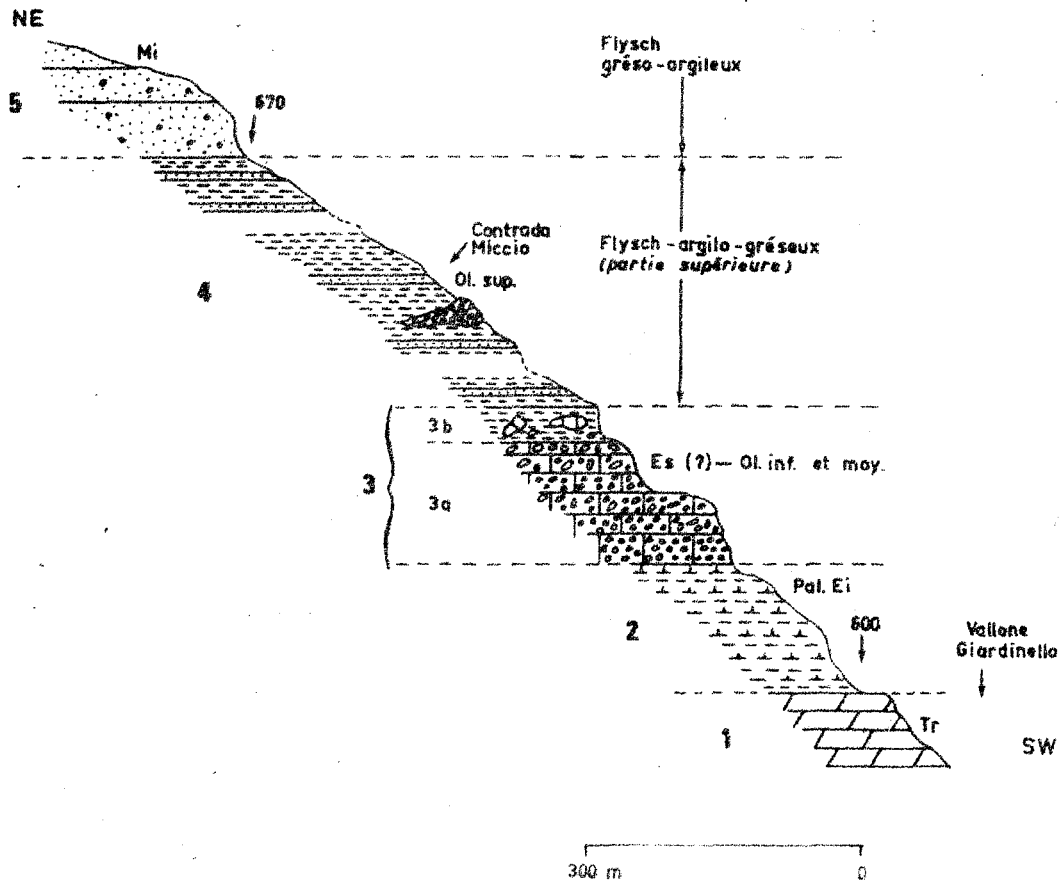


fig. I27 Coupe du Cozzo Cavolino. Légende dans le texte.

- Interprétation de cette coupe

L'interprétation de cette coupe est très importante. En effet, le Panormide reposant indiscutablement en contact anormal sur le Numidien argilo-gréseux qui nous a toujours fourni une microfaune oligocène (voir le chapitre de l'Oligocène) supporte ici un Numidien et la coupe prouve que le contact, entre le Panormide et ce Numidien, est normal. De quel Numidien s'agit-il ? Quel est son âge ? Quelle valeur faut-il attribuer au conglomérat ?

A notre avis, il s'agit du Numidien externe et plus précisément d'un flysch argilo-gréseux (niveau 4 de la coupe) qui constitue la partie supérieure du flysch numidien argilo-gréseux décrit dans le chapitre de l'Oligocène, notamment dans le Vallone della Mora. On ne peut, en effet, pour des raisons que nous évoquerons ultérieurement, admettre que ce flysch argilo-gréseux constitue l'équivalent du flysch argilo-gréseux oligocène. D'ailleurs nous avons écrit en 1962 p. 741 que "ces argiles de base de la série du Cozzo Cavolino ne pouvaient être mises en corrélation avec leur homologue de la série liée au Complexe de base", c'est-à-dire à la zone de Sclafani. A notre avis, elles correspondent donc à la partie supérieure de la série du Vallone della Mora, les preuves paléontologiques ne sont pas suffisantes pour affirmer ce point de vue, mais nous tenterons de le justifier ultérieurement par l'étude du Numidien intermédiaire. En accord avec L. Ogniben (1960) et contrairement à ce qu'ont écrit P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri et G. Giannini (1960) E. Ceretti (1962) etc... nous avons donc tendance à admettre que le Panormide s'est "interstratifié" dans le flysch Numidien dont l'âge est ici, sur la nappe, probablement oligocène supérieur, mais peut-être déjà miocène très inférieur. Quant au conglomérat que j'avais signalé à la base du flysch numidien en 1962, sans toutefois écrire qu'il indiquait une transgression, je l'interprète comme un conglomérat lié au Panormide avec laquelle il aurait été passivement transporté (conglomérat à ciment calcaire), il aurait ensuite été remanié sur place par le flysch numidien argilo-gréseux dans lequel il s'est inclus, il s'agit alors de blocs étrangers au flysch, c'est-à-dire d'un wildflysch. Les lentilles conglomératiques que l'on trouve dans les argilites, 70 m au dessus de la base de la série, prouvent la réalité de ce "wildflysch" dont je fournirai quelques coupes. Cependant, il

semble important de distinguer le conglomérat lié aux calcaires du Panormide et faisant partie de ce Panormide (voir la coupe du Cozzo Cavolino) des blocs resédimentés, éboulés ou écroulés dans le flysch argilo-gréseux et emballés dans ce flysch (par exemple ceux qui se trouvent 70 m au dessus du conglomérat du Cozzo Cavolino).

Le premier auteur à signaler ce wildflysch est M.M. Blumenthal (1929) qui le définit comme "un conglomérat grossier à blocs qui apparaissent comme en fenêtre sur le versant SW du Monte San Salvatore sous les grès quartzeux et sont intercalés de façon très nette dans les argiles brunes; celui-ci semble être étroitement lié au Tithonique sous-jacent au Monte Scalone. L'hypothèse qu'il s'agit de produits de réélaboration de la formation jurassique est la plus probable". Les observations de M. M. Blumenthal sont excellentes et ses déductions, toujours valables ont été reprises et développées par L. Ogniben en 1960 et surtout en 1963 dans une publication très complète. Cet auteur y décrit parfaitement le wildflysch mais ne s'intéresse pas au conglomérat lié au Panormide qu'il signale cependant sous le terme de "brèche du Cozzo San Giorgio". Les auteurs suivants : B. Accordi (1958-1959), B. Campisi (1958), signalent brièvement le wildflysch, quant à P. Schmidt di Friedberg (1959) et P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri et G. Giannini (1960), ils indiquent un conglomérat qui prouverait le caractère transgressif du flysch numidien dans la région "de la Portella di Mandarinini (6 km environ au N de Petralia) où des blocs calcaires de dimension variant entre quelques mètres cubes et la taille d'une colline se trouvent emballés dans les sédiments argileux de la formation Collesano. La présence dans cette zone d'importants phénomènes tectoniques (linee di disturbo) empêche de distinguer si l'on se trouve en face d'un phénomène exclusivement tectonique, de type mylonite, ou d'un dépôt de type wildflysch". En 1962, P. Schmidt di Friedberg reprend des arguments semblables mais signale "que l'on rencontre parfois des intercalations de sédiments type wildflysch".

b) Coupe de la Contrada Cella

La Contrada Cella se situe dans l'angle NE de la feuille au I/25 000 de Polizzi Generosa (n° 260-III-NW). Cette coupe nous montre de bas en haut (fig. I28 et I29) :

- I - des argiles noires oligocènes (flysch argileux à rythmes occultes) sur lesquelles reposent, en contact anormal;
- 2 - des calcaires dolomitiques, azoïques, gris-clair (2a), du Panormide probablement d'âge jurassique, qui passent normalement vers le haut à un conglomérat (2b) à galets calcaires et dolomitiques de petite taille, parfois très anguleux qui donne alors à l'ensemble l'aspect d'une brèche. Les éléments du conglomérat ou de la brèche sont solidement soudés par un ciment calcaire. Age : Eocène supérieur - Oligocène inférieur et moyen;
- 3 - plus de 20 m d'argilites très schisteuses, gris-clair en patine (3a), noires en cassure, à rares strates de grès quartzeux fins, qui reposent normalement sur le conglomérat et contiennent à leur base des blocs de quelques décimètres cubes à plusieurs mètres cubes de calcaires dolomitiques ou de conglomérats à ciment calcaire à encroûtements ferrugineux (3a), puis des conglomérats très épais à blocs mal classés, de toutes tailles, à ciment calcaire ou argileux (3b) et enfin un niveau bréchique discontinu épais de quelques mètres (3c);
- 4 - des grès grossiers à rares dragées de quartz qui constituent la base du flysch numidien gréso-argileux, probablement du Miocène inférieur.

c) Le conglomérat du Monte Scalone

Le conglomérat (2b) décrit à la Contrada Cella réapparaît au Monte Scalone (fig. I30 et figure ~~panormique~~ ^{panormique} n° 239) où nous l'avons étudié. En cet endroit, il a plus de 100 m d'épaisseur et repose sur les dolomies du Monte Scalone. Il s'agit d'un conglomérat à ciment calcaire gris ou jaunâtre, parfois gréso-calcaire, légèrement glauconieux par places, à éléments plus ou moins roulés de quelques centimètres à plusieurs mètres de long. En moyenne la

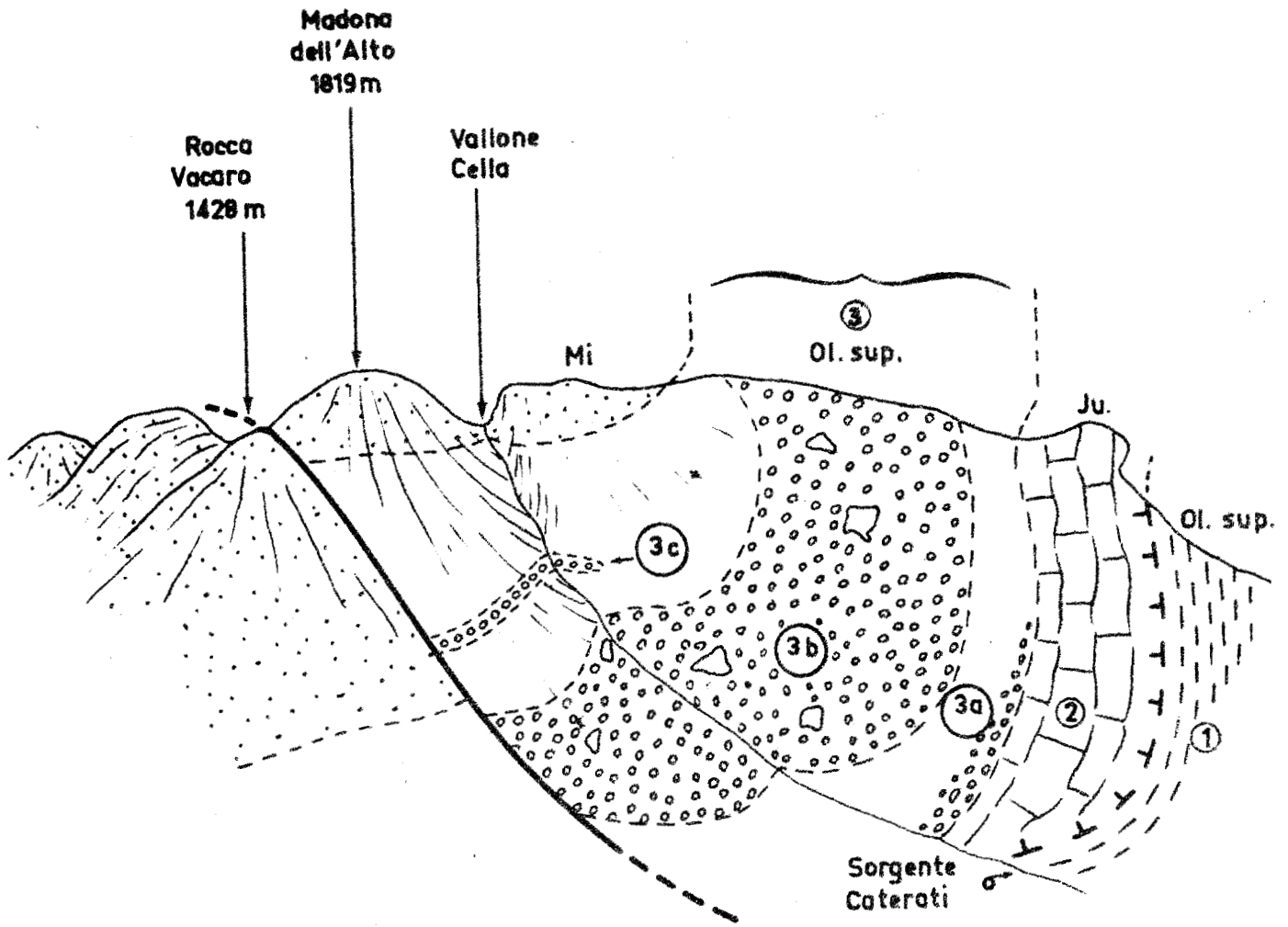


fig. 128 Contrada Cella vue du SW à la cote I237.
Légende dans le texte.

taille des blocs ou galets est de 30 cm. Là où je l'ai observé les galets sont calcaires et pour la plupart proviennent du Jurassique du Panormide. On trouve au dessus du conglomérat, dans les argilites numidiennes, quelques

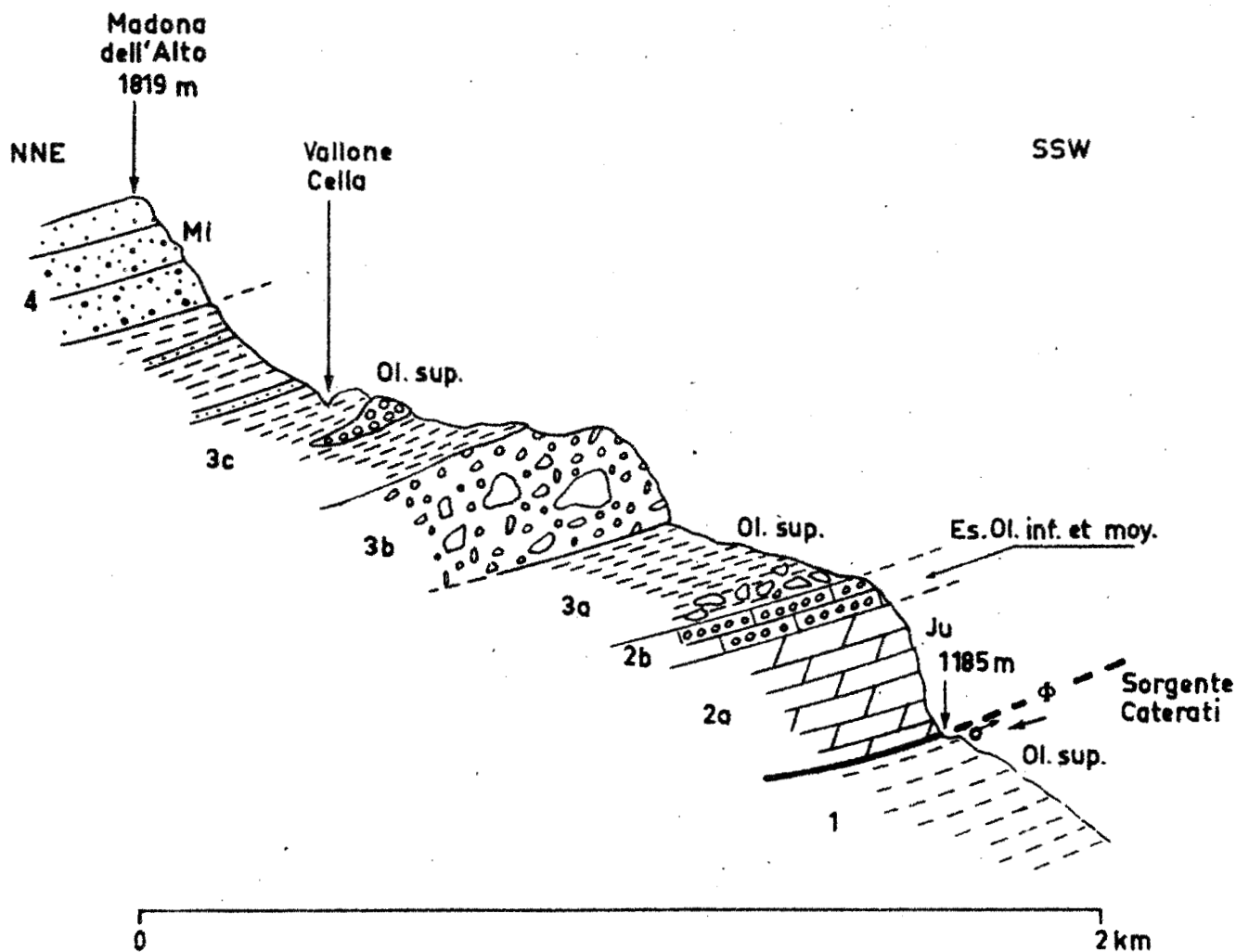


fig. I29 Coupe de la Contrada Cella.
Légende dans le texte.

galets ou blocs disséminés dans les argilites du flysch, on les observe très bien dans le Vallone degli Angeli. Les éléments des conglomérats sont peu roulés,

ce qui pourrait s'expliquer par une érosion rapide de reliefs importants suivie d'une sédimentation brutale.

Il semble intéressant de noter la répartition du conglomérat sur le Panormide. On le rencontre dans la région de Gratteri où il n'est repré-

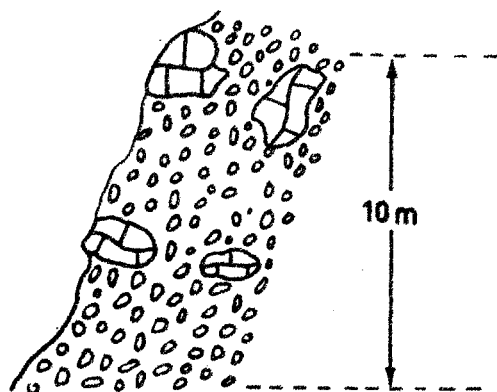


fig. 130 Le conglomérat du Monte Scalone.

senté que par quelques galets isolés puis il s'accroît faiblement en épaisseur vers le Sud-Est (Cozzo Cavolino) où il atteint 25 m d'épaisseur, puis d'importantes failles de direction NE-SW à regard sud le font disparaître en profondeur dans la région de Geraci. Plus au Sud il réapparaît et son épaisseur est alors maximale, par exemple au Monte Scalone où il repose sur des dolomies du Panormide. De même, au voisinage du Monte Scalone, au Monte San Salvatore, il a été signalé par P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri et G. Giannini (1960).

d) Conclusions

Les conglomérats que nous avons décrits au Cozzo Cavolino ou au Monte Scalone reposent indiscutablement sur le Panormide. A notre avis, ils sont venus avec le Panormide et, au même titre, seraient "intercalés" dans la partie supérieure du flysch numidien argilo-gréseux. Je n'ai trouvé dans le ciment qu'un Gastropode, des restes de Mollusques, Algues, Coraux, Crinoïdes (au Cozzo Cavolino) et quelques Globigérines et Miliolidés (au Monte Scalone) ce qui ne permet pas de fixer un âge. Celui-ci, ne peut cependant se situer qu'entre l'Eocène inférieur, sur lequel il repose au Cozzo Cavolino, et

l'Oligocène supérieur et je pense qu'il s'agit d'un équivalent en âge de la formation éocène supérieur-oligocène décrite à Gratteri (voir chapitre de l'Oligocène). En conséquence je leur attribue un âge éocène supérieur, Oligocène inférieur et moyen, ce qui coïncide, me semble t-il, avec les idées émises par L. Ogniben (1960) qui écrit que l'âge de la brèche du Cozzo San Giorgio "est probablement oligocène".

Peut-il s'agir d'un conglomérat de transgression du flysch numidien qui serait, dans ce cas, charrié au même titre que le Panormide ? Je ne le pense pas, quoique les coupes du Cozzo Cavolino et du Monte Scalone puissent le laisser supposer. Il semble plutôt que le conglomérat, transporté passivement avec le Panormide, ait ensuite été remanié sur place et resédimenté au même titre que des blocs de dolomies ou de calcaires du Panormide, pour former un wildflysch. On peut observer ce wildflysch en de très nombreux endroits, par exemple, dans la Contrada Cella ou 4 km au SW du Cozzo Cavolino, sous le Pizzo di Corco (fig. I3I) où l'on voit très clairement de gros blocs de brèches ou de conglomérats du Panormide, emballés dans les argilites numidiennes (voir également la Pl. I2- bas)

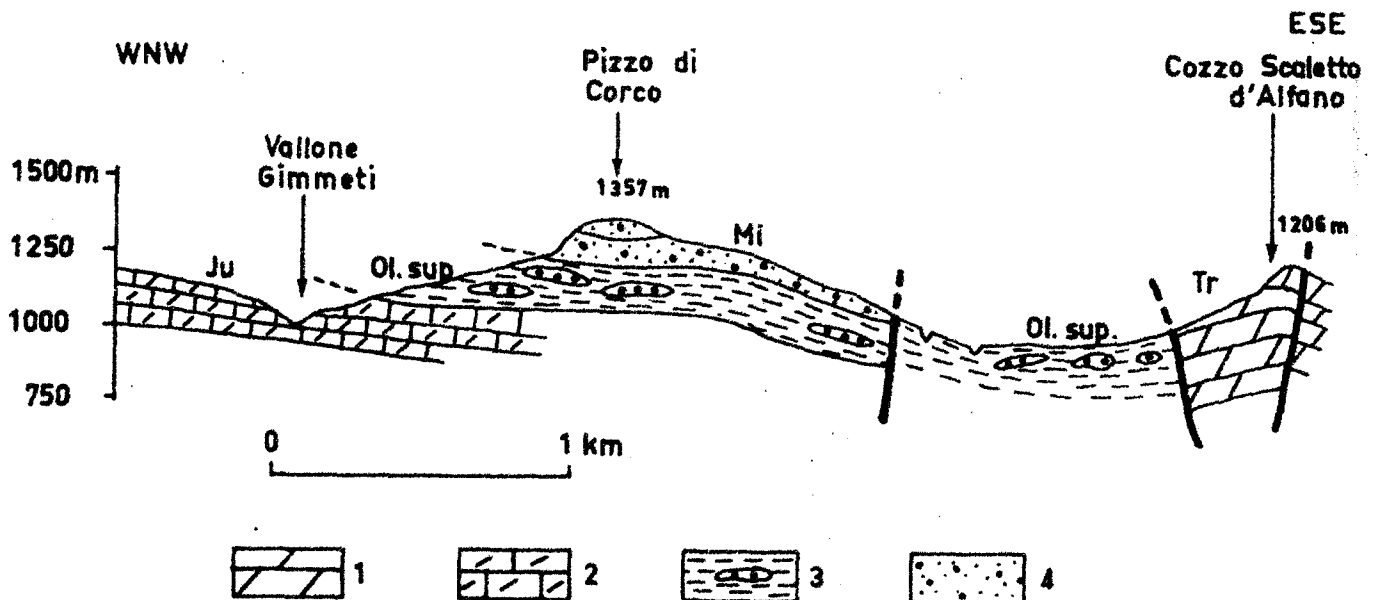


fig. I3I Coupe du Pizzo di Corco.

- 1 - Dolomies triasiques du Panormide;
- 2 - calcaires dolomitiques du Jurassique;
- 3 - argilites constituant la partie supérieure du flysch numidien argilo-gréseux avec des blocs resédimentés = wildflysch;
- 4 - grès grossiers de la base du flysch numidien grésio-argileux.

Mais ceci peut également se constater à la Portella di Colla, à la Portella Mandarinini, à la Contrada Dompiddu, au Pizzo Sant'Otiero etc... c'est-à-dire dans l'angle SW de la feuille au 1/25 000 de San Mauro Castelverde où L. Ogniben (1963) a étudié ce wildflysch très en détail.

Le conglomérat à ciment calcaire a pu être remanié sur place, ce qui expliquerait, au Cozzo Cavolino, par exemple, qu'il puisse acquérir progressivement un ciment argileux. Mais ceci est exceptionnel, en général, il est resédimenté en bloc dans les argiles numidiennes, il est donc étranger à ce matériel numidien et il s'agit bien d'un wildflysch, ainsi comme je l'écrivais en 1964 p. 149 "on peut formuler l'hypothèse selon laquelle le Panormide formant un relief dans le bassin numidien a probablement subi l'action érosive des courant marins, ce qui expliquerait, par suite de glissements, écroulements ou éboulis, la présence de conglomérats et de brèches à blocs parfois énormes à la base du Numidien supra-panormide". Mais la question importante est de savoir si ce relief aérien, ou plus probablement sous-marin, a alimenté ce wildflysch lorsqu'il était "en place" ou après avoir été charrié. Bref, le wildflysch a-t-il été transporté passivement avec son substratum panormide ou s'est-il formé après le charriage de celui-ci ? Tout comme L. Ogniben (1960-1963) nous choisissons la second hypothèse et tenterons de la justifier dans le chapitre tectonique mais il faut bien reconnaître que nous ne possédons pas, à ce sujet, des certitudes absolues. D'ailleurs, il est bien évident que notre explication relative au wildflysch ne permet pas de résoudre le problème de l'âge du charriage du Panormide. Elle est surtout valable dans le cas où le Panormide se mettrait en place à l'Oligocène supérieur. Mais elle pourrait également convenir dans la mesure où le Panormide serait charrié au Miocène, après le dépôt du Numidien

- La série stratigraphique du Numidien grés-argileux

a) Coupe du Vallone dei Molini

Cette coupe complète celle du Cozzo Cavolino, en effet, le Vallone dei Molini se trouve sur la feuille au 1/25 000 de San Mauro Castelverde, 4 km au NW de Geraci Siculo, juste au N du Cozzo Cavolino. La coupe a été commencée au Cozzo Cavolino en suivant une direction SW-NE puis complétée par le flysch grés-argileux, en suivant le cours du Vallone dei Molini. Elle nous montre de bas en haut (fig. I32) :

- 1 - des dolomies du Panormide suivies par des calcaires et calcaires marneux du Paléocène-Eocène inférieur (épaisseur 22 mètres sur lesquels repose le conglomérat que nous avons décrit au Cozzo Cavolino; épaisseur 20 mètres;
- 2 - des argiles schisteuses à bancs de grès quartzeux fins, du flysch numidien argilo-gréseux (AGI); une lentille conglomératique (wildflysch) se situe à 70 mètres de la base; épaisseur 200 mètres;
- 3 - les argiles schisteuses passent brutalement à des grès quartzeux en gros bancs (1,5 m à 4 m) alternant avec de minces niveaux d'argiles sableuses à la base; puis les niveaux de grès deviennent plus minces (2 à 5 cm) et alternent avec des argiles (au total quelques mètres d'épaisseur). Ensuite, les intercalations argileuses cessent et la série devient uniquement gréseuse et formée de bancs de grès grossiers dont l'épaisseur est généralement de l'ordre d'1 m à 1,5 m mais peut atteindre 4 ou 5 m. Le pendage de la série varie entre 20 et 25° NE. Les grès quartzeux, à texture désordonnée, sont formés de grains de quartz arrondis, fins et grossiers et non classés. On observe de gros grains, peu nombreux, dont la taille maximale est de 1,5 mm, noyés dans une masse de grains plus fins. On ne rencontre que de rares dragées de quartz de grosse taille (1 à 2 cm). L'étude microscopique révèle un accroissement secondaire des grains de quartz, résultant d'une cimentation des grès que l'on pourrait alors qualifier de grès quartzites. L'épaisseur mesurée de la série est de 210 à 240 m, mais elle se trouve en contact par faille avec la série du Cozzo Cavolino et il est difficile d'estimer l'épaisseur exacte qui est donc supérieure à 210 mètres. Comme l'épaisseur de ce niveau dans la série que nous décrirons ensuite atteint au moins 500 m, on peut donc affirmer, pour la coupe du Vallone dei Molini, que l'épaisseur réelle de la série gréseuse (GI) est comprise entre 210 et 500 mètres. Elle s'est avérée azoïque;
- 4 - les grès passent à des argiles schisteuses (0 à 5% Co₃Ca), noires ou tabac (AI) qui présentent à leur base de nombreuses intercalations de grès quartzeux fins, peu épais (10 cm), se raréfiant vers le sommet de la série où ils deviennent plus grossiers et micacés. Les argiles supérieures sont très noires schisteuses et écailleuses, elles se débitent fréquemment en ovoïdes. Le pendage augmente du Sud vers le Nord et varie de 25° à 35° NE. L'épaisseur est de 240 à 260 m, mais là encore elle est inférieure à la réalité car la série butte sur une faille inverse à proximité du Fiume Pollina

(voir P. Broquet, 1962). L'épaisseur réelle comme nous le verrons ensuite est de l'ordre de 400 mètres. La plupart des lavages étudiés ne contenaient que de rares débris pyriteux, quelques grains de glauconie, des quartz émoussés luisants ou même ronds-mats (éoliens); quelques uns ont fourni des Foraminifères souvent en mauvais état mais où J. Magné a pu reconnaître quelques Arénacés des Globigérines des Globorotalia etc... Citons :

Globorotalia mayeri CUSH. et ELL.

Globigerinoïdes trilobus REUSS

Orbulina suturalis BRÖNNIÖRANN

Ammodiscus

Haplophragmoïdes

ainsi que des Radiolaires, dents de poissons, restes de Mollusques etc... Cette association indiquerait un Burdigalien déjà élevé.

b) Coupe de San Mauro Castelverde à Pollina

La coupe du Vallone dei Molini s'avère incomplète. La meilleure série que nous ayons pu réaliser se développe entre les villages de San Mauro Castelverde et Pollina sur la feuille au I/25 000 de Castelbuono (n° 260-IV-NE). Partant du Cozzo Cipollazzo, on se dirige vers l'Ouest en passant par le Pizzo del Demonio. Au niveau du Fiume Pollina on opère une translation vers le Nord-Est en suivant le cours du fleuve et en se maintenant dans la direction des couches afin de prolonger la coupe au niveau de la Montagnola que l'on traverse en suivant une direction SE-NW. On continue ensuite la coupe en suivant une direction S-N pour atteindre le village de Pollina; on termine la coupe en allant un peu au delà de ce village vers le NNE. La coupe est très longue (10 km environ), difficile d'accès et certains passages sont pénibles car les dénivellations sont très fortes, mais c'est à ma connaissance, la coupe la plus complète qui existe dans le flysch numidien externe. Nous l'avons déjà publiée (P. Broquet 1964 a); elle nous montre (fig. I32) :

I - des calcaires et calcaires marneux du Paléocène-Eocène inférieur. Nous avons décrit cette série dans le chapitre relatif à l'Eocène (coupe du Cozzo Cipollazzo). Epaisseur 65 mètres;

- 2 - des argiles schisteuses noirâtres, puis tabac, renfermant de rares niveaux de grès quartzeux fins d'une épaisseur de l'ordre du décimètre. Il s'agit de la partie supérieure du flysch numidien argilo-gréseux, dans lequel vers le haut les bancs de grès deviennent plus nombreux, plus épais et plus grossiers. Epaisseur 200 à 250 mètres.
- 3 - sur les argiles vient un ensemble de grès quartzeux compacts, stratifiés, en bancs de plusieurs mètres à quelques décimètres d'épaisseur (G1). Il s'agit de la base du Numidien grés-argileux. Les grès ont une granulométrie très variable, ils sont fins à grossiers et on y rencontre principalement dans les niveaux inférieurs de nombreuses dragées de quartz, éolisées, d'une taille de 1 à 2 centimètres. En dehors de cette coupe, ces niveaux sont bien visibles dans la région de Cefalu, Gibilmanna, Finale, San Mauro Castelverde, Geraci Siculo et peuvent, dans certains cas, prendre l'aspect d'un micro-conglomérat épais de plusieurs mètres. On peut l'observer par exemple près de l'observatoire géophysique de Gibilmanna dans la région du Pizzo San Angelo (1081 m). Ces grès à dragées sont accompagnés de galets mous formés d'argiles numidiennes et sont suivis de grès moins grossiers toujours mal classés et à texture désordonnée. La glauconie est toujours rare. Dans les grès s'intercalent de minces strates argileuses qui prennent de l'importance vers le sommet de la séquence. L'épaisseur est d'environ 500 mètres, peut-être même un peu plus;
- 4 - les grès passent progressivement à un ensemble argilo-gréseux où les strates argileuses plus épaisses alternent régulièrement avec des bancs de grès quartzeux fins (AG2). Les argiles de couleur brune ou tabac, souvent écaillues, sont riches en oxyde de fer. L'épaisseur est de 220 à 250 m;
- 5 - ces argiles sont suivies par des grès fins à grossiers en gros bancs, alternant avec des niveaux plus minces d'argiles brunes (G2). Epaisseur 150 à 200 mètres;
- 6 - sur les grès viennent des argiles brunes ou tabac avec intercalations de grès quartzeux fins, vers la partie supérieure, ces argiles deviennent plus calcaires pour atteindre jusqu'à 48 % de Co_3Ca (AG3). Epaisseur 550 mètres environ;
- 7 - la série se termine sous le village de Pollina par des grès quartzeux moyens à grossiers en gros bancs avec dragées de quartz. Cet ensemble gréseux (G3), épais de 120 mètres environ, présente une intercalation argilo-gréseuse de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Sur les grès supérieurs repose le Numidien intermédiaire charrié.

En conclusion, le flysch numidien grés-argileux externe de la région de Pollina (3 à 7) présente une épaisseur totale de l'ordre de 1600 mètres. L'âge reste à préciser à la base; il s'agit très probablement du Miocène basal. Quant à la partie supérieure, elle a fourni des Foraminifères planctoniques qui selon J. Magné caractériseraient le Burdigalien.

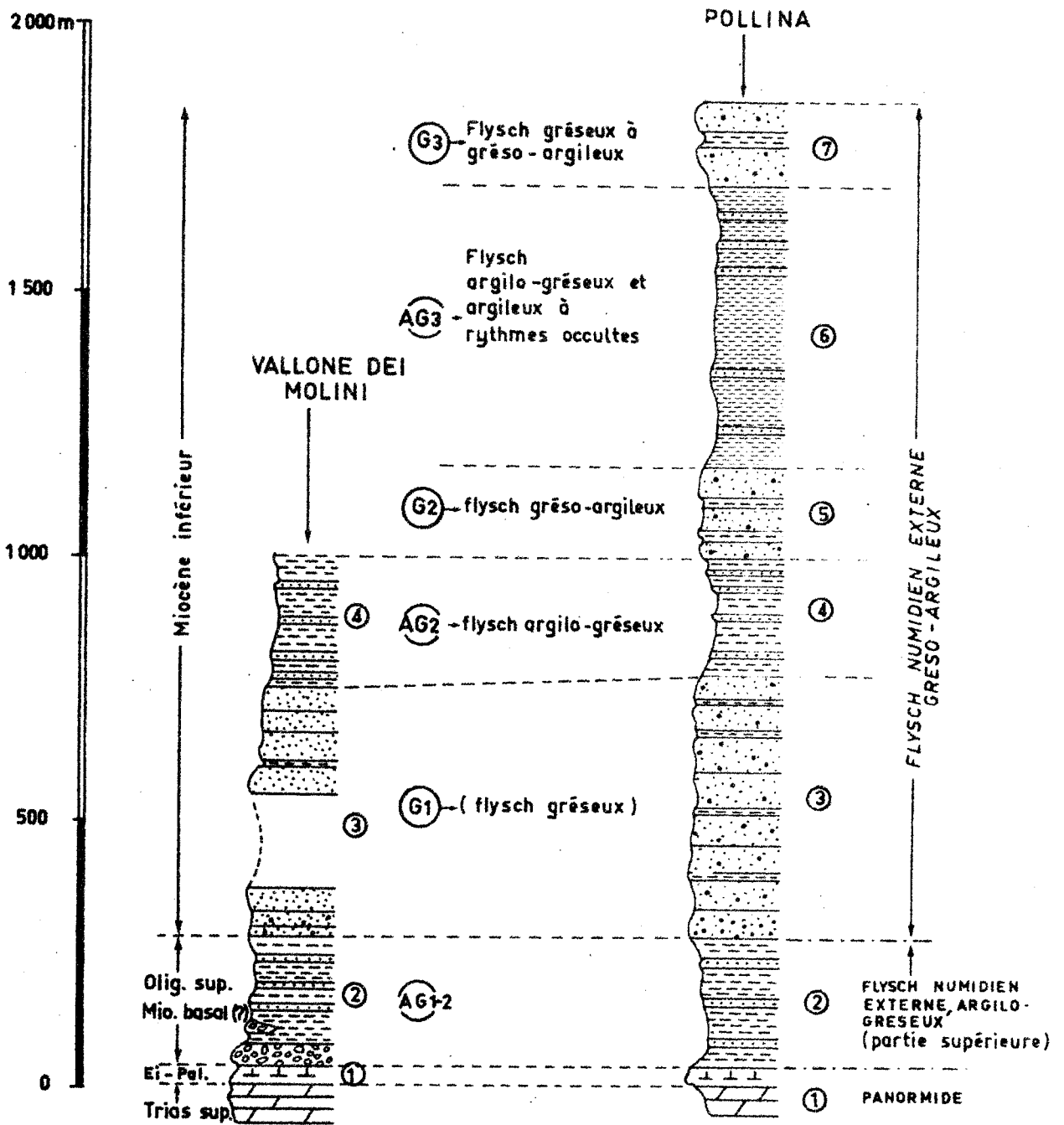


fig. I32 Coupes lithologiques du Numidien gréseux-argileux réalisées dans le Vallone dei Molini (à gauche) et entre San Mauro Castelverde et Pollina (à droite). Légende dans le texte.

Nous allons maintenant nous attacher à définir la limite supérieure du flysch numidien externe (niveau AG4)

- Problème de la limite supérieure

N'ayant pas trouvé de coupe continue et complète de la série numidienne nous nous sommes rendus au SW et au S des Madonies pour observer la partie supérieure du Numidien. L. Ogniben (1960) indique une coupe, soi-disant continue, située entre Geraci et Gangi, mais cette coupe rencontre premièrement une importante faille d'effondrement environ N-S, dans le Vallone Pintorna et aboutit ensuite sur une unité structurale supérieure qui cache par conséquent le substratum numidien. Cette coupe est, de ce fait, très incomplète.

Nous avons pu observer la partie supérieure du flysch numidien en plusieurs points. Nous citerons les 2 coupes les plus complètes et les plus accessibles.

a) Coupe de la vallée de Lisca

Cette magnifique coupe que nous avons décrite succinctement assez récemment (P. Broquet 1967 b) se développe dans le cours de la vallée de Lisca, c'est-à-dire sur la feuille au I/25 000 de Montemaggiore-Belsito (n° 259-I-SW) et plus précisément 5 km à l'W de Montemaggiore Belsito. Elle nous montre, de bas en haut (fig. I33) :

- I - des grès moyens à grossiers, durs, bien lités, à rares dragées de quartz façonnées par le vent;
- 2 - des grès quartzeux fins à moyens, jaunâtres, plus ou moins glauconieux, en bancs de 0,30 m à 0,80 m d'épaisseur, alternant très régulièrement avec des argiles brunes grises ou verdâtres, assez claires, parfois sableuses en strates de 5 cm à quelques décimètres. Les argiles sont moins épaisses que les grès qui sont parfois très micacés. J'ai remarqué dans le tiers supérieur de la série, le rythme suivant (fig. I34) : grès moyen ou fin (g) en bancs de 0,30 à 0,80 m passant à un banc plus mince de grès plus fins souvent micacés (0,05 à 0,25 m) (gf) qui passent à des argiles grises sableuses et légèrement micacées (a). Vers le sommet de la série et sur une vingtaine de mètres, les niveaux gréseux se raréfient et deviennent moins puissants que les marnes ou les argiles dont la teneur en Co_3Ca augmente.

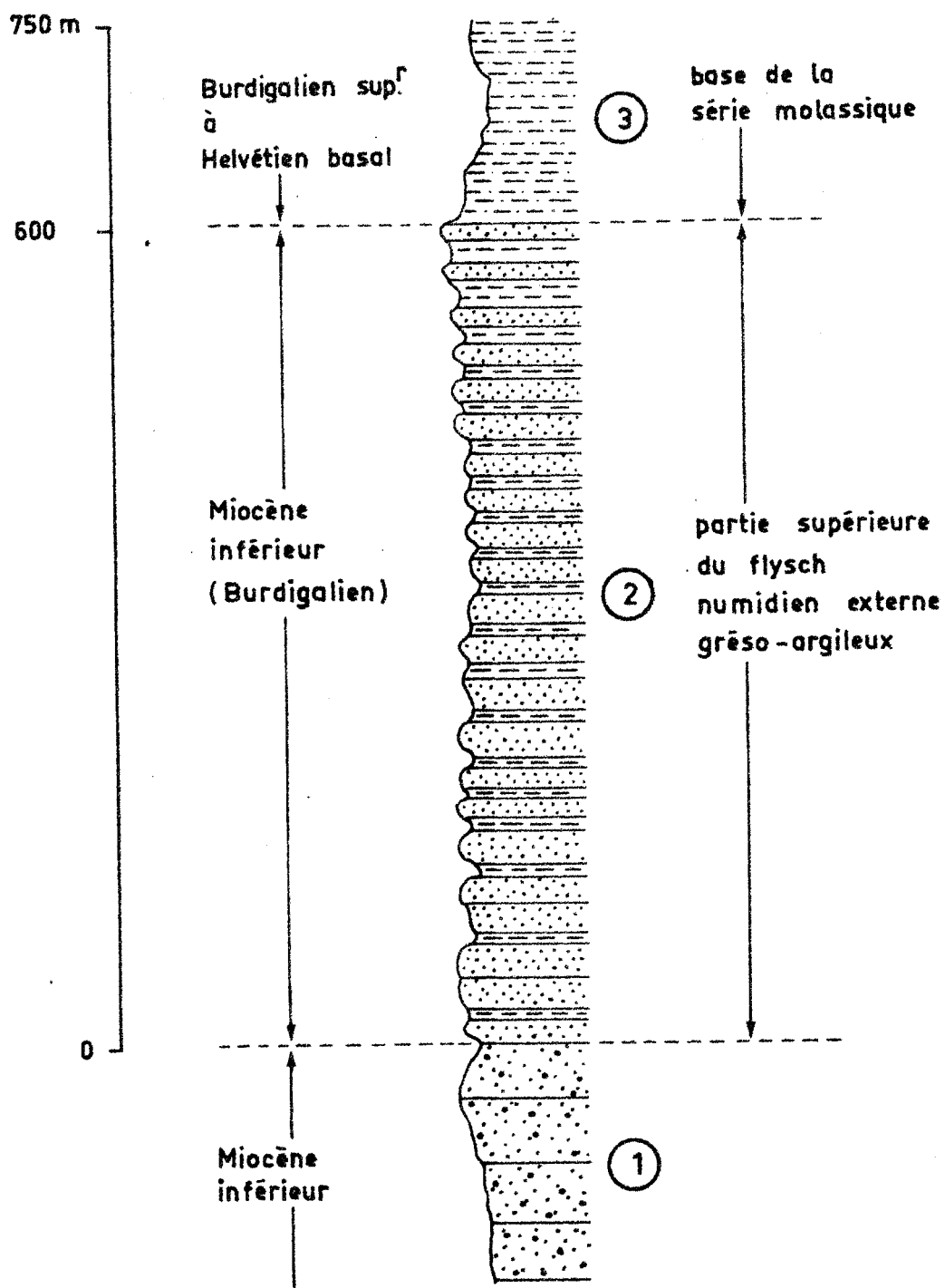


fig. 133 La série stratigraphique de la vallée de Lisca.
Légende dans le texte.

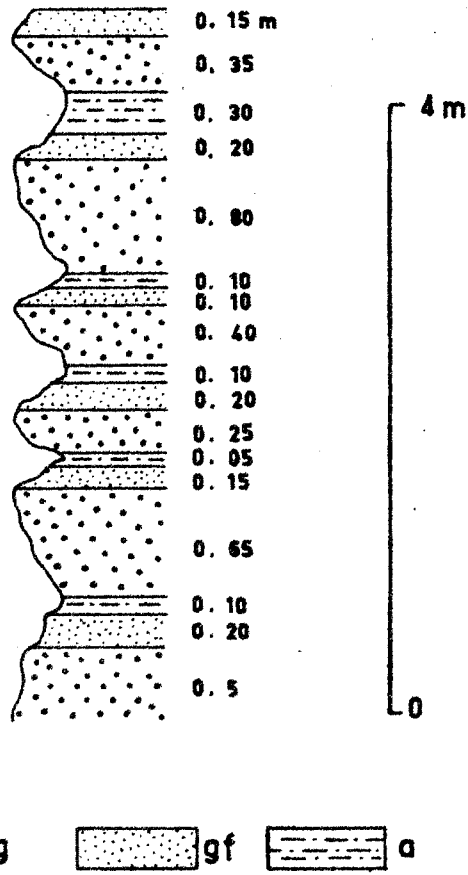


fig. 134 Quelques rythmes notés dans la partie supérieure du flysch numidien externe.

g = Grès fin à moyen
gf = Grès fin
a = argiles sableuses, grises, micacées.

- Epaisseur totale mesurée 600 m environ. Les microfaunes récoltées sont assez rares mais indiquent clairement qu'il s'agit de Miocène inférieur, les Globorotalia mayeri CUSH. et ELL. sont les plus fréquentes; on note également Globigerinoides trilobus REUSS, des Radiolaires, Arénacés etc... les Orbulines étant absentes, on peut affirmer que ces niveaux sont anté-helvétiques; il s'agit très probablement de Burdigalien selon J. Magné;
- 3 - l'alternance de grès et de marnes grises passe à des marnes gris-clair légèrement sableuses. Epaisseur 150 m environ à l'emplacement de la coupe, mais cette séquence marneuse doit atteindre en réalité au moins 250 à 300 mètres. Les Foraminifères sont alors abondants et il faut insister sur la fréquence des Globorotalia mayeri et l'absence des Orbulines. Il s'agit très probablement de Burdigalien très supérieur ou peut-être d'Helvétien très inférieur. Si l'on admet que cet étage débute avec l'apparition des Orbulines, les marnes grises doivent probablement être rangées dans le Burdigalien supérieur.

Remarques

Cette coupe appelle plusieurs remarques. Sur le terrain, je n'ai pas observé dans de bonnes conditions les rapports qui existent entre les grès en gros bancs (1) et l'alternance grésio-argileuse (2) dont les niveaux inférieurs ont montré un faciès assez curieux de grès rouges alternant avec des marnes rouges, ceci sur plusieurs mètres d'épaisseur. Je n'ai observé ce faciès nulle part ailleurs.

La séquence argilo-gréseuse rythmique, représente un faciès typique. Les argiles sont très pauvres en microfaunes, on remarque des Radiolaires, des Arénacés des Foraminifères éocènes remaniés mais peu d'espèces caractéristiques. Les bases des bancs de grès montrent de fréquentes "Convolute-lamination", des figures de charge et de courant (4 mesures, nous ont indiqué un sens de transport dirigé environ de l'Ouest vers l'Est).

Le faciès flysch disparaît assez brutalement pour passer à une sédimentation marneuse légèrement sableuse indiquant un dépôt de mer calme. Ce dépôt marneux marque l'installation du faciès molassique et cette coupe nous permet donc d'assister dans d'excellentes conditions au passage entre les faciès flysch et molasse.

Dans le temps ce passage s'effectue probablement au Burdigalien supérieur ou à l'aurore de l'Helvétien, c'est-à-dire à la base du Miocène moyen.

b) Coupe de la Contrada Zarbo

Cette coupe se situe à la limite des feuilles au 1/25 000 d'Alia et de Roccapalumba. Nous la décrivons rapidement car elle est très semblable à la précédente. Elle se développe du SE vers le NW entre la Contrada Vacotto près du Monte Ragiura (936 m) et la Contrada Zarbo et nous permet d'observer (fig. I35), de bas en haut :

- 1 - des grès durs, en gros bancs, bien lités, à rares dragées de quartz;
- 2 - une alternance de grès fins, durs, assez riches en mica blanc, en petits bancs (10 à 20 cm en général); on remarque une minorité de bancs de 20 cm à 100 cm) et d'argiles grises assez claires. Epaisseur 600 m environ. Age Burdigalien probable;
- 3 - des marnes grises du Burdigalien supérieur-Helvétien basal.

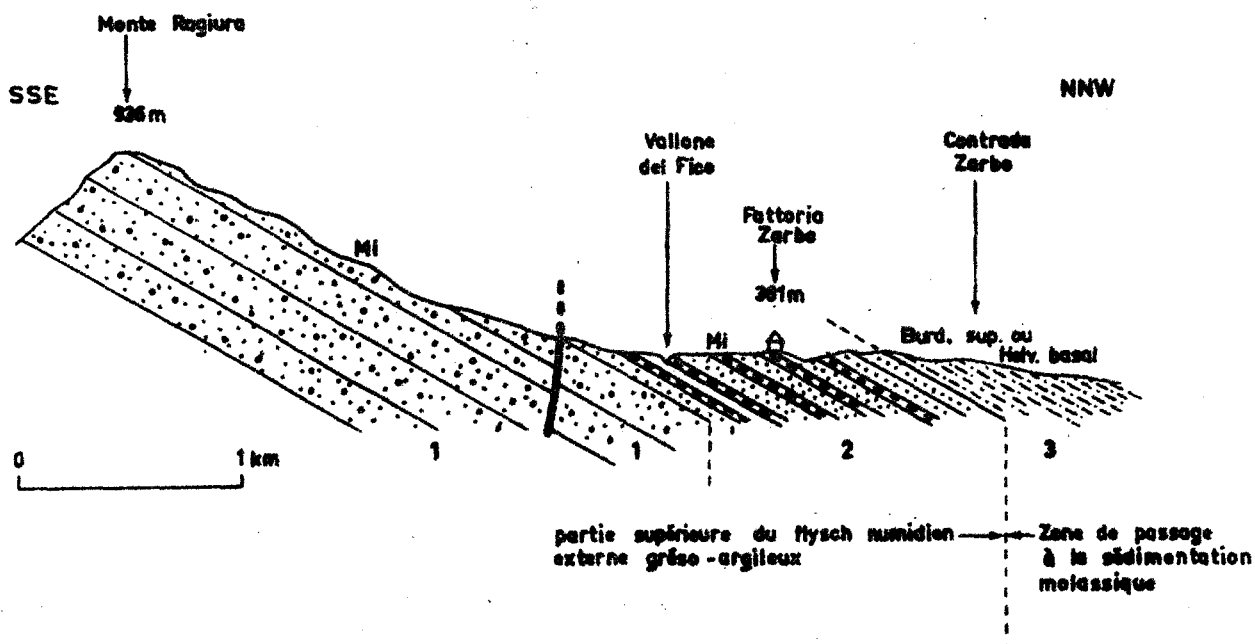


fig. I35 Coupe de la Contrada Zarbo.
Légende dans le texte.

Cette coupe présente le même intérêt que la précédente, elle est moins accessible mais montre clairement le passage des grès à dragées à l'alternance grés-argileuse qui représente la partie supérieure du flysch numidien externe. Le passage aux marnes qui marque l'apparition du faciès molassique, s'observe également dans de très bonnes conditions.

c) Coupe du Vallone Verbaumcaudo

Le Vallone Verbaumcaudo se trouve 6 km au SE de Valledolmo, sur la feuille au I/25 000 de Vallelunga Pratameno (n° 259-II-SE) à une vingtaine de kilomètres au SE des coupes précédentes. On remarque une série en tout point analogue à celles que nous venons de décrire, tant dans les rythmes que dans l'épaisseur totale de la série, ce qui démontre une belle uniformité dans les dépôts de la partie supérieure du flysch numidien externe.

Le Vallone Verbaumcaudo est voisin du Torrente Tavernola qui a permis aux géologues de la Gulf Oil Company et de la Montecatini d'étudier une coupe dans le Numidien de la région de Valledelmo et de créer la formation Tavernola qui caractérise donc la partie supérieure du flysch numidien externe. Ce terme a été repris par M.P. Marchetti (1956), G. Flores (1959) et L. Ogniben (1960).

Nous avons déjà décrit succinctement la coupe du Vallone Verbaumcaudo (P. Broquet, 1967 a) qui permet d'observer en partant du Cozzo Almerita (827 m) et en se dirigeant vers le Sud jusqu'à la ferme Verbaumcaudo située à la cote 480, la succession suivante de bas en haut (fig. I36) :

- 1 - grès grossiers durs en gros bancs à rares dragées de quartz éolisées;
- 2 - alternances régulières de grès tendres souvent très glauconieux en bancs épais de quelques centimètres à quelques décimètres et d'argiles plus ou moins calcaires, grises à verdâtres. Epaisseur 600 m environ. Nous décrirons ultérieurement plus en détail la base de cette formation. Les argiles contiennent une pauvre microfaune du Burdigalien, semble-t-il, d'après J. Magné;
- 3 - marnes grises localement sableuses et glauconieuses. Epaisseur 530 m environ. Une riche microfaune indique l'Helvétien-Tortonien inférieur. L'Helvétien est caractérisé par l'apparition des Orbulines, ensuite J. Magné a reconnu les zones à Globorotalia mayeri et menardii de Bolli. La première indiquerait

le Tortonien très basal. Quant à la seconde elle caractériserait le Tortonien inférieur franc.

Dans ces marnes s'intercale la nappe du flysch interne (P. Broquet, 1967 a);

4 - des sables et grès molassiques du Tortonien.

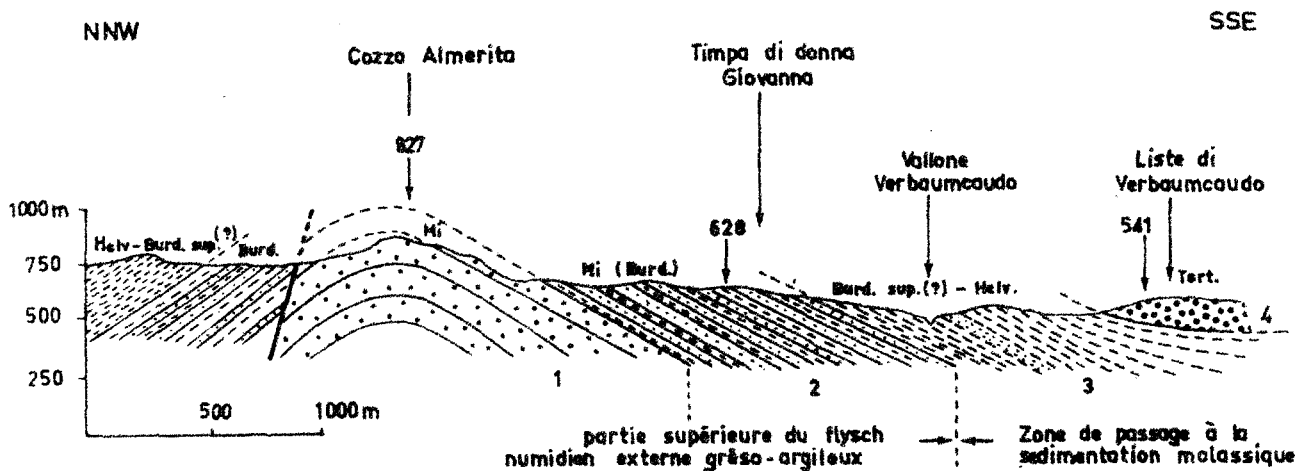


fig. I36 Coupe du Vallone Verbaumcaudo.
Légende dans le texte.

La partie supérieure de la série flyscholde grés-argileuse (fig. I36-2) nous montre de bas en haut (fig. I37) :

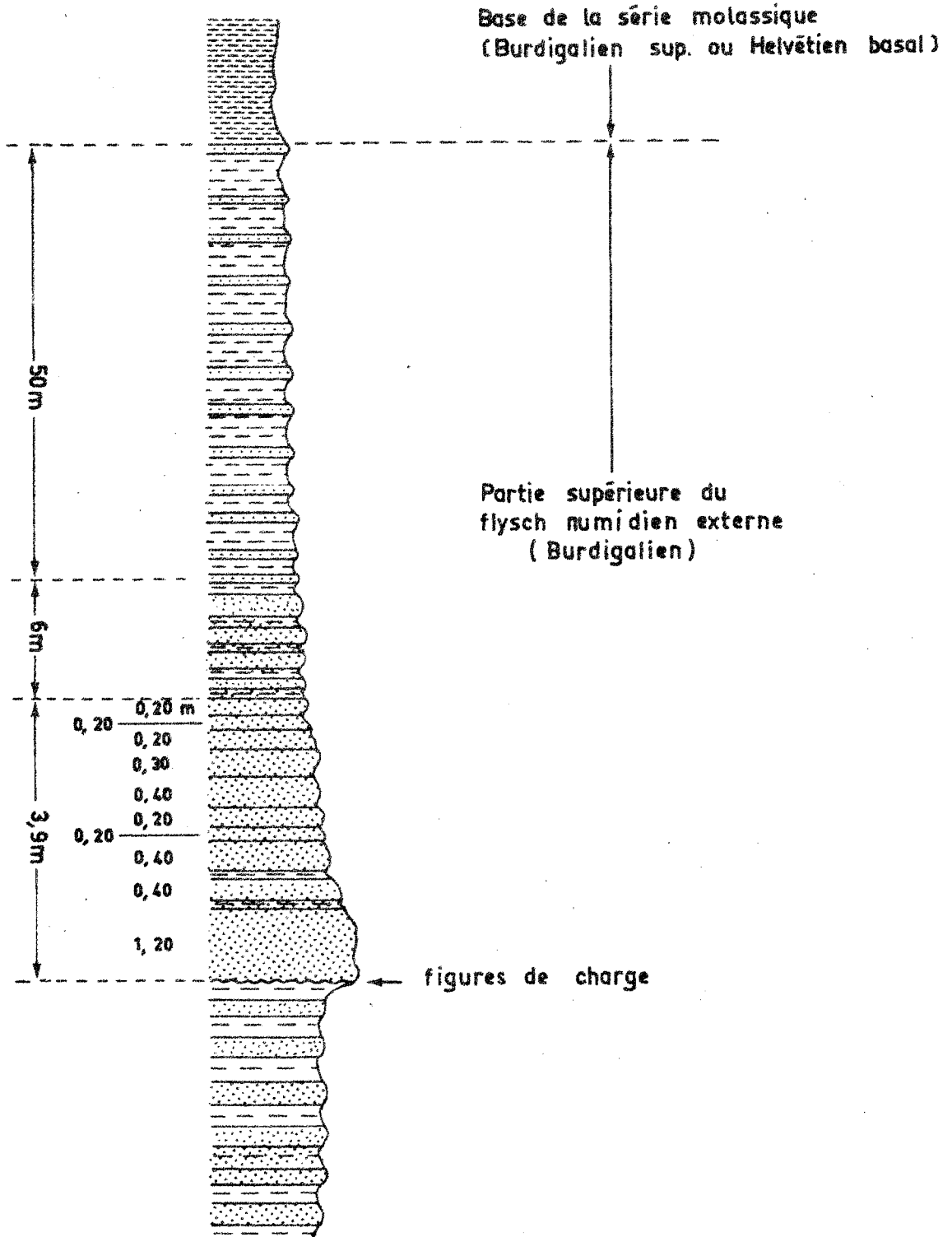


fig. I37 Détail de la base de la série flyscholde grésno-argileuse (fig. I36-2)

- 1 - une alternance d'argiles gris-foncé à noires, écailleuses et de grès. Epaisseur des grès : 3 cm à 40 cm mais les bancs les plus nombreux ont 30 cm d'épaisseur. - Epaisseur des argiles 10 à 40 cm et généralement 30 cm - l'épaisseur totale des marnes est supérieure à l'épaisseur totale des grès - les grès dont les bancs sont les plus épais sont des grès moyens à grossiers et glauconieux alors que les grès en petits bancs sont fins, clairs et généralement micacés, ce qui nous rappelle le type de sédimentation rythmique signalé dans la Vallée de Lisca (fig. I34);
- 2 - une séquence à dominance gréseuse 3,90 m (voir l'épaisseur des bancs sur la figure); on note quelques paillettes de mica. Le banc de base (1,20 m) est très glauconieux et rappelle le faciès bien connu dans le Miocène inférieur des monts Sicani. A la base de ce banc, on note des vermiculations, quelques figures de charge, des terriers verticaux ou en U creusés dans les argiles sous-jacentes, remplis de sables, de 1 à plusieurs centimètres de diamètre. L'étude morphoscopique d'un échantillon a révélé 95 % de quartz émoussés-luisants et 5 % de ronds-mats;
- 3 - une alternance régulière de grès tendres souvent très glauconieux et d'argiles. La puissance totale des argiles est supérieure à celle des grès dont l'épaisseur moyenne des bancs est de 15 - 20 cm contre 30 cm pour les argiles. Notre étude porte sur 56 m de série et ceci est valable pour les 50 m supérieurs; mais le pourcentage s'inverse pour les 6 m de base en contact avec la séquence gréseuse de 3,90 m.

d) Conclusions

Ces coupes démontrent :

- 1) le caractère flyscholite affirmé de la partie supérieure de la série numidienne qui présente sur 600 m d'épaisseur un faciès constant. Les grès s'enrichissent en glauconie et rappellent le faciès des grès glauconieux du Miocène inférieur des Sicani que nous décrivons ensuite;
- 2) le passage du flysch à la molasse, ce qui permet d'affirmer une fois encore le caractère externe du flysch numidien, au même titre que la molasse qui est commune aux Madonies et aux Sicani, et dont tous les auteurs s'accordent à reconnaître le caractère externe et autochtone.

On peut penser que le flysch se termine au Burdigalien supérieur, quant à la molasse, elle débiterait au Burdigalien supérieur ou à l'Helvétien basal.

2°) Le Flysch numidien intermédiaire

Quoique moins disloquées que dans le Numidien interne, les barres de grès du Numidien intermédiaire sont néanmoins assez désordonnées, il est donc difficile d'y faire de la stratigraphie. Mais nous croyons pouvoir affirmer que la série grés-argileuse est très semblable à celle du Numidien externe, peut-être un peu moins épaisse, mais ce n'est pas certain. Nous n'avons pas retrouvé les séries de passage à la molasse qui n'ont peut-être pas existé car il est probable que le bassin était exondé lors du dépôt de ces séries dans le domaine externe.

Une remarque s'impose, relative au substratum du Numidien intermédiaire décrit dans le chapitre de l'Oligocène. Ce substratum oligocène, analogue à celui du flysch argilo-gréseux externe, n'est pas corrélable avec les argiles brunes qui apparaissent au-dessus du Panormide, que nous avons décrites au Cozzo Cavolino et dans lesquelles on ne retrouve pas les microbrèches à Lépidocyclines etc... Par contre, le flysch argilo-gréseux du Cozzo Cavolino semble pouvoir se corréliser avec la partie supérieure du flysch argilo-gréseux du Numidien intermédiaire, et rappelons le, avec la partie supérieure du flysch argilo-gréseux externe (vallone della Mora etc...). Ceci serait encore en faveur de la mise en place du Panormide pendant la sédimentation du flysch argilo-gréseux oligocène.

3°) Le flysch numidien interne

La stratigraphie de ce flysch est difficile à étudier et on ne peut voir sur le terrain si la série que l'on rencontre est complète ou tronquée; en général, on peut affirmer qu'elle est réduite par suite de diverticulatons ou raboutages tectoniques. Ce Numidien interne affleure dans la région de Gangi et au N d'Alimena et de Resuttano où il se présente comme autant d'icebergs flottants sur un substratum d'"argiles numidiennes" éocènes moyen-supérieur-oligocènes, à Tubotomaculum. La nappe, encore bien soudée dans la région de Gangi et à l'E de Gangi, se morcelle, se dilacère au S d'une ligne E-W passant

par Gangi, c'est-à-dire en bordure du bassin du Miocène moyen-supérieur où la nappe s'engloutit pendant la sédimentation de la molasse. Pour insister sur l'image que nous avons fourni, au N de la ligne E-W passant par Gangi, la nappe du flysch interne correspond à une banquise qui libère des "icebergs" qui s'en détachent et se dirigent vers le S dans le bassin du Miocène moyen-supérieur. Les "icebergs" peuvent, en termes géologiques, être qualifiés de klippes sédimentaires et la "banquise" de nappe. Mais il faut distinguer un stade intermédiaire entre "banquise" et "icebergs" dû au fait que les terrains sont plastiques à la base et durs au sommet. On constate que si le Numidien grés-argileux se fragmente rapidement en "icebergs", son substratum, telle une pâte de guimauve, s'étire, s'amincit avant de se rompre. C'est à ce moment précis que la nappe essaime et forme des klippes sédimentaires qui pourront aller très loin dans le bassin du Miocène moyen-supérieur. Alors, notre image "d'icebergs", devient inexacte car ces "icebergs" lors de leur mise en place étaient sous-marins et voyageaient sur le fond du bassin. Mais il ne s'agit évidemment que d'une image.

Nous décrivons une série-type du Numidien interne grés-argileux puis étudierons quelques coupes de détail.

a) Série-type du Numidien interne

Cette série montre la succession suivante (fig. I38) :

- I - argiles varicolores essentiellement vertes ou lie de vin à Tubotomaculum renfermant à la partie supérieure quelques bancs minces de grès fins tendres à croûte d'oxydes de fer ou de manganèse, noire etc... il s'agit des argiles numidiennes éocènes moyen-supérieur (?) - oligocènes décrites précédemment. Vers le sommet, la série tend vers un flysch argilo-gréseux;
- 2 - un flysch grés-argileux (2b) que nous attribuerons au Miocène inférieur en signalant toutefois qu'il peut débiter, comme dans le Numidien externe, dès l'Oligocène très supérieur. Ce flysch grés-argileux est formé de barres de grès d'une épaisseur de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, alternant avec des argilites brunes, grisâtres ou tabac, généralement azoïques ou ne renfermant qu'une très pauvre microfaune d'Arénacés parmi lesquels :

Glomospira sp.

Haplophragmoïdes sp.

Cyclammina sp.

Les grès sont généralement peu consolidés, il s'agit même parfois de sables, très riches en grosses dragées de quartz éolisées, très rarement granoclassés. Les argiles essentiellement tabac, alternent avec de minces niveaux de grès granoclassés. L'épaisseur maximum que nous avons mesurée atteint au plus 300 m mais il nous semble impossible de fournir une épaisseur exacte de cette série diverticulée et fragmentée.

Il nous semble important de signaler un faciès particulier du Numidien interne grésio-argileux qui, à notre avis, se situerait à la base de la série, à la limite entre les argiles de base (I) et la série grésio-argileuse (2). Il s'agit de diatomites (2a) signalées pour la première fois par B. Campisi (1962) qui les attribue au Numidien "membre de Geraci" (notre Numidien externe). Si nous ne sommes pas d'accord avec l'interprétation tectonique de cet auteur, nous pensons que sa description pétrographique est excellente, et nous sommes du même avis. Quant à l'âge qu'il leur attribue (Oligocène supérieur) nous y reviendrons ensuite. Cette série épaisse de 30 à 40 mètres au maximum est formée d'une alternance régulière de strates argileuses et siliceuses en bancs décimétriques, très riches en Radiolaires et en Diatomées. Les diatomites sont blanches en surface et grises en profondeur. Elles appellent quatre remarques importantes :

- 1) elles appartiennent à un Oligocène très élevé et marqueraient la limite entre le Numidien interne argilo-gréseux et grésio-argileux;
- 2) elles seraient le reflet de manifestations éruptives et nous rappelons à cet effet que nous avons signalé des tufs dans l'Oligocène du Numidien intermédiaire;
- 3) elles pourraient avoir un équivalent en Afrique du Nord, en effet M. Durand Delga (1955, p. 352) écrit : "il n'est pas sans intérêt de noter l'existence, à quelques mètres sous les grès numidiens, de couches de radiolarites. Celles-ci ont parfois l'aspect de grès noirs finement lités".
- 4) elles n'ont rien de commun avec les radiolarites signalées dans le Céno-manien du flysch interne.

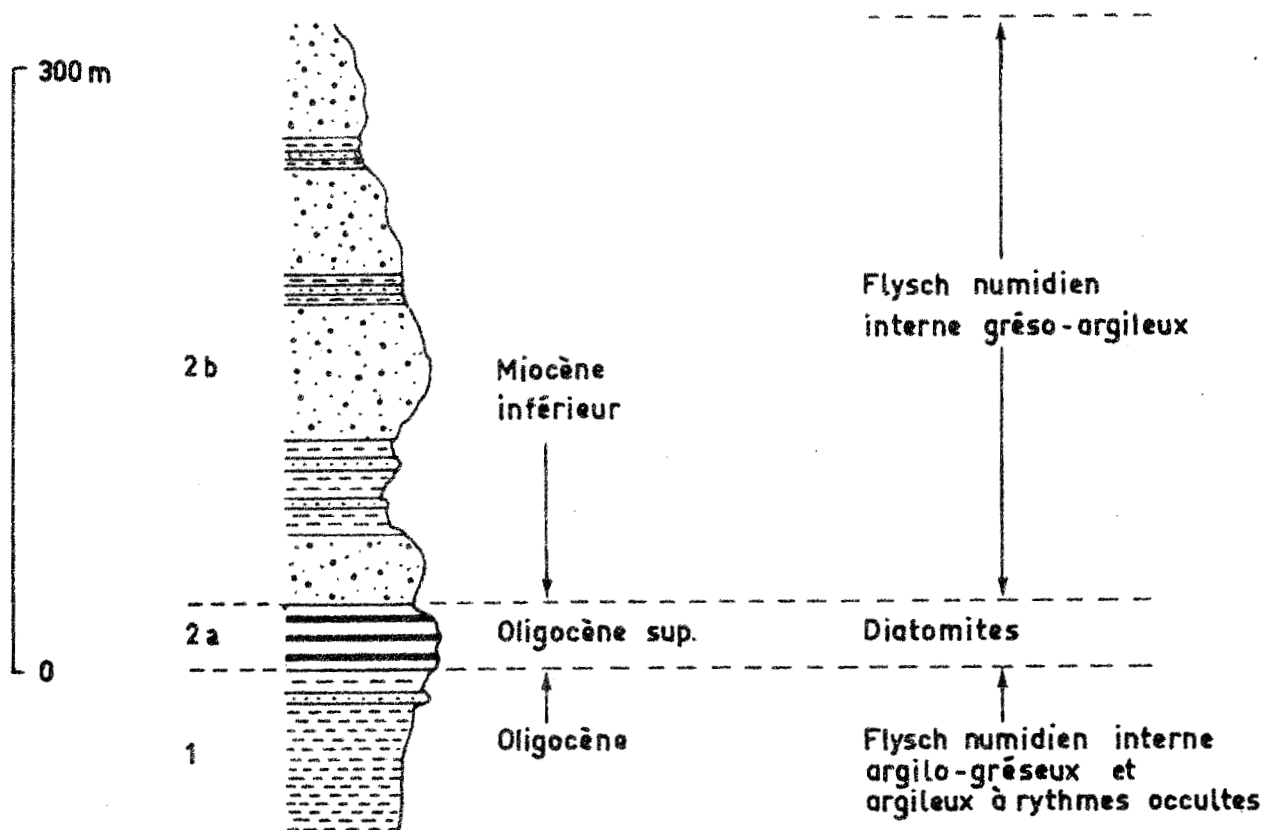


fig. I38 Série-type du Numidien interne.

Evoquons maintenant quelques coupes.

b) Coupe de la Serra Burgarito

La Serra Burgarito se trouve sur la feuille au I/25 000 d'Alimena, 1,5 km au N d'Alimena. Elle nous montre un Numidien gréseux-argileux constitué de grès tendres et même de sables, très riches en dragées de quartz éolisées.

La couleur dominante est jaunâtre mais les grès et les sables, non imprégnés d'oxyde de fer, sont par endroits très clairs. On note quelques niveaux très peu épais (un à quelques mètres) d'argiles grises qui, lorsqu'elles sont très imprégnées d'oxyde de fer, deviennent tabac.

Les grès contiennent des galets mous d'argiles grises et ils sont si riches en dragées de 1 à 4 cm de diamètre que la roche prend l'allure, à certains niveaux, d'un microconglomérat.

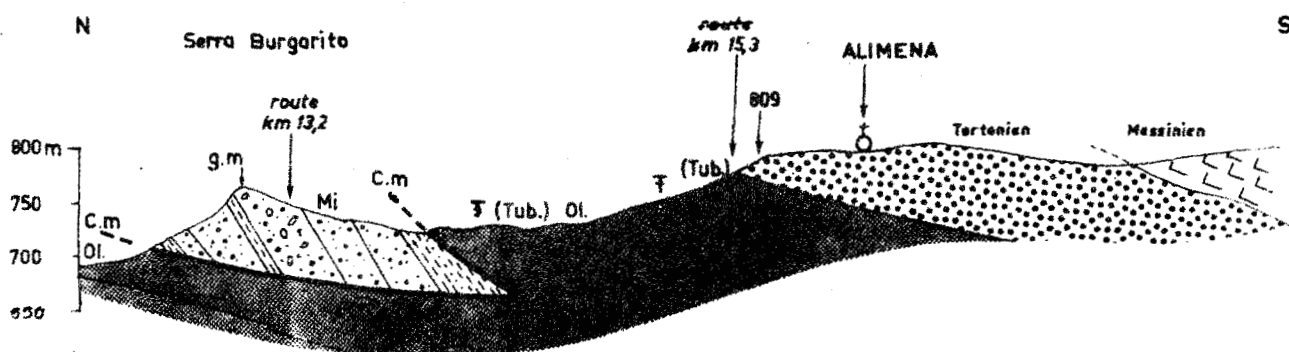


fig. 139 Coupe de la Serra Burgarito. Légende dans le texte.
g.m. = galets mous.
c.m. = contact mécanique.

La série gréso-argileuse de l'Oligocène supérieur (?) - Miocène inférieur est enclavée dans les argiles à Tubotomaculum et on doit admettre un biseautage basal des bancs au sens de A. Caire (1963).

On peut encore indiquer la très belle coupe du Balza Falcone (fig. 95) (feuille de Resuttano au I/25 000) décrite dans le chapitre de l'Oligocène. Le Balza Falcone se situe 2,5 km à l'W de la Serra Bugarito. De même, juste au SW du Balza Falcone, entre le Cozzo Pirciata et le Cozzo Palumba, se développe sur plus de 2,5 km de long et 1,5 km de large un bel affleurement de Numidien grés-argileux ^{externe} venchassé dans les A.S. à Tubotomaculum. Mais peut-être s'agit-il de Numidien intermédiaire ou d'un lambeau provenant de la partie externe du Numidien interne, au même titre que les affleurements du Cozzo Castellazo et de la Contrada Zappaiello (feuilles d'Alimena et de Gangi) qui se rattachent à l'énorme lambeau allochtone du Numidien du Monte Zimmara. Seule une étude de détail permettra de préciser ce point. Avant de décrire le Numidien du Cozzo Castellazo il faut encore indiquer sur la feuille au I/25 000 de Resuttano le petit lambeau de Numidien probablement interne du Cozzo Cardilla.

c) Coupe du Cozzo Castellazo et vue sur la Contrada Zappaiello

Le Numidien grés-argileux du Cozzo Castellazo flotte sur les A.S. à Tubotomaculum de l'Eocène moyen-supérieur (?) - Oligocène. Une coupe passant par le hameau de Regiovanni nous le montre (fig. I40).

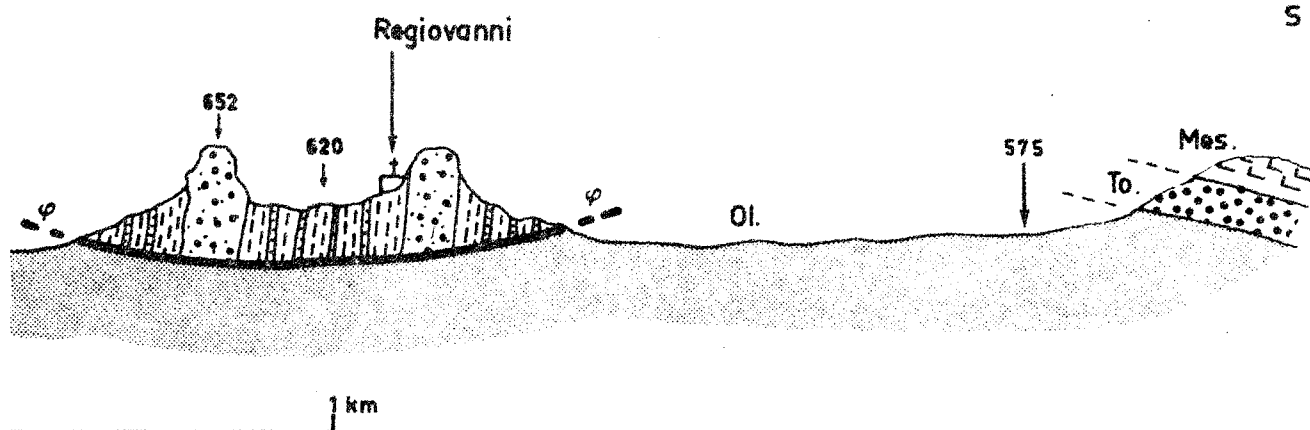
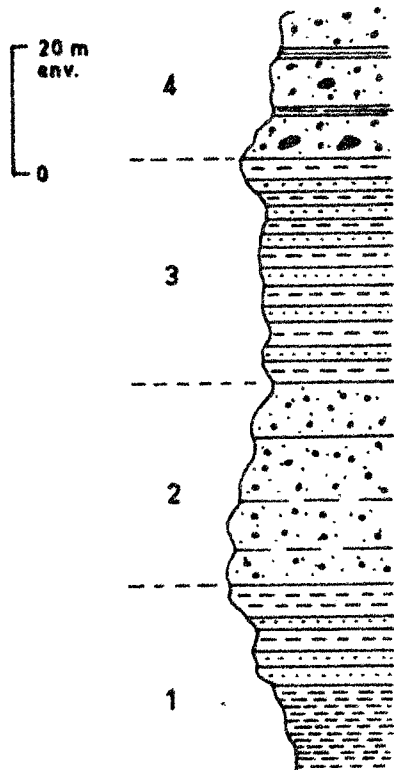


fig. I40 Coupe N-S passant par Regiovanni.

La série stratigraphique se compose de bas en haut (fig. I4I) :



- 1 - d'argiles brunes à tabac recélant de minces niveaux gréseux;
- 2 - de grès grossiers, blanchâtres, peu consolidés en bancs de 1 à plusieurs mètres d'épaisseur. Puissance totale quelques dizaine de mètres;
- 3 - d'une alternance de grès fins à moyens en bancs de 5 à 20 cm et d'argiles brunes très riches en oxyde de fer;
- 4 - de grès peu consolidés, blanchâtres ou très roux, à dragées de quartz et nodules d'oxyde de fer. Epaisseur 20 mètres environ.

fig. I4I Coupe lithologique du Cozzo Castellazo

Je rappelle qu'il s'agit peut-être du Numidien intermédiaire.

Vue sur la Contrada Zappaiello

De la Contrada Soletta on peut observer les A. S. supportant un lambeau d'Eocène-Oligocène (?) de la formation marno-calcaire dite de Troina et le vaste lambeau de Numidien grés-argileux de la Contrada Zappaiello. On remarque au premier plan le Numidien grés-argileux du Cozzo Castellazo et de Regiovanni et on observe très clairement le biseautage basal des bancs de grès du Numidien de la Contrada Zappaiello (on pourrait dire également : "troncature basale" au sens de F. Ellenberger, 1963).

Ceci rappelle la structure du Numidien d'Algérie notamment de la zone subbibanique très précisément étudiée et illustrée par A. Caire (1957 - 1962).

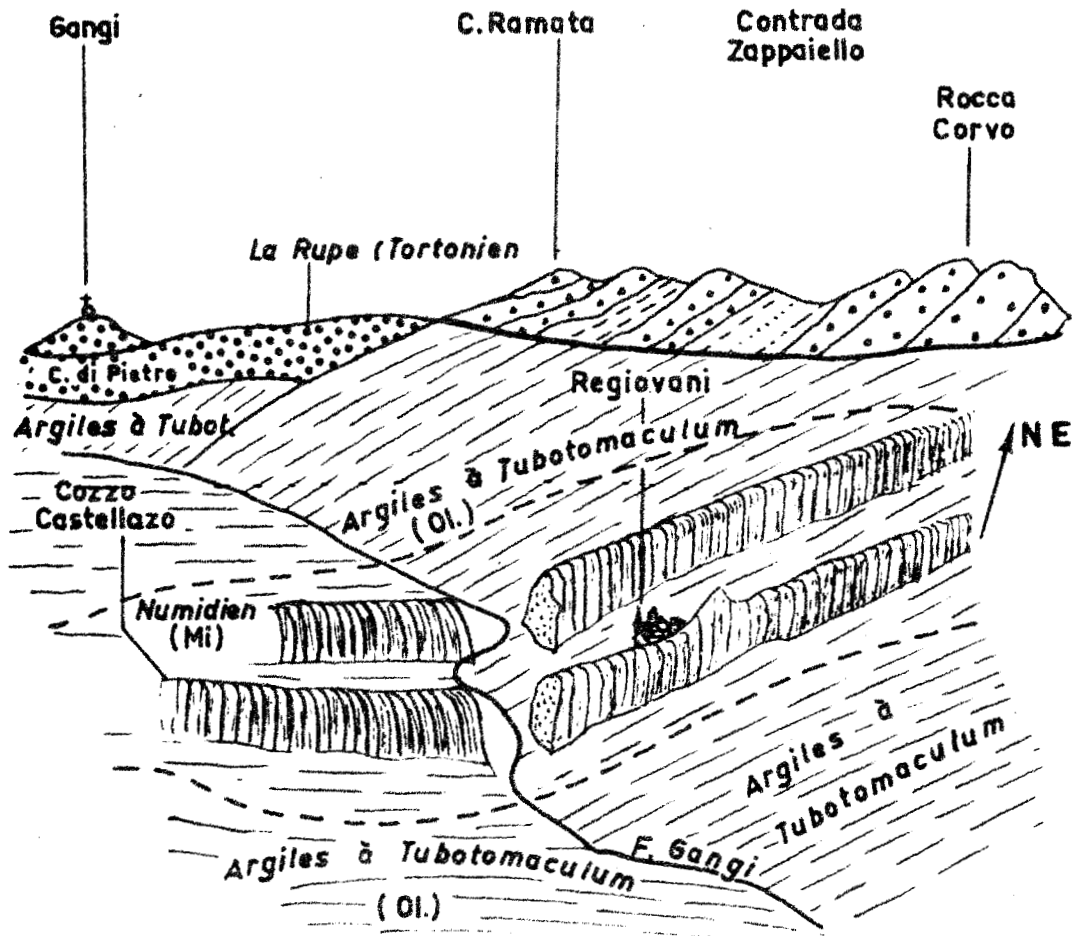


fig. I42 Vue sur la Contrada Zappaiello. L'observateur se situe au SW et regarde vers le NE.

Evoquons enfin le Numidien interne de la région située juste à l'ESE de Gangi dont B. Campisi (1962) a fourni un schéma géologique. Nous le reproduisons (fig. I43), afin d'indiquer la localisation de la formation diatomitique (et radiolaritique) qui, à notre avis, fait partie du Numidien interne.

B. CAMPISI - SCHEMA GEOLOGICO DELL'ALTIPIANO DI GANGI (piatta)
Geological sketch of Gangi plateau

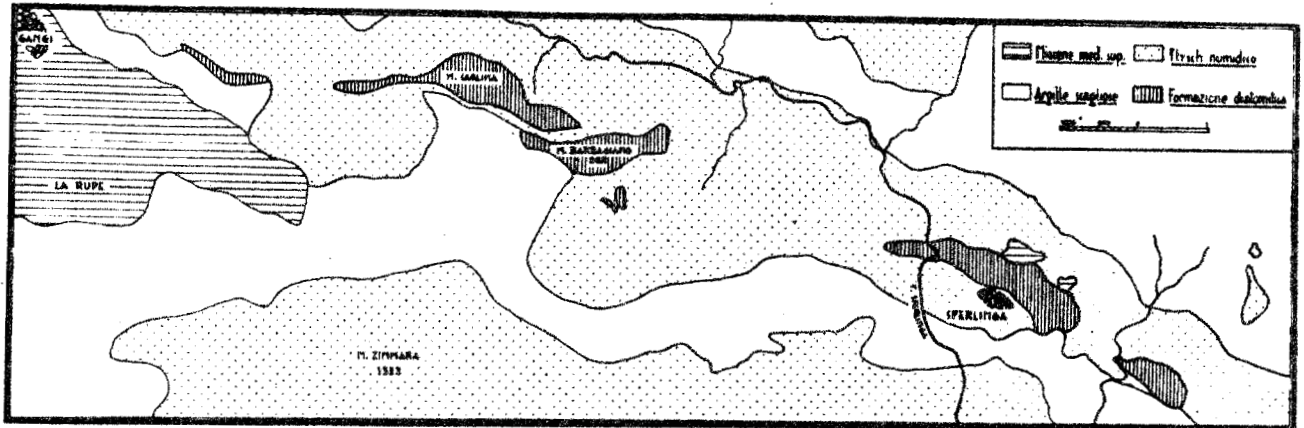


fig. I43 Schéma géologique du plateau de Gangi, d'après B. Campisi (1962)

d) Le Numidien interne de la région de Gangi

Il existe, semble t-il, un contact anormal entre le Numidien interne des monts Caolina-Barbagiano etc... et le Numidien du mont Zimmara qui représente une unité supérieure qui provient de la partie externe du Numidien interne ou du bord interne du Numidien intermédiaire. C'est là un détail car les deux unités admettent un même substratum d'argiles oligocènes à Tubotomaculum d'origine interne.

Selon B. Campisi qui reprend l'interprétation de L. Ogniben (1960), ces lambeaux proviendraient du Numidien "membre de Geraci" (notre Numidien externe parautochtone ou autochtone) et seraient emballés dans les A.S. qui les auraient arrachés lors de leur transport tectonique. Ils sont alors admis en situation parautochtone par ces auteurs. B. Campisi pense d'ailleurs que le

mont Zimmara pourrait être autochtone et constituer "une espèce de horst délimité par des failles". Ceci ne correspond pas du tout à notre opinion déjà exposée par ailleurs. Mais quelle est la situation des diatomites dont nous avons parlé précédemment ?

B. Campisi a constaté que le problème n'était pas si facile, et il écrit p. 287 : "La position stratigraphique de la formation diatomitique reste un problème ouvert : sur le terrain quelques strates semblent s'enclaver entre deux affleurements allongés de grès oligo-miocènes dans une situation pas très claire" etc... Il cite ensuite quelques exemples dans lesquels les diatomites sont à la base des grès ou dans les grès mais toujours dans des situations tectoniques complexes et il ajoute : "la formation siliceuse pourrait appartenir aussi bien au flysch numidien qu'aux argiles varicolores allochtones qui constituent l'élément fondamental des A. S. supérieures (Ogniben 1960); l'appartenance au Numidien semble plus probable tant par l'âge oligocène des strates siliceuses que par la position de celles-ci, même si leur position entre les bancs de grès n'est pas très claire" et plus loin : "il nous semble cependant difficile d'attribuer aux A. S. notre formation, tant par l'âge que par le gisement, parce qu'il faudrait imaginer notre formation comme une inclusion litée (incluso litoide) d'A. S. parvenues à s'insérer mécaniquement entre deux bancs gréseux pendant le transport orogénique des A. S."

Nous comprenons bien la difficulté du problème posé à cet auteur qui admet le postulat du Professeur L. Ogniben (1960), c'est-à-dire qu'il n'existe qu'un seul Numidien autochtone ou parautochtone sédimenté dans un domaine externe sans relation avec les A. S. d'origine plus septentrionale.

Nous n'avons pas vu en détail cette région qui se situe dans l'angle SE de notre secteur d'étude, mais l'avons cependant parcourue rapidement, en compagnie de G. Duée. Nous avons pu observer que la bande WNW-ESE de Numidien interne qui se développe entre Gangi et Sperlinga présente une structure très complexe dont ne rend absolument pas compte le schéma géologique de Campisi (fig. I43). Les couches du Numidien des monts Caolina et Barbagiano sont verticales et se renversent sur le bord méridional de ces monts. Une coupe N-S faite sur la piste qui conduit à la ferme San Venera rend compte de ce renversement et il nous semble qu'en cet endroit la série diatomitique se situe entre

les grès et les A. S. à Tubotomaculum. A l'emplacement de notre coupe, les grès ne montrent pas de figures de charge, et n'ayant pas relevé de critère de polarité nous ne pouvons affirmer si la série est normale ou inverse car ces niveaux silicifiés et diatomitiques selon que la série est normale ou inverse se situeraient sur ou sous les grès. Nous émettons l'hypothèse qu'ils se situent dessous et constituent, de ce fait, la base de la série gréseuse en attendant de pouvoir nous rendre sur le terrain pour confirmer ou infirmer cette supposition. De toute manière, nous affirmons que ce Numidien lié stratigraphiquement à la nappe des A. S. fait partie du flysch interne (P. Broquet, A. Caire, G. Duée et R. Truillet 1963 a et b).

Dans sa publication B. Campisi fait une analyse pétrographique très approfondie de la série diatomitique qui est indéniablement rythmique. "Au microscope le matériel siliceux apparaît comme une masse feutrée, diffuse dans laquelle on remarque des morceaux de calcédoine, de la calcite microgranulaire (0 à 14 %), des restes de Radiolaires et çà et là quelques grosses Diatomées. La partie siliceuse de la roche doit être considérée comme une vraie diatomite en accord avec la description de tous les auteurs, en particulier M. N. Bramlette (1946). Regardant en détail on peut remarquer 1) quelques vraies strates diatomitiques; 2) d'autres strates assimilables à une porcellanite et 3) des nodules et lentilles de silice que l'on peut qualifier de silice diatomitique.

Les strates argileuses comprises entre les bancs diatomitiques ont livré :

HIPERAMMINIDAE

Hiperammina elongata BRADY

REOPHACIDAE

Reophax sp.

AMMODISCIDAE

Ammodiscus incertus (D'ORB.)

Glomospira charoides (JON e PARK.)

Lituotuba lituiformis (BRADY)

LITUOLIDAE

Haplophragmoides cf. latidorsatus (BORN.)

Haplophragmoides carinatum (BORN.)

Cyclamina acutidorsata (HANTK.)

TEXTULARIDAE

Vulvulina jarvisii CUSH.

Vulvulina spinosa CUSH.

VULVULINIDAE

Eggerella sp.

Karrerella chilostoma (REUSS)

Karrerella sp.

MILIOLIDAE

Quinqueloculina cf. lamarckiana (D'ORB)

LAGENIDAE

Robulus sp.

Nodosaria longiscata D'ORB.

Crysalogonium tenuicostatum (CUSH e RENZ)

Crysalogonium longicostatum (CUSH e JARV.)

Lagena striata D'ORB.

Lagena vulgaris WILL.

Lagena cfr. marginata (MONTAGU)

HETEROHELICIDAE

Bolivinopsis clotho (GRZYB.)

BULUMINIDAE

Siphonodosaria adolphina (D'ORB.)

Siphonodosaria nuttalli CUSH.

Siphonodosaria nuttalli var. gracillima CUSH. e JARV.

Siphonodosaria verneuili (D'ORB.)

Siphonodosaria cf. recta PALMER e BERMUDEZ

Uvigerina asperula CZJZEK

ELLIPSOIDINIDAE

Pleurostomella incrassata HANTK.

Nodosarella subnodosa (GUPPY)

Nodosarella samoiraghi MART.

ROTALIDAE

Gyroidina girardana REUSS

Gyroidina laevigata D'ORB.

Eponides umbonatus (REUSS)

Eponides abatissae var. multicamerata PETTERS e GANDOLFI

CASSIDULINIDAE

Cassidulina subglobosa BRADY

CHILOSTOMELLIDAE

Pullenia bulloides (D'ORB)

GLOBIGERINIDAE

Globigerina bulloides D'ORB.

Catapsidrax (Globigerina) dissimilis CUSH. e BERM.

Globigerina venezuelana HEDBERG

Globigerinoides conglobatus (BRADY)

GLOBOROTALIDAE

Globoquadrina dehiscens CHAP. PARR e COLL.

Globoquadrina quadraria CUSH. ed ELLIS

ANOMALINIDAE

Cibicides pseudungerianus (CUSH.)

Anomalina pompiloides GALL. e HEM.

Anomalina alazanensis NUTT.

Selon B. Campisi, il s'agirait d'Oligocène élevé, comme l'indiquerait l'association citée. Globoquadrina quadraria est bien connue dans le Miocène inférieur, mais pourrait apparaître dès l'Oligocène très supérieur. Cette microfane indiquerait une mer calme, d'une profondeur de l'ordre de 500 à 1000 mètres.

Nous nous sommes assez étendus sur cette formation diatomitique, importante, pour les diverses raisons indiquées précédemment. Elle mérite une étude approfondie car elle est bien datée et elle nous semble capitale dans la reconstitution de la stratigraphie du Numidien interne. Se situe-t-elle, comme nous l'avons supposé, à la base du Numidien grés-argileux ? Alors celui-ci débiterait à l'Oligocène très élevé et se développerait pendant le Miocène inférieur. Par contre, si les diatomites sont dans, ou au sommet de la série grés-argileuse, celle-ci devient alors essentiellement oligocène. Il est souhaitable qu'une étude future très détaillée vienne préciser ce point.

4°) A propos de quelques faciès rares mais particulièrement remarquables du Numidien

Nous avons noté deux affleurements dignes d'intérêt parce qu'ils présentent des faciès peu courants du Numidien. Le premier se situe à la Portella près de Roccapalumba, le second à la Margana, 9 km au SW de Vicari. Dans les deux cas le Numidien est charrié.

a) Le Numidien de la Portella

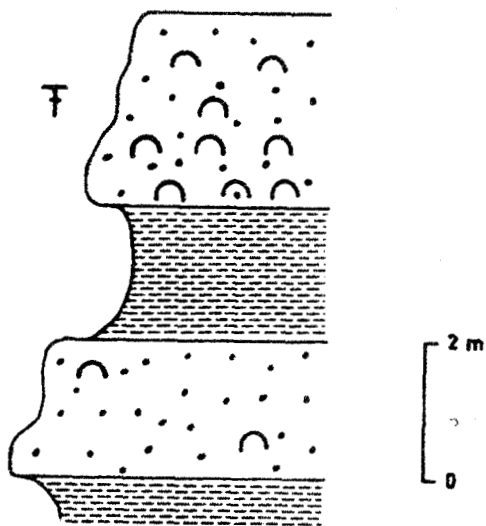


fig. I44 Le faciès du Numidien de la Portella

Au Nord de Roccapalumba, en un point de coordonnées U B 799860 situé à la Portella, nous avons rencontré un lambeau de Numidien grés-argileux allochtone, d'un faciès très spécial. Il s'agit de grès à ciment calcaire à dragées éolisées et quartz essentiellement émoussés-luisants dont un banc, épais de 3 mètres environ, est pétri de Lamellibranches. Les grès sont légèrement feldspathiques. Les feldspaths (jusqu'à 20 % dans un échantillon) sont principalement potassiques (microcline). Dans le ciment des grès on observe une microfaune à Globigérines et de nombreux Lamellibranches qui ont été étudiés par M.L. Nicosia (1954).

Cet auteur n'a pas été étonné par le fait que ces Lamellibranches, à l'état de moules internes, ou même encore avec la coquille conservée, se trouvaient dans un flysch, mais il est vrai qu'à cette époque on ignorait tout du Numidien. Les premiers auteurs à avoir observé ce gisement fossilifère sont : G. Capellini (1880-1881), L. Baldacci (1911), G. Di Stefano (1903) et enfin plus récemment T. De Stefani (1954). Ces auteurs attribuaient ces fossiles au Miocène moyen (sous le Tortonien selon L. Baldacci) au Miocène moyen faciès apenninique (Capellini) et au Tortonien (De Stefani). M.L. Nicosia (1954) qui a repris cette étude cite de nombreuses formes. Ses déterminations sont résumées dans un tableau (voir p. 372).

M.L. Nicosia conclut - "que la fréquence maximum des formes se situe dans l'Helvétien avec II cas sur II, en excluant les formes pour lesquelles il manque de bonnes indications chronologiques; - que 4 formes ne semblent pas dépasser l'Helvétien; - qu'une forme semble limitée à cet étage". Pour ces raisons elle attribue la faune au "Miocène moyen-inférieur (Helvétien)". Nous ne mettrons pas en doute ces déterminations mais, d'après nos études stratigraphiques, le Numidien grés-argileux ne semble pas dépasser le Burdigalien supérieur et nous pensons que ces faunes mériteraient d'être révisées. Le fait intéressant, à notre avis, est d'ordre bathymétrique. Ces Lamellibranches vivaient sous une très faible épaisseur d'eau (quelques décimètres d'après Madame S. Termier qui a bien voulu observer quelques spécimens que nous avons récoltés) et ce dépôt ne peut s'être formé qu'au voisinage d'un haut-fond ou même d'une ride et nous émettrons l'hypothèse qu'il s'est sédimenté sur le flanc septentrional du haut-fond que représentait la zone de Vicari. Nous ne connaissons malheureusement pas le substratum oligocène de cette série qui aurait pu nous indiquer s'il s'agissait effectivement de Numidien externe, car un fait va à l'encontre de notre hypothèse, il s'agit du pourcentage de feldspaths anormalement élevé pour le Numidien externe. Un tel pourcentage ne se rencontre que dans le Numidien interne et en général il y est même très nettement inférieur à 20 %.

	Aquita- nien	Langhien	Helvé- tien	Torto- nien	Pontien
<u>Lucina de Stefanii</u> Rov. (*)					
<u>Dentilucina Doderleini</u> DI STEF. (*)					
<u>Dentilucina Doderleini</u> DI STEF. var. <u>perusina</u> SACCO					
<u>Dentilucina pseudorotunda</u> SACCO (*)					
<u>Dentilucina pseudorotunda</u> SACCO var. <u>salinensis</u> DI STEF.					
<u>Dentilucina Barrandei</u> MAY. var. <u>taurinorum</u> SACCO					
<u>Dentilucina persolida</u> SACCO var. <u>dertonensis</u> SACCO (*)			?		
<u>Dentilucina laestrigona</u> DI STEF. (*)					
<u>Taurotapes Craverii</u> (MICTH.)(**) <u>Aturia</u> sp.					
<u>Aturia formae</u> PARONA (**)					
<u>Turritella</u> cfr. <u>terebralis</u> LK. (**)					
<u>Cuvierina Paronai</u> CHECCHIA- RISPOLI (**)					
<u>Vaginella</u> sp. <u>Vaginella austriaca</u> KITTL. (*)					
<u>Vaginella Calandrelli</u> MICTH. (*)					

Note - Les formes sans astérisques ont été décrites par d'autres auteurs et non rencontrées par M.L. Nicosia.

- Les formes avec 1 astérisque ont déjà été signalées précédemment.

- Les formes avec 2 astérisques sont signalées ici pour la première fois, par M.L. Nicosia.

Le trait continu indique une attribution stratigraphique certaine; le trait tireté est relatif aux formes attribuées vaguement au Miocène.

b) Le Numidien de la Margana

L'affleurement se situe 600 m à l'W du château de la Margana, au point de coordonnées UB 675809. Il montre des bancs de grès de un à plusieurs mètres

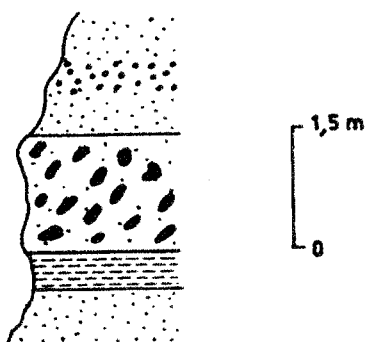


fig. I45 Un aspect du Numidien de la Margana

d'épaisseur, peu consolidés, riches en dragées de grosses tailles (1 à 3 cm), de couleur blanche en général, mais certaines sont rosées et noires. La curiosité est représentée par un banc épais d'1,5 m qui est un véritable conglomérat reposant sur un mince niveau d'argiles tabac et passant à des grès tendres à dragées. Les galets sont calcaires et marno-calcaires blanchâtres. En lame mince les calcaires apparaissent silicifiés, à Radiolaires. Dans la pâte du conglomérat nous avons récolté, en compagnie de A. Caire et G. Mascle, de nombreux Lamellibranches en mauvais état et une superbe dent de poisson longue de 4 cm.

5°) Conclusions relatives au Numidien grés-argileux

Le Numidien grés-argileux débute peut-être à l'Oligocène très élevé mais à notre avis, se développe essentiellement pendant le Miocène inférieur. Alors que le substratum oligocène du flysch grés-argileux permet de distinguer 3 zones, on assiste au Miocène inférieur à une banalisation des faciès. Seul, le substratum oligocène permet donc de différencier avec certitude les Numidiens externe, intermédiaire et interne car le faciès "grès à dragées" est uniformément représenté. Mais on remarque quand même dans le Numidien grés-argileux les particularités suivantes :

- sur sa bordure méridionale le Numidien externe autochtone ou parautochtone passe en continuité à la sédimentation molassique qui débute peut-être au Burdigalien supérieur mais se développe essentiellement pendant l'Helvétien et le Tortonien;
- Le Numidien externe grés-argileux atteint une épaisseur maximum de 2.500 mètres environ quand la série est complète. Lorsque les couches de passage (600 m) à la molasse n'existent pas (ou plus), dans la partie la plus septentrionale du Numidien externe, l'épaisseur doit être environ de 1900 mètres. Ceci semble également valable pour le Numidien intermédiaire dont l'épaisseur doit décroître vers le Nord pour passer latéralement à un Numidien grés-argileux interne dont il faut bien l'avouer, on ne peut connaître l'épaisseur exacte. Mais une estimation nous permet de penser que si l'épaisseur maximum mesurée est de l'ordre de 300 m, l'épaisseur totale ne devait pas dépasser 500 m. Elle était assurément inférieure à 1000 mètres;
- le faciès évolue du Nord vers le Sud, les grès du Numidien interne sont les plus riches en dragées de quartz, ils sont tendres et les grès font parfois place à des sables alors que dans le Numidien intermédiaire et surtout dans le Numidien externe, les grès sont plus durs, mieux stratifiés. Mais il n'existe pas de règle générale et certains niveaux de grès du Numidien externe sont très riches en dragées de quartz, par exemple dans la région de Sciafani et localement ils peuvent même très rarement être peu consolidés.

Après avoir reconstitué le sillon du Numidien, nous allons étudier son évolution dans le domaine le plus méridional.

C) Le Miocène grés-glaucouneux des Sicani

Il s'étend sur le domaine paléogéographique qui correspond aux zones de Vicari et Cammarata définies précédemment. Quelques coupes permettront d'en définir le faciès et les limites stratigraphiques puis nous envisagerons des rapports avec le Numidien externe.

a) Coupe de la Contrada Piano di Conte (Monte Cammarata)

A la Contrada Piano di Conte (F. Cammarata, Coord. 790635), on trouve sur les marnes sableuses et glauconieuses de l'Oligocène (voir fig. I22-2) environ 35 m de grès glauconieux (fig. I22-3) à ciment calcaire, peu consolidés, en bancs minces à la base (5 à 15 cm) passant vers le sommet à des bancs plus épais (0,50 m à 2 m). Ces grès glauconieux alternent avec de minces lits de marnes sableuses et glauconieuses verdâtres. Les grès présentent des stratifications entrecroisées, des pistes de vers, de rares figures de charge. Les lits marneux ont fourni des microfaunes généralement mal conservées;

a) de I42 F à I36 K :

Globigerinoides trilobus (REUSS)

" " immarturus LE ROY

" irregularis LE ROY

Globigerina bulloides d'ORB.

Catapsydrax dissimilis (CUSH. et BERMUDEZ) très rare

Globorotalia mayeri CUSH. et ELLISOR

" scitula (BRADY)

Martinottiella communis (d'ORB.)

Uvigerina auberiana (d'ORB.)

Melonis pompilioides (FICHTEL et MOLL)

" soldanii (d'ORB.)

Pullenia bulloides

Siphonina sp.

Amphistegina sp.

et quelques espèces remaniées du Crétacé supérieur (Globotruncana, Gumbélines).

b) de I36 C à I37 E :

Globigerinoides trilobus (REUSS)

Globigerina bulloides d'ORB.

" sp.

Globorotalia mayeri CUSH et ELLISOR

Globoquadrina dehiscens (CHAPMAN, PARR et COLLINS) fréquent

" sp.

Martinottiella communis (d'ORB.)

Uvigerina auberiana (d'ORB.)

Melonis soldanii (d'ORB.)

Pullenia bulloides (d'ORB.)

Siphonina sp.

Gyroidina girardana (REUSS)

Sphaeroidina bulloides d'ORB.

Pleurostomella alternans SCHWAGER

Plectofrondicularia sp.

et quelques Globotruncana remaniées.

Ces associations caractérisent le Miocène inférieur (Aquitano-Burdigalien, selon J. Magné).

Cette série gréseuse a livré aussi (I36 G) (Pl. 30) :

Miogypsina günteri COLE

Lepidocyclina gr. morgani (LEM. et DOUV.)

Amphistegina sp.

Cette association serait caractéristique, selon M. Freudenthal, de l'Aquitainien. Mais à notre avis, elle ne suffit pas à affirmer la présence certaine de l'Aquitainien, car les Lépidocyclines et les Myogypsines pourraient être remaniées.

Sur les grès glauconieux (fig. I22-3 et fig. I5I-3) reposent des marnes grises du Burdigalien supérieur (?) - Helvétien-Tortonien (fig. I22-4 et fig. I5I-4) (voir Pl. 10-bas) dont l'épaisseur totale est de plusieurs centaines de mètres.

Cette coupe démontre le passage certain entre les grès glauconieux et les marnes du Burdigalien supérieur (?) - Helvétien-Tortonien.

Nous indiquons deux autres coupes qui démontrent ce passage sur lequel nous insistons car il s'agit peut-être du seul endroit où on peut l'observer dans les Sicani.

b) Coupe de la Contrada San Lorenzo

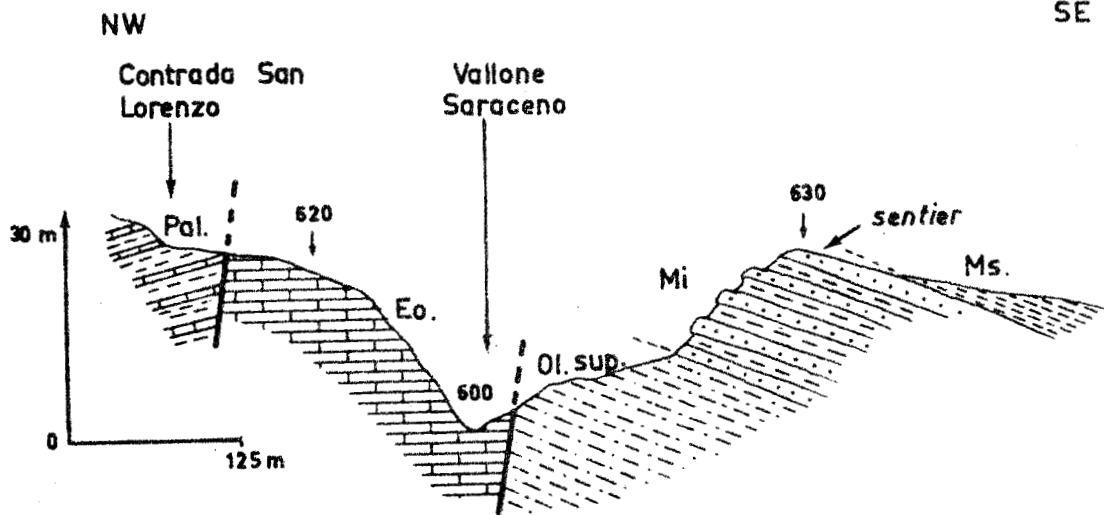


fig. I46 Coupe de la Contrada San Lorenzo, 2 km au N de Cammarata

Les grès du Miocène inférieur sont tendres, assez peu glauconieux et alternent avec des marnes grises. Ce faciès s'identifie à celui du Vallone Verbaumcaudo (Numidien externe).

La superposition du Miocène moyen-supérieur marneux aux grès glauconieux se voit très bien également dans le Vallone Saraceno (fig. I47).

c) Coupe du Vallone Saraceno

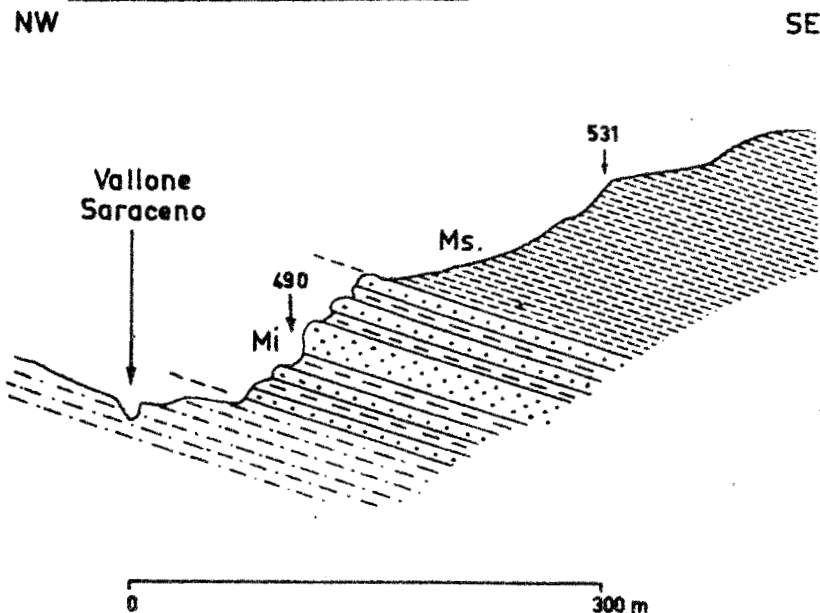


fig. I47 Coupe du Vallone Saraceno

Près de la Casa Ministalla, 1 km au NE de la Contrada San Lorenzo, à l'endroit où le Vallone Saraceno entaille profondément les grès glauconieux, on observe dans de très bonnes conditions la superposition des marnes grises du Miocène moyen aux grès glauconieux du Miocène inférieur. Ceci peut également se constater 1 km au NW de ce point, dans la Contrada Finochiara.

d) Problèmes des limites inférieures et supérieures

- Limite inférieure

Les grès glauconieux des Sicani d'âge aquitano-burdigalien (Miocène inférieur) reposent sur des marnes de l'Oligocène supérieur. Nous n'avons jamais observé de conglomérat à la base mais il apparaît d'importants remaniements de microfaunes dans les niveaux les plus inférieurs. Ceci est-il l'indice d'une transgression ? C'est possible, mais nous ne pouvons le prouver. **Au Monte Barracù A. Daïna** (1965, p. 16) affirme que les grès glauconieux sont transgressifs sur les marnes sableuses de l'Oligocène supérieur. Cet auteur ne dit pas sur quelle preuve il fonde son jugement. Récemment, G. Mascle (1967b) cite dans la région de Palazzo Adriano, un conglomérat Oligocène supérieur-miocène inférieur. De plus, il semble, que dans la zone de Vicari les grès glauconieux soient indiscutablement transgressifs.

En conclusion, on peut donc admettre également une transgression du Miocène inférieur dans les Sicani orientaux.

- Limite supérieure

Les grès glauconieux passent en continuité à des marnes grises du Burdigalien supérieur (?)-Helvétien qui constituent la base de la série molassique. Cette observation correspond exactement à ce que nous avons indiqué dans le Numidien externe (coupe de la Vallée de Lisca etc...) et là encore il semble que la base de la série marneuse puisse débiter au Burdigalien très supérieur mais elle se développe ensuite pendant l'Helvétien et le Tortonien.

c) Analogies de faciès et corrélations avec le Numidien externe

La série grésoglaucconieuse des Sicani (30 m) présente un faciès très proche de celui de la partie supérieure du Numidien externe (600 m) que nous avons décrite dans la vallée de Lisca, le Vallone Verbaumcaudo etc... L'âge des grès glaucconieux est aquitano (?)-burdigalien, celui de la partie supérieure du Numidien externe semble burdigalien; mais des remaniements de microfaune dans les grès glaucconieux pourraient signifier qu'ils sont également burdigaliens.

Dans les grès glaucconieux des Sicani, on ne connaît pas de dragées de quartz et cela appelle deux hypothèses :

- 1) les grès glaucconieux seraient un équivalent de la partie supérieure du flysch numidien et à ce niveau on ne connaît plus de dragées de quartz dans le Numidien, Rien d'étrange par conséquent qu'elles n'existent pas dans les grès glaucconieux des Sicani;
- 2) les grès glaucconieux seraient l'équivalent de l'ensemble du Numidien externe (2500 m) et dans ce cas pourquoi ne trouve-t-on pas de dragées de quartz dans les Sicani ? Une explication apparaît qui consiste à voir dans le haut-fond sous-marin que constitue la zone de Vicari une barrière s'opposant au passage des quartz de grosses dimensions.

Il me semble bien difficile de choisir entre ces deux hypothèses. Seule une stratigraphie fine du Miocène inférieur permettrait de résoudre le problème mais les zones micropaléontologiques ne sont pas suffisamment précises à l'heure actuelle dans le Miocène inférieur pour trancher.

Dans l'état actuel de nos connaissances, un élément paraît particulièrement important. Les grès glaucconieux des Sicani sont, semble-t-il, transgressifs ceci sous-entend une lacune de la base du Miocène inférieur dont il faut tenir compte, même si à l'heure actuelle on ne peut en définir la durée précise. Le Numidien externe grésoglaucconieux n'est pas transgressif et il n'y a donc pas de lacune à la base du Miocène inférieur. On peut dans ce cas penser que les grès à dragées ne sont sédimentés dans la zone de Sciafani pendant la lacune de sédimentation des zones de Vicari-Cammarata. Le matériel détritico-sédimentaire d'origine septentrionale n'aurait dans ce cas franchi la zone haute de Vicari qu'au Burdigalien et ceci nous ramène à la première hypothèse qui semble donc plus

satisfaisante que la seconde qu'il ne faut cependant pas rejeter à priori.

f) Conclusions

Au Miocène inférieur les zones de Vicari et Cammarata (c'est-à-dire la province géographique des Sicani) sont caractérisées par un même dépôt grésoglaucouneux qui constitue, comme nous l'affirmions dès 1964, un équivalent latéral du flysch numidien grésoglaucouneux dont le bassin s'étendait jusqu'au Sicani qui en représentaient la partie la plus méridionale, c'est-à-dire la plus externe. Il semblerait que les grès glaucouneux ne correspondent qu'à la partie supérieure du flysch numidien grésoglaucouneux mais ceci reste à préciser dans le détail.

A la base, les grès glaucouneux **seraient** transgressifs, mais la preuve certaine de cette transgression n'existe pas, semble-t-il dans la région que nous avons étudiée.

Au sommet, nous affirmons qu'ils passent aux marnes du Burdigalien supérieur (?)-Helvétien-Tortonien.

IV) LE MIOCENE MOYEN SUPERIEUR

- Caractères généraux

C'est pendant cette période et peut-être dès le Burdigalien supérieur que se développe la molasse. Si le terme de molasse nous semble justifié dans les Madonies, il l'est beaucoup moins dans le domaine situé au S des Madonies. En effet, les détritiques grossiers diminuent d'importance vers le Sud et la molasse typique (sables et conglomérats) passe latéralement vers le Sud à des marnes plus ou moins sableuses. Deux coupes fixeront les idées, l'une levée à Scillato à l'W des Madonies, l'autre près de Cammarata c'est-à-dire dans un secteur plus méridional.

a) Coupe de Scillato

La coupe de Scillato ne se situe pas à Scillato mais à la l'W de ce village. Le Fiume Imera Settentrionale entaille profondément le vaste synclinal de Miocène moyen-supérieur qui se développe juste à l'W des Madonies et à proximité de Scillato. J'ai suivi le cours du fleuve, asséché en été, en partant de Scillato et en me dirigeant vers le NW. Dorénavant il sera plus facile de faire cette coupe car une autoroute est projetée qui doit suivre dans cette région le cours du Fiume Imera; il est d'ailleurs probable que de gros problèmes se poseront aux constructeurs à partir de la Costa Guggino vers le SE, c'est-à-dire dans les terrains chaotiques et sujets aux glissements que sont les A. S.

Une petite coupe de détail précise la nature de la limite inférieure de la série.

- Limite inférieure - Coupe de la Costa Guggino

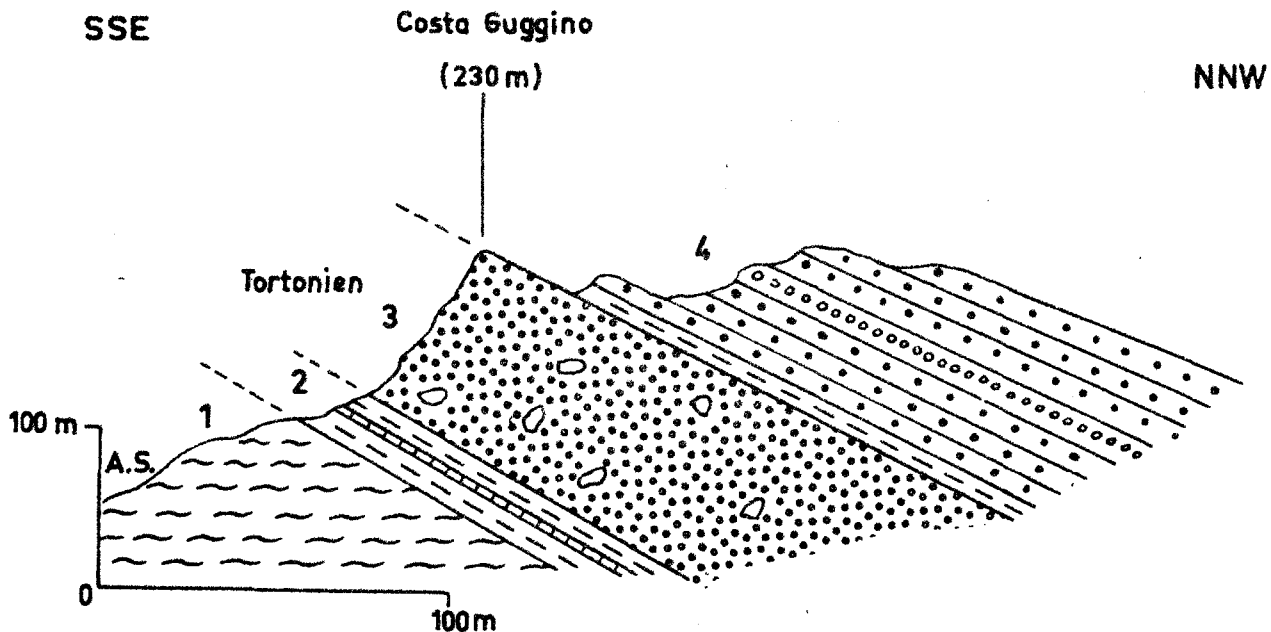


fig. I48 Coupe de la Costa Guggino.
Légende dans le texte.

On rencontre la succession suivante de bas en haut :

- 1 - A.S. verdâtres ou noirâtres avec quelques niveaux de calcaires fins interstratifiés. Crétacé supérieur. C'est la nappe du flysch interne;
- 2 - alternance de marnes noirâtres ou gris foncé, très riches en mica, et de grès glauconieux, tendres, molassiques, assez grossiers, micacés. Les strates marneuses et gréseuses sont d'égale épaisseur, mais cette épaisseur varie verticalement entre 5 et 45 cm (fig. I49). Selon J. Magné, la microfaune correspond à la zone à Globorotalia menardii de Bolli, il s'agit du Tortonien inférieur. Epaisseur 30 à 35 mètres;
- 3 - conglomérats polygéniques du Tortonien. Les galets proviennent des A. S. (calcaires verts, gris, grès quartzites verts, etc...), de la formation de Reitano (grès micacés), du flysch numidien (grès fins à grossiers); de la série de Sclafani (calcaires organiques, crétacés et éocènes), du cristallin (gneiss, granites etc...). La taille des éléments varie entre quelques centimètres et plusieurs décimètres, certains blocs atteignent 1 m et plus. Il serait intéressant d'en faire une étude complète et statistique. Les galets de cristallins sont dignes d'intérêt, leur faciès rappelle celui des monts péloritains; ils sont en général de taille plus petite que les autres éléments, ce qui pourrait laisser croire qu'ils ont subi un transport plus long, mais j'ai néanmoins observé un bloc d'embranchite de plus de 50 cm de diamètre. J'ai noté du cristallin jusque dans les conglomérats tortoniens de Roccapalumba, au N de Valledolmo etc... Les galets qui proviennent de la série de Sclafani m'ont semblé être en minorité alors que dans les monts de Palerme ils constituent l'élément dominant du conglomérat (renseignement oral de L. Caflisch). De toute manière, ils prouvent que la zone de Sclafani s'érige en haut-fond. Il s'agit alors d'un haut-fond qui émerge sous forme d'îles ceinturées par la mer tortonienne. La zone haute des Madonies est en formation mais elle n'atteindra sa maturité qu'au Miocène très supérieur-Pliocène comme nous le verrons ensuite. Epaisseur 150 à 200 m;
- 4 - molasse et sables avec quelques niveaux marneux et conglomérats interstratifiés. Tortonien.

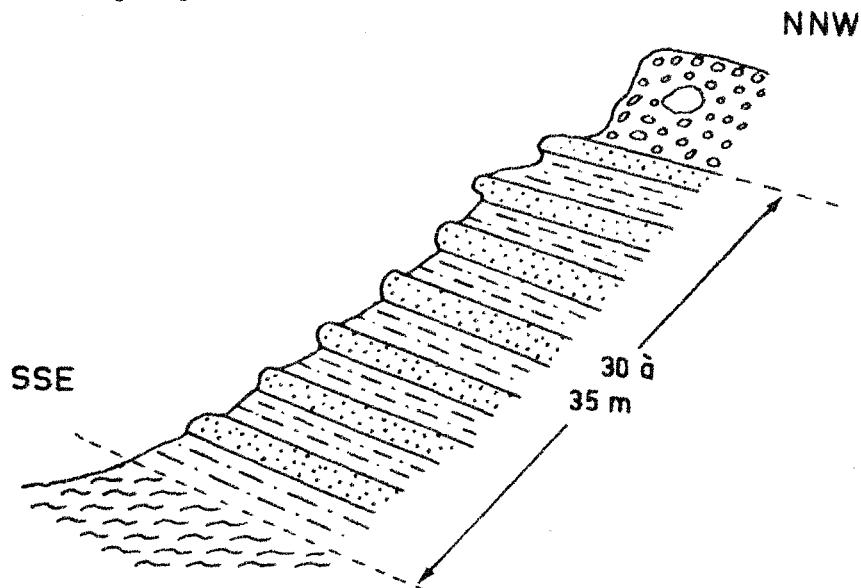


fig. I49 Détail de la fig. I52-2

Cette coupe appelle deux remarques d'ordre tectonique et sédimentologique. Elle démontre que la nappe du flysch interne était en place au Tortonien inférieur et cela de façon indiscutable. Nous préciserons dans le chapitre tectonique l'âge exact de la mise en place. Au point de vue sédimentologique, peut-on attribuer au conglomérat la valeur d'un conglomérat de transgression ou de régression ? Je ne le pense pas, car il s'agit d'une molasse, c'est-à-dire d'une formation qui provient du démantèlement de reliefs en formation et ces conglomérats s'intègrent dans la sédimentation molassique. Ils sont dans la région la plus septentrionale de notre étude, discordants sur les structures mais en général sont précédés de marnes qui succèdent dans le temps à celles que nous avons décrites en continuité de sédimentation sur le flysch numidien externe.

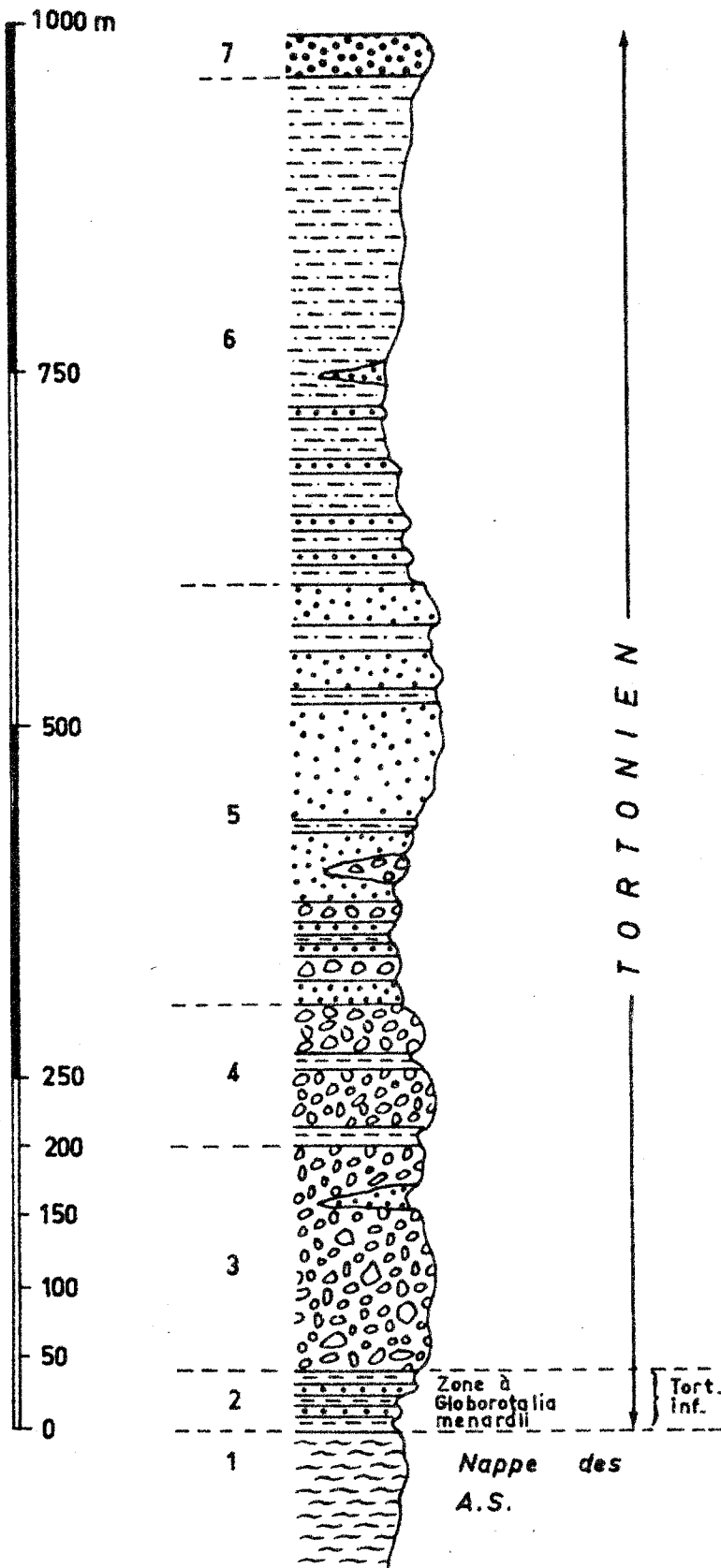
Nous avons réalisé une colonne stratigraphique synthétique du Tortonien de Scillato à partir de coupes levées :

- à la Costa Guggino
- au Cozzo Monte Gibello
- à la Liste di Ferro
- à la Serra Canalona et également dans la plaque du Monte Bovitello - Contrada Garbinogara au SW de Campofelice di Roccella.

- Colonne stratigraphique du Tortonien de Scillato

On observe les subdivisions suivantes, de bas en haut :

- I - nappe des A.S. Crétacé supérieur;
- 2 - marnes noirâtres ou gris foncé et grès molassiques, glauconieux en alternance. A ce niveau apparaît une surabondance de micas. Il s'agit du Tortonien inférieur (zone à Globorotalia menardii de Bolli). Epaisseur 30-35 mètres;
- 3 - conglomérat polygénique avec lentilles de sables, décrit précédemment. Tortonien franc. Epaisseur 150 m environ;
- 4 - quelques niveaux de marnes grises s'intercalent dans le conglomérat à sa partie supérieure. Epaisseur 100 m. Tortonien franc;
- 5 - grès tendres, molassiques, micacés avec quelques intercalations de marnes grises qui deviennent plus fréquentes au sommet de la série. A la base de cette séquence, on remarque un passage progressif des conglomérats (4) à la molasse (5) par l'intermédiaire de grès molassiques avec quelques niveaux conglomératiques intercalés, épais de plusieurs mètres. Ensuite les conglomérats deviennent lenticulaires. Epaisseur 300 m;



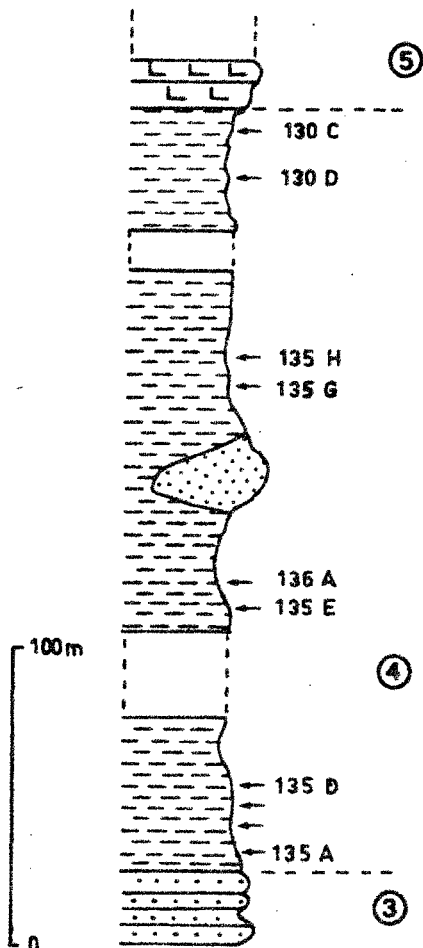
- 6 - marnes sableuses grises avec quelques intercalations gréseuses, molassiques, épaisses de 10 à 30 cm à la base de la série passant vers le haut à des lentilles gréseuses qui disparaissent dans les 2/3 supérieurs de la série. Epaisseur approximative 350-400 mètres. Cette séquence constitue les remarquables "badlands" de la Contrada Ottosalme. Tortonien franc;
- 7 - conglomérat polygénique très peu épais (10 à 30 m) qui termine la série.

fig. 150 Coupe stratigraphique du Tortonien de Scillato.

Cette coupe nous montre une magnifique série molassique que l'on pourrait qualifier de cyclique, puisque l'on passe de conglomérats à des grès molassiques puis à des marnes sableuses avec tous les termes de transition pour enfin revenir à des conglomérats. Le rapport grès sur argiles est supérieur à 1 et sa valeur approchée est de 1,5. Toute la série qui mesure 1000 mètres d'épaisseur est à rapporter au Tortonien, nous verrons qu'au Miocène très supérieur (Messinien) apparaissent des formations qui annoncent les dépôts évaporitiques du Mio-Pliocène.

b) Coupe de Cammarata

Cette coupe qui se développe entre la Contrada Piano di Conte et la Contrada Gilferraro a été en partie décrite dans le Miocène inférieur (p. 375). Elle



nous montre au moins 1000 m de marnes gris bleu plus ou moins sableuses qui reposent sur les grès glauconieux du Burdigalien et débutent peut-être au Burdigalien supérieur pour se développer essentiellement à l'Helvétien et au Tortonien. J. Magné a en effet reconnu les associations suivantes (fig. 151) :

- a) de I35 A à I35 E : des microfaunes riches où les formes planctoniques dominent fortement par le nombre d'individus :
- Globigerinoides trilobus REUSS
 - " " immarturus LE ROY
 - " bisphericus TODD
 - " trilobus sacculiferus (BRADY)
 - " ruber (d'ORB.)
 - Globigerina bulloides d'ORB.
 - " bolli CITA et SILVA
 - Globigerinella sp.

fig. 151 Colonne stratigraphique composite du Miocène moyen - supérieur à l'E des Sicani.

Orbulina suturalis BRONNIMANN
" bilobata (d'ORB.)
Porticulasphaera transitoria (BLOW)
" glomerosa glomerosa (BLOW)
Globorotalia mayeri CUSH. et ELLISOR
" cf obesa BOLLI
" fohsi barisanensis LE ROY
" scitula (BRADY)
Globoquadrina altispira (CUSH. et JARVIS)
" dehiscens (CHAPMAN, PARR et COLLINS)
" sp.

Le benthos comprend quelques individus de :

Cylindroclavulina cf. bradyi (CUSH)
Cassidulina subglobosa BRADY
" laevigata d'ORB.
Pleurostomella alternans SCHWAGER
Uvigerina flinti CUSH
" aff. barbatula MACF.
Bulimina cf inflata SEG.
Pullenia bulloides (d'ORB.)
etc....

Il s'agit très probablement de Miocène moyen (Helvétien ?)

b) de I36 A à I30 C : des microfaunes encore riches en espèces, mais à plancton moins abondant. Notons :

Orbulina suturalis BRONNIMANN
" universa d'ORB.
" bilobata (d'ORB.)
Globigerina bulloides d'ORB.
" foliata BOLLI
" sp.

Globigerinoides trilobus REUSS.
" " sacculiferus (BRADY)
Globorotalia menardii (d'ORB.)
" globorotaloidea (COLOM)
" cf. scitula (BRADY)
" cf. hirsuta (d'ORB.)
Bolinopsis carinata (d'ORB.)
Textularia aciculata d'ORB.
Ammonia beccarii (LINNE)
Cancris cf. auriculus (FICHTEL et MOLL)
Gyroidina girardana (REUSS)
Valvulineria sp.
Nonion boueanum d'ORB.
Elphidium sp.
Melonis soldanii (d'ORB.)
Pullenia bulloides (d'ORB.)
Sphaeroidina bulloides (d'ORB.)
Bolivina dilatata REUSS.
Bulimina costata
Bulimina elongata subulata CUSH.
Bitubulogenerina sp.
Trifarina sp.
Uvigerina peregrina CUSH.
Uvigerina cf. rutila CUSH.
Anomalina sp.
Cibicides sp.
Marginulina costata (BATSCH), etc ...

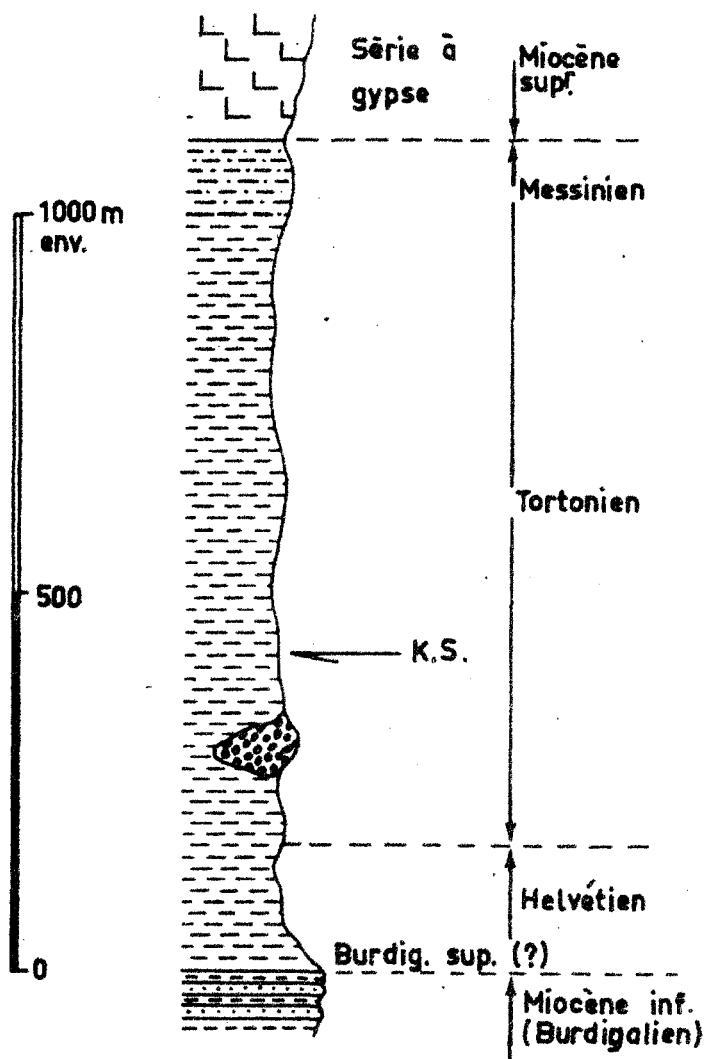
Il s'agit ici de Miocène supérieur (Tortonien ?). Il faut signaler l'abondance remarquable des micas, dans les marnes du Miocène supérieur. A noter que le rapport grès sur argiles est très voisin de 0.

Dans les marnes du Miocène très supérieur, s'intercalent les premiers niveaux de gypse du Messinien (fig. I53). La série à gypse et à soufre du Miocène terminal qui affleure dans l'angle sud-est de la feuille de Cammarata, repose,

semble t-il, en discordance sur les marnes du Miocène supérieur.

On remarque dans les marnes des blocs d'une molasse semblable à celle que nous avons précédemment décrite. Ces blocs sont emballés dans les marnes (voir fig. I51-I52) et proviennent d'une région plus septentrionale, ils ont probablement glissé sur le fond marin et il s'agit d'un remaniement synsédimentaire dû, à l'origine, probablement à des phénomènes de "slumping" très intenses. Nous ne

les dénommons pas klippes sédimentaires car il ne s'agit pas de blocs exotiques, étrangers à la formation par opposition aux corps étrangers qui représentent les énormes blocs qui apparaissent à la Montagnola, Contrada Crispina, Rocca del Vruaro, ou même aux fragments de la nappe du Numidien de la Rocca del Sughero, Cozzo Alessi etc... Ces klippes sédimentaires apparaissent stratigraphiquement au-dessus des blocs de molasse du Tortonien (niveau K.S. de la fig. I52), nous pensons donc qu'ils se sont mis en place pendant le Tortonien. Des prélèvements effectués sous les lambeaux de Numidien indiquent tantôt l'Helvétien, tantôt le Tortonien, mais l'érosion tectonique provoquée par la nappe en est la cause. Nous y reviendrons dans le chapitre tectonique.



← K.S. = niveau à partir duquel se mettent en place les klippes sédimentaires

fig. I52 Colonne stratigraphique sommaire du Miocène moyen-supérieur au niveau du Monte Cammarata.

c) Le Messinien du Cozzo Disi

Les marnes tortoniennes, au-dessus des intercalations tectono-sédimentaires passent à 40 mètres de calcaires et marno-calcaires blancs alternant avec des marnes blanches. Certains niveaux sont siliceux et correspondent aux diatomites ou Tripoli des auteurs italiens (L. Ogniben, 1957). On remarque quelques passées gypseuses à la base de la série que nous avons réalisée au Cozzo Disi (fig. I53) sur la feuille du Pizzo Ficuzza (voir fig. panoramique). Madame Cita et Mademoiselle Premoli-Silva qui en ont étudié les microfaunes signalent entre autres :

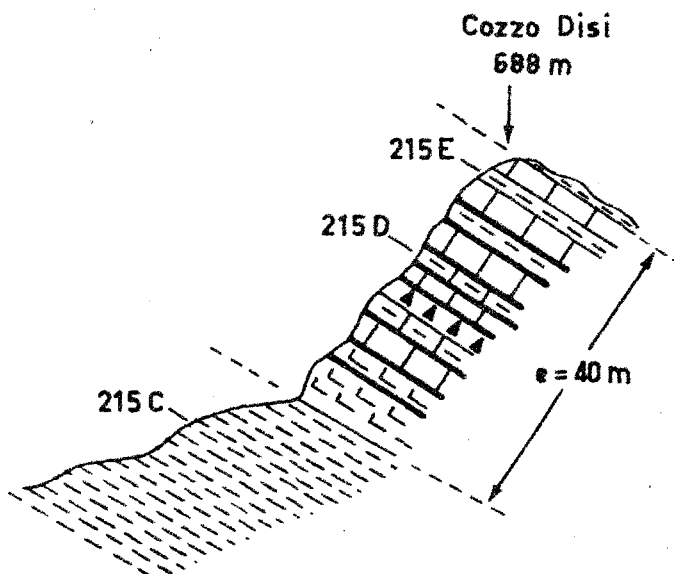


fig. I53 Coupe du Cozzo Disi - Messinien.
Légende dans le texte.

Echantillon 215 C :

Globorotalia cf. linguaensis BOLLI

" gr. scitula (BRADY)

" menardii miocenica PALMER

" apertura (CUSHMAN)

" incompta

" acostaensis BLOW

Globigerina cf. nepenthes TODD

Uvigerina peregrina CUSHMAN

" pygmaea d'ORB.

Bolivina aff. appenninica

" arta MACFADYEN

" italica CUSHMAN

" alata SEGUENGA

Echantillon 2I5 D :

Globorotalia scitula (BRADY)

Sphaeroidinella seminulina (SCHWAGER)

" dehiscens (PARKER et JONES)

Globigerina nepenthes TODD

Globigerinoides elongata (d'ORB.)

Globigerinita glutinata (EGGER)

Planulina ariminensis d'ORB.

Bolivina aff. scalprata miocenica MAGFADYEN

Bolivina cf. arta SEGUENZA

Echantillon 2I5 E :

Globorotalia cf. linguaensis BOLLI

" acostaensis BLOW

Globigerina nepenthes TODD.

Globigerinoides obliqua BOLLI

Sphaeroidinella seminulina (SCHWAGER)

Madame Cita et Mademoiselle Premoli-Silva précisent que les espèces typiquement miocènes sont très rares ou manquantes tandis que Sphaeroidinella dehiscens est très fréquente. La présence de Globigerina nepenthes différencie du "trubi" sicilien (Pliocène inférieur) et en fait des sédiments plus anciens que ceux-ci (autre argument, il n'y a pas les Globorotalia puncticulata et Globorotalia hirsuta). Il s'agit de Miocène élevé et probablement de Messinien bien que dans le Messinien type les Sphaeroidinella ne soient pas aussi communes.

Au-dessus de la série blanchâtre que nous venons de décrire réapparaissent des marnes grises qui passent vers le haut à la série à gypse (série gessosso-solfifère). Un échantillon prélevé au N du Cozzo Candela juste sous la série à gypse a fourni :

Globorotalia gr. scitula (BRADY)
" incompta
" acostaensis BLOW
" menardii miocenica PALMER
" conica JENKINS
Globigerina nepenthes TODD.
" quinqueloba NATLAND
Globigerinita glutinata (EGGER)
Uvigerina proboscidea SCHWAGER
" peregrina CUSHMAN
Bolivina italica CUSHMAN

Selon Madame Cita et Mademoiselle Premoli-Silva, il s'agit toujours de Miocène assez élevé.

d) La série à gypse

La série marneuse que nous venons de décrire peut recéler une assez forte proportion de sables. Elle semble passer en continuité à la série à gypse mais il faut cependant faire les remarques suivantes :

- le passage de faciès est très brutal
- en quelques endroits, on remarque une brèche à la base de la série à gypse par exemple sur la feuille au I/25 000 du Pizzo Ficuzza, au Cozzo Formaggio (fig. I54). Mais en cet endroit, le Numidien allochtone est directement recouvert par la série à gypse qui débute par des calcaires caverneux de type travertins dans lesquels on remarque des intercalations de gypse saccharoïde. La brèche à matrice calcaire comprend des blocs de petite taille (quelques centimètres à 1 décimètre) de grès numidiens et des galets mous d'argiles tabac et surtout verdâtres. Au point de vue tectonique cette coupe et d'autres que nous citerons démontrent que la nappe numidienne a rejoué au Messinien.

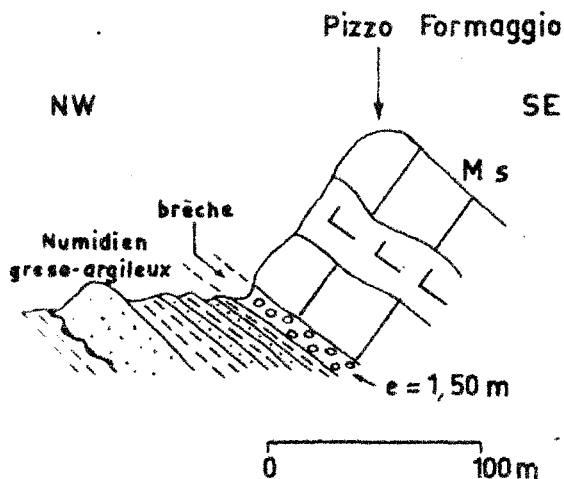


fig. 154 Coupe du Pizzo Formaggio

Si la brèche que nous citons est un peu particulière, S. Motta (1958) indique dans l'angle SE de la feuille au I/25 000 de Cammarata près de la mine Muti et Coffari "des faciès détritiques pas très répandus, au moins dans le reste de la Sicile centro-méridionale, caractérisés par la présence, parmi les composants d'un conglomérat, de galets de gypse de type albâtre ou bien de paquets gypseux".

La mine Muti et Coffari que j'ai visitée exploite du sel gemme de couleur blanchâtre. La visite de cette mine permet d'observer qu'une intense tectonique a affecté le Miocène supérieur.

Nous ne nous étendrons pas plus longuement sur la série à gypse, à soufre et à sel que nous n'avons pas étudiée en détail, renvoyant pour cela aux travaux de S. Motta (1951 et 1954) L. Ogniben (1954-1957 et de la Regione Siciliana (1962).

Cette série à gypse, sel et soufre existe également dans le domaine des Madonies et affleure juste au S des Madonies sur les feuilles au I/25 000 de Petralia, Polizzi Generosa, Caltavuturo; à l'W des Madonies sur les feuilles de Scillato, Collesano, Montemaggiore Belsito. Mais alors que la série qui se développe plus au S se présente suivant une bande continue entre Mussomeli et Alimena

avec un pendage sud; au voisinage des Madonies on ne trouve plus que des plaques synclinales isolées reposant soit sur le Tortonien soit directement sur les A. S. qui peuvent localement les chevaucher par suite de coulées gravitatives récentes, par exemple sur la feuille au I/25 000 de Petralia, au Balzo Bovolito. Bref, dans cette zone la série est réduite contient peu de gypse, rarement du sel dont le gisement industriel le plus septentrional que nous connaissons, se situe juste au N du Balzo Bovolito précédemment nommé, là où le Fiume Salso l'entaille profondément. Cette mine semble d'ailleurs se présenter comme celle dont nous parlions antérieurement. Le sel très pur est emballé dans des argiles. Il n'y a plus de soufre exploitable, la minière la plus septentrionale se situe à Lercara Friddi. Quant à la série stratigraphique, elle débute par un puissant banc de calcaires gris clair ou blanchâtres vacuolaires (10 à 50 m fig. I55 et I56) formant relief dans la topographie ce qui justifie le terme de Balza (rocher) qui apparaît sur les cartes topographiques aux emplacements où il affleure. Il est rarement bitumineux et passe à des marnes à lentilles de gypse ou même à des grès, des sables ou des conglomérats. A la base de la série on ne retrouve pas les tripoli précédemment nommés et essentiellement développés beaucoup plus au Sud dans le bassin de Caltanissetta.

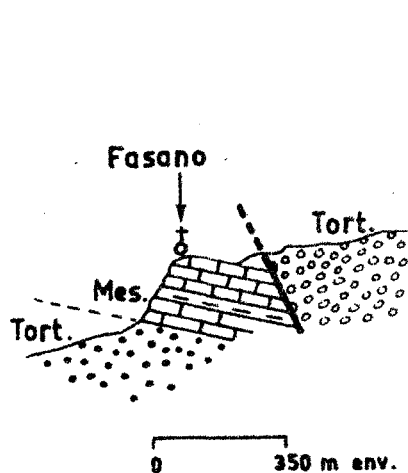


fig. I55 Coupe de Fasano

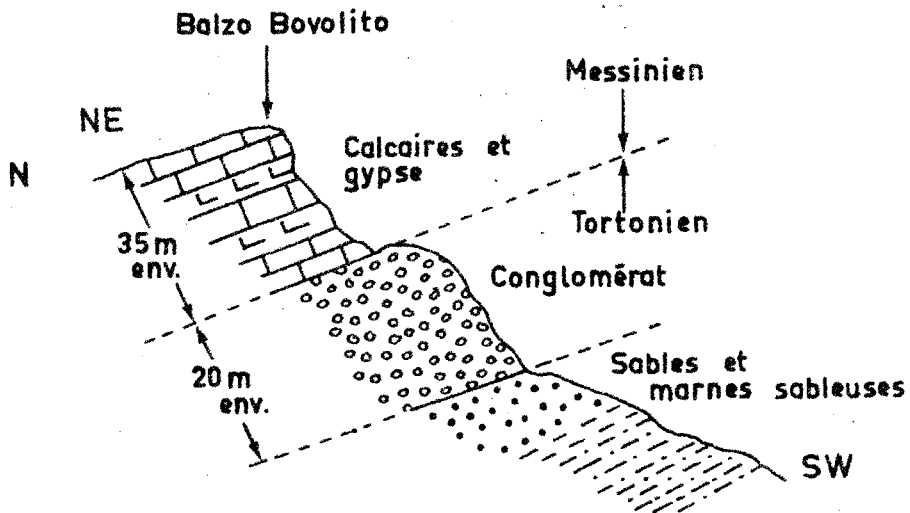


fig. I56 Coupe du Balzo Bovolito

Cette série à gypse, soufre et sel d'âge Miocène terminal à (peut être) pliocène basal comprend donc d'une manière générale de bas en haut (fig. I57) :

- un conglomérat de base local, peu épais, à galets d'origines diverses et ciment gypseux;
 - des calcaires vacuolaires à niveaux de gypses (10 m à 50 m et plus);
 - du gypse saccharoïde ou en gros cristaux, accessoirement du sel et du soufre.
- Les gypses présentent des intercalations d'argiles de sables ou de conglomérats.

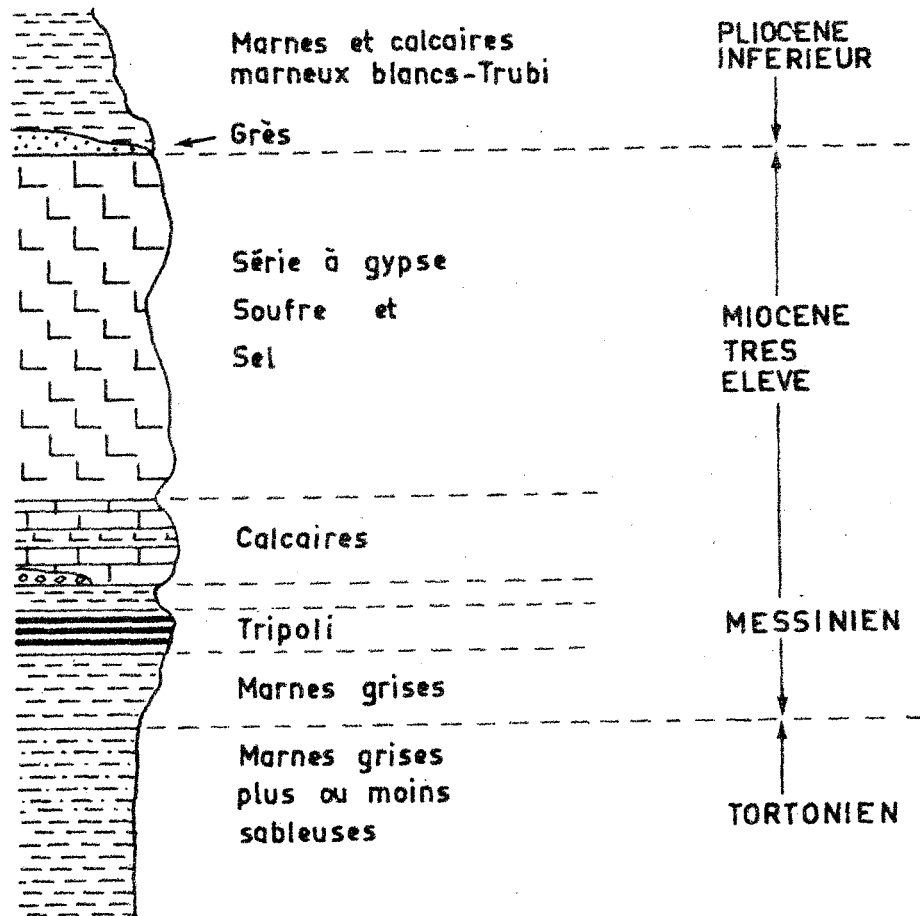


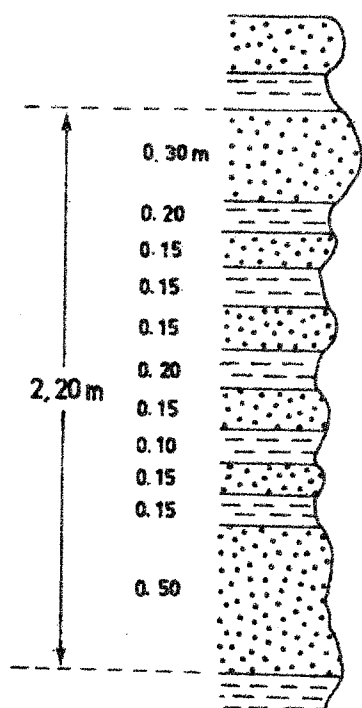
fig. I57 Colonne stratigraphique sommaire de la série à gypse.

La série réduite en épaisseur à proximité des Madonies s'accroît vers le Sud pour prendre un développement maximum au S de la zone étudiée, c'est-à-dire dans le bassin de Caltanissetta. Le ou (les) bassin (s) de sédimentation de cette série à gypse correspondent à une désorganisation de l'avant-fosse sicilienne qui progressivement va se décomposer en bassins disjoints.

e) Remarques relatives à la sédimentation dans l'avant-fosse du Miocène moyen-supérieur

Le Miocène moyen-supérieur est représenté par une sédimentation molassique d'avant-fosse. Nous avons, à l'aide de deux coupes, démontré que cette sédimentation détritique conglomératique et grés-sablo-marneuse au N (zone de Scillato) est essentiellement marneuse au Sud. La carte rend très clairement compte de l'extension de la série conglomératique et gréseuse qui se développe au N d'une ligne passant à peu près par Lercara Friddi et Vallelunga Pratameno.

On trouve sur le terrain les termes intermédiaires entre la série grossière septentrionale et la série marneuse méridionale. Cette série intermédiaire



se compose d'une alternance de grès fins très peu consolidés de couleur jaunâtre et de marnes sableuses gris bleuté. Le dépôt est rythmique. Ceci peut s'observer par exemple sur le bord nord de la feuille au 1/25 000 du Pizzo Ficuzza dans la Contrada Montoni Nuovi, 1 km à l'E de la Casa Monduna (fig. I58). Dans cette région le rapport grès sur argiles est voisin de 1.

fig. I58 Quelques rythmes de la série de la Contrada Montoni Nuovi.

On peut signaler également quelques particularités pétrographiques dans la molasse de la région de Bompietro, représentée par des sables ou des grès très peu consolidés, riches en mica blanc et à séquences granoclassées. On remarque dans cette région que la molasse très tendre contient des boules plus consolidées (grès). Ces boules indiquent la stratification par exemple au Cozzo del Comune (feuille au I/25 000 de Petralia-Contrada Verdi).

Remarque d'ordre sédimentologique :

Le rapport grès sur argiles décroît de la bordure vers l'intérieur du bassin molassique et passe de la valeur 1,5 à une valeur voisine de 0 en une trentaine de kilomètres.

f) Evolution paléogéographique au Miocène terminal

Le passage des marnes grises sableuses aux diatomites (Tripoli) puis aux calcaires et au gypse prouve de toute évidence une diminution de la profondeur d'eau. La vaste avant-fosse du Miocène supérieur est en voie de comblement et des bassins à sédimentation évaporitique probablement disjoints se dessinent. Ceci nous conduit à admettre de vastes zones émergées voisinant avec des bassins à sédimentation évaporitique.

Au cours de cette évolution, il semble qu'au Tortonien supérieur ou au Messinien très basal ait cessé la subsidence dans le bassin du Miocène supérieur et cet arrêt de subsidence est accompagné par une émission de tufs volcaniques qui vont engendrer les diatomites (Tripoli). Ces diatomites annoncent le début du cycle évaporitique pendant lequel la mer, très peu profonde, est hésitante et fait quelques incursions successives dans la zone avoisinant les Madonies. Ceci peut se constater sur le terrain car la série réduite en épaisseur n'est pas toujours constituée des mêmes termes dont certains peuvent manquer. Ces mouvements d'avancée et de recul sont certainement consécutifs à des pulsations tectoniques se faisant sentir vers le Nord et en particulier dans les Madonies qui s'érigent et sont encore séparées des monts de Termini par un vaste bras de mer.

g) Conclusions relatives au Miocène moyen-supérieur

Au Miocène inférieur nous avons assisté à l'installation d'un vaste sillon subsident accueillant le flysch numidien. Au Miocène moyen-supérieur (et peut-être dès le Burdigalien supérieur), la molasse succède au flysch et l'avant-fosse s'installe sur la zone de Sclafani, sur les Sicani et empiète sur les zones plus méridionales. Cette avant-fosse, qui occupe la majeure partie de la Sicile occidentale et centrale, est bordée au Nord par le domaine en cours de surrection des Madonies et des monts de Termini entre lesquels elle s'insinue par ailleurs.

Du Miocène inférieur au Miocène supérieur on assiste à une migration du Nord vers le Sud de l'axe de subsidence.

V) CONCLUSIONS GENERALES ET REMARQUES PALEO GEOGRAPHIQUES

Le Miocène comprend deux épisodes caractérisés par :

- le dépôt du flysch numidien grés-argileux au Miocène inférieur,
- la sédimentation molassique au Miocène moyen-supérieur.

La figure I59 résume les relations qui existent entre les Numidiens interne-externe et intermédiaire au Miocène inférieur et montre qu'un seul et même faciès s'étend sur un vaste domaine qui correspond aux zones de faciès définies au Mésozoïque et que nous avons figurées à titre indicatif. Le faciès flysch efface toute distinction entre ces zones. Cependant, un oeil averti peut encore distinguer les grès tendres et riches en dragées du Numidien interne, des grès plus consolidés, plus épais du Numidien intermédiaire et surtout du Numidien externe moins disloqué et qui montre des barres de grès bien continues dans la topographie. Il n'existe cependant pas de règles absolues et les faciès gréseux du Numidien externe ressemblent étrangement, parfois, à ceux du Numidien interne et seul le substratum oligocène permet de les distinguer avec certitude.

Au Miocène inférieur on assiste à une banalisation des faciès et à l'établissement d'une paléogéographie nouvelle.

Il faut faire une remarque relative à la formation de Reitano dont nous avons dit qu'il était difficile de savoir si c'était un flysch ou une molasse. Nous possédons peu d'éléments pour résoudre les problèmes paléogéographiques posés par cette formation de même âge que le flysch numidien mais d'un faciès différent. Deux possibilités nous sont offertes qui nous entraînent dans le domaine de l'hypothèse. Selon la première, la formation de Reitano occuperait une position interne par rapport au sillon du flysch numidien. D'après la seconde, il appartiendrait à un bassin partiellement entouré par le domaine de flysch numidien. Cette seconde hypothèse nous semble la plus plausible et nous nous attacherons à la mettre en valeur dans le chapitre réservé à la sédimentologie.

Dans le vaste sillon numidien, l'axe de subsidence maximum se situe au niveau de l'ex-zone de Sciafani. Nous assistons entre le Miocène inférieur et le Miocène moyen-supérieur au déplacement de cet axe de subsidence vers le Sud et nous démontrerons dans le chapitre tectonique toute l'importance que revêt cette migration vers le Sud, dans notre secteur d'étude où subsidence-sédimentation et tectonique sont étroitement liés et engendrent des phénomènes tectono-sédimentaires.

Au Miocène moyen-supérieur la molasse succède au flysch dans les Madonies. Une vaste avant-fosse s'installe sur l'emplacement des ex-zones de Sciafani, Vicari, Cammarata et empiète vers le Sud. Elle accueille un essaim de klippes sédimentaires entre l'Helvétien et le Tortonien.

Dans la partie septentrionale de l'avant-fosse, en bordure des domaines en cours de surrection, la sédimentation est, de bas en haut, conglomératique puis gréseuse et enfin marneuse. Latéralement vers le Sud elle passe à des dépôts marno-sableux. Les éléments détritiques se sont classés horizontalement en fonction de leur taille mais aussi verticalement dans la partie septentrionale de l'avant-fosse puisque de bas en haut on passe des conglomérats aux marnes sableuses par l'intermédiaire des grès. Le rapport grès sur argiles varie de l'extérieur vers l'intérieur du bassin pour passer de 1,5 à une valeur proche de 0 en une trentaine de kilomètres.

Au Miocène très supérieur (Messinien) s'instaure un cycle évaporitique. Il s'agit de la série solfifère essentiellement formée de diatomites à la base (seulement dans le domaine méridional) puis de calcaires caverneux et enfin de gypse ou anhydrite alternant avec des marnes et contenant en quelques points du sel et du soufre. Cette série, qui s'accroît en épaisseur du Nord vers le Sud et passe de quelques dizaines de mètres à plus de 1000 mètres, se termine par des dépôts calcaires et marneux (Trubi). Nous traiterons des "Trubi" dans le Pliocène, période pendant laquelle nous assisterons à la désorganisation de l'avant-fosse du Miocène moyen-supérieur qui sera remplacée par des bassins peu ou non subsidents et disjoints.

- Problème des limites stratigraphiques

Les coupures stratigraphiques sont un peu moins nettes que nous le laissons entendre dans l'énoncé succinct de ces conclusions. En effet, si le flysch numidien grés-argileux se développe essentiellement pendant le Miocène inférieur, il débute peut-être dès l'Oligocène supérieur.

Le faciès molassique ou tout au moins les marnes qui établissent la transition entre le flysch et la molasse pourraient commencer avec le Burdigalien supérieur.

Le faciès évaporitique est post-tortonien et disons donc Messinien, mais il pourrait atteindre et se terminer pendant le Sarmatien.

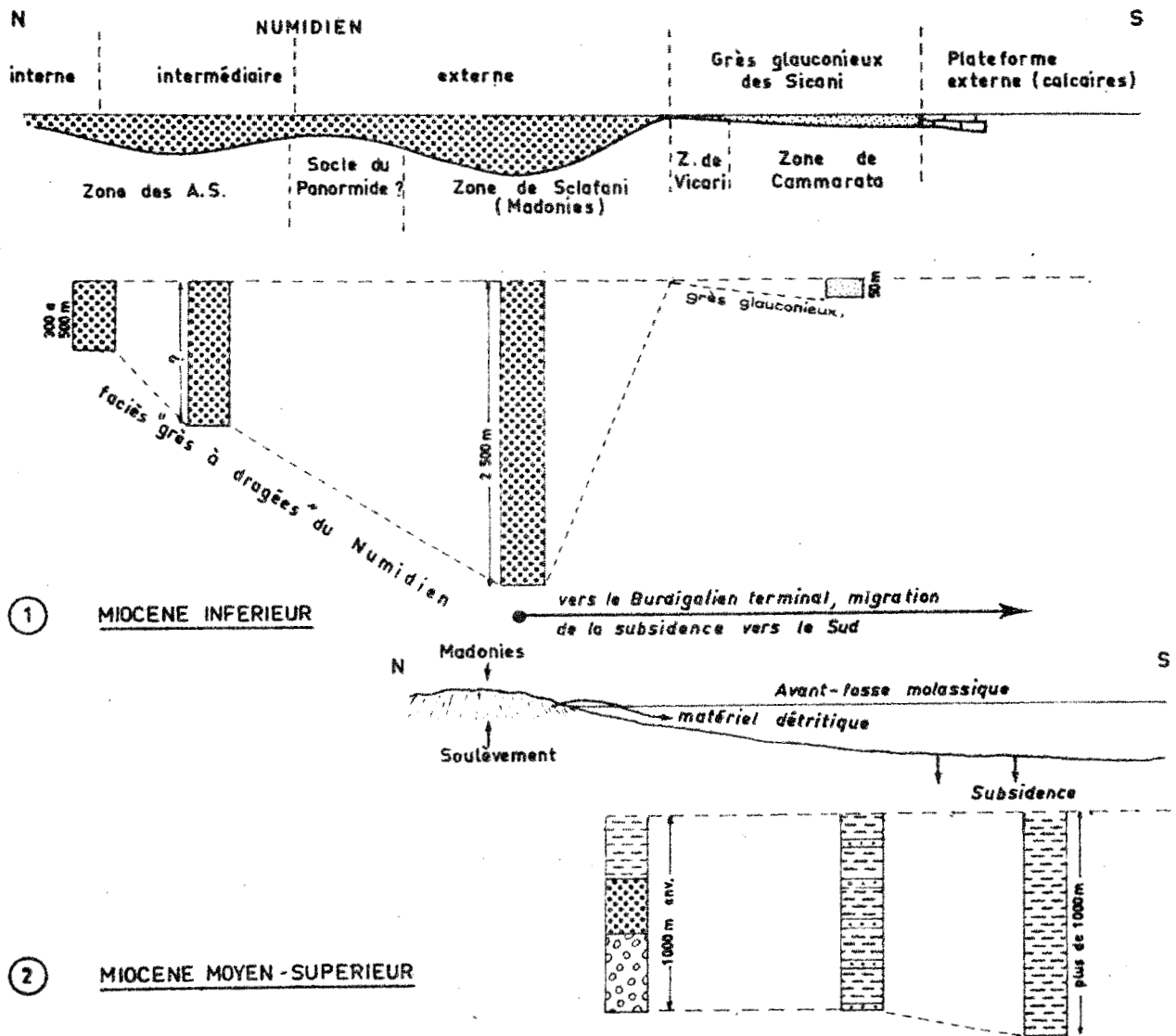


fig. 159 Reconstitution des différentes zones de faciès.

- 1 - Au Miocène inférieur.
- 2 - Au Miocène moyen-supérieur.

CHAPITRE IX

LE PLIO-QUATERNAIRE

C H A P I T R E I X

LE PLIO-QUATERNAIRE

I) INTRODUCTION ET HISTORIQUE	402
II) LE PLIOCENE	402
a) Coupe de Campofelice di Roccella	403
b) Coupe du Pizzo Bosco	407
c) Conclusions	408
III) LE QUATERNAIRE	408
IV) CONCLUSIONS GENERALES ET REMARQUES PALEOGEOGRAPHIQUES	409

CHAPITRE IX

LE PLIO-QUATERNAIRE

I) INTRODUCTION ET HISTORIQUE

Le Pliocène inférieur est caractérisé par un faciès très particulier appelé "Trubi". Ces "Trubi" pour certains auteurs semblent clore le cycle évaporitique et il pourrait paraître plus logique de les traiter avec le Miocène supérieur, mais ils sont de faciès franchement marin et se différencient des dépôts typiquement évaporitiques qui les ont précédés. Ils nous semblent plutôt inaugurer un nouveau cycle sédimentaire et pour cette raison, à notre avis, ils méritent d'être traités à part, mais c'est là un détail.

HISTORIQUE

Le Pliocène a surtout fait l'objet d'études approfondies dans la Sicile méridionale, nous citerons quelques travaux d'intérêt général en rappelant que L. Baldacci (1886) a été le premier géologue à signaler le Pliocène (Trubi) sur des cartes levées dès 1877. La stratigraphie du Mio-Pliocène, proposée par cet auteur, était déjà très bonne. Ensuite, les principaux travaux sont dûs à L. Trevisan (1943), P. Mezzadri (1961) qui fait des observations sur le Pliocène de Sicile et G. Ruggieri (1961b) qui propose des zones biostratigraphiques du Pliocène et du Pleistocène italien. Très récemment E. Roda (1967) fait une étude micropaléontologique du Pliocène inférieur et moyen du Monte Capodarso (près de la ville d'Enna).

II) LE PLIOCENE

N'ayant pas étudié cette série en détail, je serai très bref.

A) Etude de quelques coupes

Les "Trubi" affleurent très bien sur la côte nord de la Sicile entre Cefalù et Termini Imerese et en particulier à proximité de Campofelice di Roccella et de Lascari (voir carte au 1/100 000).

a) Coupe de Campofelice di Roccella

Cette coupe se situe juste au NE de Campofelice di Roccella entre le Torrente Roccella et la Casa Morillo qui est à 350 m à l'E de la petite carrière que nous avons étudiée.

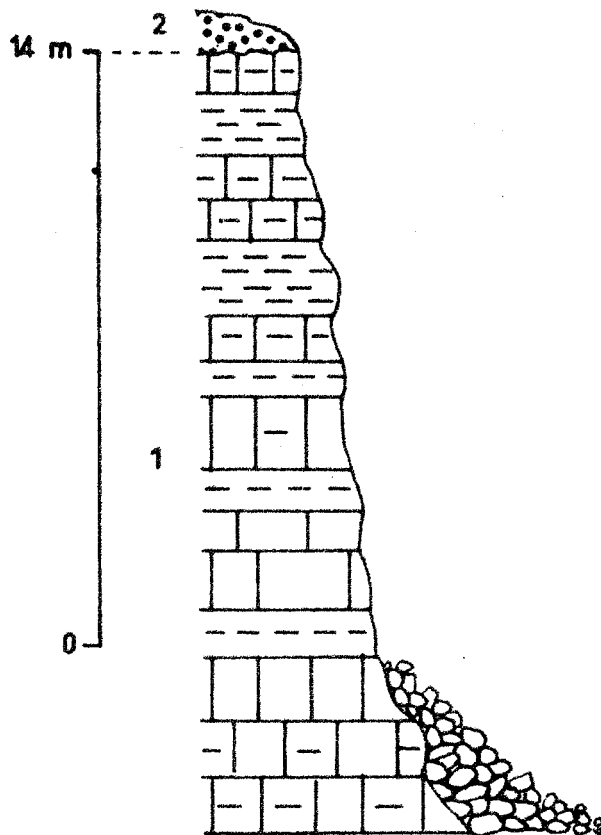


fig. I60 Coupe de Campofelice di Roccella.

- I - Marnes blanches et marno-calcaires blancs;
- 2 - Terrasse récente.

La série est composée de marnes blanches indurées et de marno-calcaires blancs qui admettent un pendage de 15° W et se présentent en strates de 0,10 à 1 mètre d'épaisseur. Les lavages révèlent une telle surabondance de Foraminifères, que la roche paraît en grande partie formée par l'accumulation de ces Foraminifères. La série doit atteindre au maximum quelques dizaines de mètres d'épaisseur.

C. Roda (1967) a étudié les "Trubi" près d'Enna dans le centre de la Sicile et il cite 72 espèces de Foraminifères benthoniques soient :

- Textularia pseudorugosa (LACROIX)
- Vulvulina pennatula (BATSCH)
- Bigenerina nodosaria D'ORBIGNY
- Clavulina rudis (COSTA)
- Karrerriella bradyi (CUSHMAN)
- Karrerriella gaudryinoides (FORNASINI)
- Martinottiella communis (D'ORBIGNY)
- Quinqueloculina bicarinata (D'ORBIGNY)
- Quinqueloculina contorta D'ORBIGNY
- Sigmoilina celata (COSTA)
- Nodosaria ovicula D'ORBIGNY
- Nodosaria pentecostata COSTA
- Dentalina leguminiformis (BATSCH)
- Lenticulina (Robulus) ariminensis (D'ORBIGNY)
- Lenticulina (R.) calcar (LINNEO)
- Lenticulina (R.) cultratus (MONTFORT)
- Lenticulina (R.) curviseptus (SEGUENZA)
- Lenticulina (R.) echinatus (D'ORBIGNY)
- Lenticulina (R.) inornatus (D'ORBIGNY)
- Lenticulina (R.) orbicularis (D'ORBIGNY)
- Lenticulina (R.) rotulatus (LINNEO)
- Lenticulina (R.) vortex (FICHTEL & MOLL)
- Lenticulina (Vaginulinopsis) bononiensis (FORNASINI)
- Lenticulina (Saracenaria) italica (DEFRANCE)
- Lenticulina (Planularia) auris (DEFRANCE)

Lenticulina (P.) auris angustata (COSTA)
Lenticulina auris cymba (D'ORBIGNY)
Marginulina crebica SEGUENZA
Marginulina hirsuta D'ORBIGNY
Marginulina tenuis BORNEMANN
Vaginulina clavata COSTA
Vaginulina legumen (LINNEO)
Vaginulina legumen elegans D'ORBIGNY
Vaginulina striatissima SCHRODT
Vaginulina tricarinata D'ORBIGNY
Chrysalogonium obliquatum (BATSCH)
Lagena gibbera BUCHNER
Lagena striata (D'ORBIGNY)
Amphycorina semicosta (COSTA)
Guttulina problema D'ORBIGNY
Glandulina aequalis REUSS
Glandulina laevigata D'ORBIGNY
Bulimina costata D'ORBIGNY
Uvigerina pygmaea D'ORBIGNY
Uvigerina rutila CUSHMAN & TODD
Stilostomella advena (CUSHMAN & LAIMING)
Stilostomella challengeriana (THALMANN)
Stilostomella consobrina emaciata (REUSS)
Stilostomella jedlitskai (THALMANN)
Plectofrondicularia gemina (SILVESTRI)
Plectofrondicularia inaequalis (COSTA)
Bolivina placentina (TEDESHI & ZAMMATTI)
Cassidulina subglobosa BRADY
Nonion boueanum D'ORBIGNY
Nonion padanum PERCONIC
Nonion pompilicoides (FICHTEL & MOLL)
Pullenia bulloides D'ORBIGNY
Pullenia quadriloba REUSS

Pullenia quinqueloba (REUSS)
Pleurostomella alternans SCHWAGER
Gyroidina laevigata D'ORBIGNY
Eponides umbonatus (REUSS)
Siphonina reticulata (CZJZEK)
Cancris oblongus (D'ORBIGNY)
Anomalina helicina (COSTA)
Anomalina ornata (COSTA)
Cibicides agrigentinus (SCHWAGER)
Cibicides italicus DI NAPOLI
Cibicides mexicanus dertonensis RUSCELLI
Cibicides subhaidingeri PARR
Cibicides ungerianus (D'ORBIGNY)
Planulina ariminensis (D'ORBIGNY)

Il s'agit selon C. Roda de la zone à Uvigerina rutila.

Il cite également 17 espèces de Foraminifères planctoniques qui sont :

Orbulina bilobata (D'ORBIGNY)
Orbulina suturalis BRONNIMAN
Orbulina universa D'ORBIGNY
Globigerina bulloides D'ORBIGNY
Globigerinoïdes elongatus (D'ORBIGNY)
Globigerinoïdes obliquus BOLLI
Globigerinoïdes ruber (D'ORBIGNY)
Globigerinoïdes sacculifer (BRADY)
Globigerinoïdes trilobus (REUSS)
Globigerinoïdes trilobus immaturus LE ROY
Globorotalia hirsuta (D'ORBIGNY)
Globorotalia obesa BOLLI
Globorotalia puncticulata (DESHAYES)
Hastigerina siphonifera (D'ORBIGNY)
Globoquadrina altispira (CUSHMAN & JARVIS)
Sphaeroidinella dehiscens (PARKER & JONES)
Sphaeroidinellopsis seminulina (SCHWAGER)

Dans ces Foraminifères planctoniques, C. Roda distingue 3 zones :

- zone à Sphaeroidinellopsis sp.
- zone à Globorotalia hirsuta
- zone à Globorotalia puncticulata

Les Foraminifères de ces trois zones se limiteraient vers le haut au Pliocène inférieur, notamment dans l'Apennin et ils caractériseraient avec certitude le Pliocène inférieur. De même la zone à Uvigerina rutila peut-être considérée comme infra-pliocène

En conclusion, les "Trubi" appartiennent indiscutablement au Pliocène inférieur, comme l'admettent la plupart des auteurs micropaléontologistes.

Dans cette région de Campofelice di Roccella les "Trubi" sont discordants et probablement transgressifs sur les séries sous-jacentes comme on peut le constater au N de Lascari où ils reposent sur le Miocène grés-micacé allochtone. Près de Lascari, apparaît un grès tendre exploité pour la construction car la pierre se débite très facilement; il s'agit peut-être de l'"Arenazzo" qui se situe entre la série évaporitique et les "Trubi".

b) Coupe du Pizzo Bosco

Le Pizzo Bosco se trouve sur la feuille au I/25 000 de Montemaggiore Belsito et correspond à une plaque synclinale de terrains du Miocène moyen supérieur discordants sur du Numidien externe allochtone (P. Broquet 1967 b).

On y remarque la succession suivante, de bas en haut :

- 1 - des marnes sableuses grises de l'Helvétien-Tortonien inférieur;
- 2 - un conglomérat et des grès molassiques du Tortonien. La série est ici très réduite en épaisseur;
- 3 - des marnes grises du Tortonien;
- 4 - une série calcaréo-gypseuse constituée essentiellement de calcaires gris clair caverneux (Messinien);
- 5 - des marnes blanches et marno-calcaires blancs du Pliocène inférieur ("Trubi").

Cette coupe montre que les "Trubi" sont structuralement liés à la série à gypse, ce qui justifierait également qu'ils soient traités dans le même chapitre que le gypse.

c) Conclusions

Les "Trubi" (Pliocène inférieur) sont représentés par des marnes, marno-calcaires et calcaires blancs remarquables par leur blancheur et l'abondance des Globigérines qu'ils contiennent. Les bassins évaporitiques dont nous avons parlé au chapitre précédent s'effacent par suite d'un affaissement du fond marin suivi d'une invasion marine qui verra s'installer au Pliocène inférieur un bassin plus vaste. Une sédimentation franchement marine engendrera les "Trubi".

III) LE QUATERNAIRE

Une régression marine explique la lacune du Pliocène moyen et du Pleistocène dans notre secteur d'étude. Quant au Quaternaire, il n'y est pour ainsi dire pas représenté. Il se compose essentiellement de dépôts récents, bien développés en bordure de mer ou à l'embouchure des grandes rivières, ainsi que dans les fonds de vallées. On remarque également quelques intéressantes terrasses près de l'embouchure du Fiume Imera Settentrionale, à l'W de Cefalù.

Une carte empruntée à L. Caflisch et P. Schmidt di Friedberg (1967) modifiée d'après S. Crescenzi et U. Gaffurini (1955) nous montre les emplacements de la sédimentation marine au Quaternaire. Les cotes reportées en m par rapport au niveau de la mer indiquent la position actuelle des points hauts pliocènes.

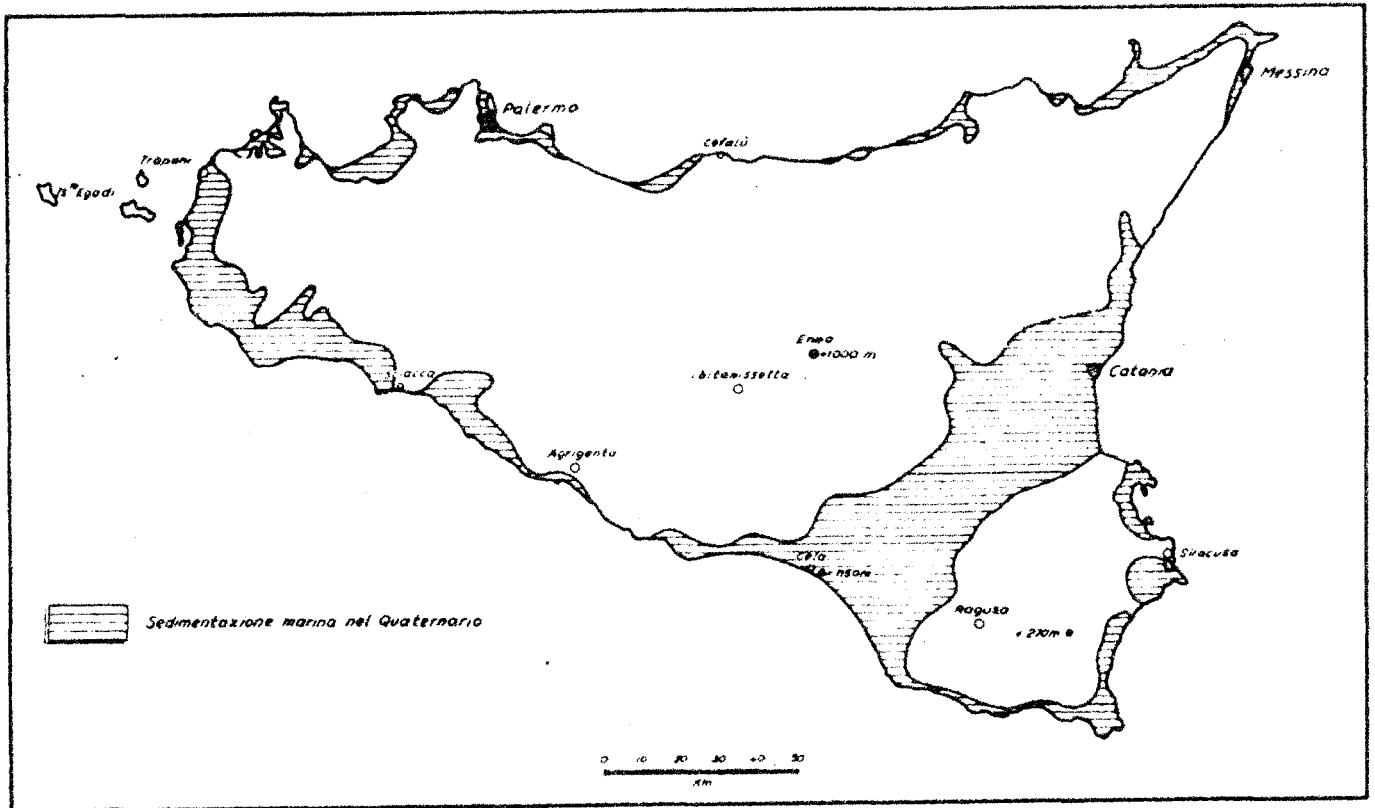


fig. I6I La Sicile au Quaternaire d'après L. Caflisch et P. Schmidt di Friedberg (1967).

IV) CONCLUSIONS GENERALES ET REMARQUES PALEOGEOGRAPHIQUES

Au Pliocène inférieur, le dépôt des "Trubi" peut être considéré de deux façons différentes. Pour certains, ils représentent la fin du cycle évaporitique (L. Ogniben, 1957). Pour d'autres, il inaugure un nouveau cycle sédimentaire. Je n'ai pas suffisamment étudié ce problème pour prendre parti, mais il me semble que les "Trubi" quoique étroitement liés à la série à gypse présentent un faciès marin et se différencient nettement des dépôts évaporitiques qui les ont précédés.

La série évaporitique que l'on pourrait peut-être considérer comme régressive, s'est installée dans des bassins disjoints qui correspondent à la désorganisation de l'avant-fosse du Miocène moyen-supérieur. Puis un affaissement du fond marin au Pliocène inférieur explique la disparition de la sédimentation évaporitique au profit de dépôts franchement marins (Trubi). La mer du Pliocène inférieur transgressive, s'installe dans un vaste domaine qui recouvre les bassins évaporitiques du Miocène très supérieur et ceci appelle deux remarques :

- 1) il existe une continuité de sédimentation entre la série évaporitique et la série marine des "Trubi";
- 2) lorsque la mer du Pliocène inférieur a dépassé la limite des bassins évaporitiques, les sédiments qu'elle a déposés sont discordants sur les séries sous-jacentes

Il semble donc que le Pliocène inférieur inaugure un nouveau cycle sédimentaire et de ce fait mérite d'être traité dans un chapitre particulier, étant bien entendu qu'il existe, cependant, une continuité de sédimentation entre la série évaporitique, là où elle existait, et les dépôts du Pliocène inférieur. Mais cette continuité pourrait être qualifiée d'accidentelle et due au fait que les bassins évaporitiques n'avaient pas eu le temps de se combler totalement avant l'invasion marine du Pliocène inférieur.

Après le Pliocène inférieur, on assiste, dans notre secteur d'étude, à un important phénomène de compression engendrant de vastes plissements, d'importantes fractures et même des mouvements tangentiels, puis "au milieu du Pliocène, après l'Astien, s'est produit un véritable renversement de la subsidence qui s'est accentué pendant le Quaternaire... amenant le Pliocène à 1000 m d'altitude et le Quaternaire à près de 600 m" en Sicile méridionale, in L. Glangeaud, A. Caire et C. Grandjacquet (1960, p.924) et L. Glangeaud (1962). On peut consulter à propos de ce renversement de subsidence la figure 161 qui donne les cotes actuelles du sommet du Pliocène, respectivement au niveau de la mer.

CHAPITRE X

**LES BEMANIEMENTS DE
MICROFAUNE**

C H A P I T R E X

LES REMANIEMENTS DE MICROFAUNE

I) PERMIEN	4I2
II) TRIAS - JURASSIQUE - CRETACE	4I3
III) PALEOCENE - EOCENE	4I4
A) Zone du Panormide	4I4
B) Zone de Sclafani	4I4
C) Zone de Vicari	4I4
D) Zone de Cammarata	4I5
IV) OLIGOCENE	4I6
V) MIOCENE	4I7
VI) CONCLUSIONS	4I7

CHAPITRE X

LES REMANIEMENTS DE MICROFAUNE

Il serait hors de thème de décrire en détail tous les remaniements de microfaune que nous avons signalés tout au long du chapitre stratigraphique. Nous rappellerons les principales formations dans lesquelles les remaniements ont été notés, il suffira au lecteur de se reporter aux divers chapitres indiqués pour avoir, s'il le désire, plus de détails.

La plupart des remaniements mis en évidence l'ont été grâce aux déterminations de J. Sigal et J. Magné.

I) PERMIEN

Dans le Permien nous avons signalé des blocs de calcaires à Fusulines et à Productus du Carbonifère et du Permien attribués à un wildflysch comme l'avait déjà indiqué R. Fabiani (1951). Dès 1964, nous avons admis l'âge permien des sédiments encaissants en accord avec R. Fabiani et L. Trevisan (1937). Récemment L. Caflisch et P. Schmidt di Friedberg (1967) ont confirmé cet âge permien mis en doute plus récemment encore par L. Montanari (1967a). Nous reviendrons dans le chapitre tectonique sur le travail de cet auteur qui interprète certains des résultats que j'ai publiés, de façon très équivoque. L. Montanari affirme que la série datée du Permien par les auteurs précédemment cités est dans son ensemble à rapporter au Trias supérieur. Ces auteurs n'ayant pas, à son avis, tenu compte des remaniements. La démonstration de L. Montanari ne me semble pas valable, en effet, il indique que dans des marnes noires ou plomb, on trouve des microfossiles du genre Brizalina; il en déduit à juste titre que ces marnes sont à rapporter au Trias supérieur puis affirme :

I) que ces marnes ont été attribuées au Permien par les auteurs suivants :

L. Trevisan, L. Caflisch et P. Schmidt di Friedberg et P. Broquet;

2) qu'elles se situent à la base de la série dite permienne et, par conséquent, que l'ensemble de la série attribuée au Permien doit être considéré désormais comme appartenant au Trias supérieur.

Ces affirmations sont critiquables, en effet, j'ai sur le terrain rencontré des marnes noires ou gris plomb et je les ai attribuées au Carnien car elles ne représentent pas la base, mais viennent au sommet de la série permienne et s'il s'agit bien des mêmes marnes noires ou gris-plomb dont nous parlons, je pense que L. Montanari n'a pas tenu compte de la tectonique qui peut en certains endroits, par suite de recouvrements anormaux, montrer ces marnes noires sous le Permien qui est largement écaillé comme je l'ai écrit en 1964 et 1967 et comme viennent de le confirmer L. Caflisch et P. Schmidt di Friedberg en publiant une coupe de sondage très intéressante.

En conclusion, les résultats fournis par L. Montanari ne me semblent pas suffisants pour démontrer que le Permien n'existe pas et doit être désormais rapporté au Trias supérieur. Néanmoins, les Fusulines que j'ai observées dans des niveaux calcaires bien stratifiés de la série permienne sont incluses dans des microbrèches parfois granoclassées. Ceci pourrait évoquer un remaniement comme je l'ai déjà indiqué, mais c'est peut-être un remaniement synsédimentaire qui n'influe pas sur l'âge permien de la série.

II) TRIAS - JURASSIQUE - CRETACE

Dans le Trias, je n'ai jamais remarqué de remaniements, cependant à la base de la série carnienne des remaniements sont probables comme le démontreraient les résultats de L. Montanari, si les marnes noires citées précédemment constituent bien, comme il me semble, la base de la série triasique et non la base de la série permienne.

Dans le Jurassique, nous n'avons pas mis en évidence de remaniements. Au Crétacé inférieur certains Aptychus ont semblé remaniés, mais ceci pourrait être dû à des glissements récents des marnes néocomiennes. Ce remaniement s'il est probable n'est pas absolument certain. Au Cénomaniens, dans la zone de

Sclafani, nous avons constaté que les Orbitolines étaient fréquemment roulées, mais il s'agirait de remaniements synsédimentaires qui ne remettraient pas en cause l'âge de la formation. Il faut attendre le Paléocène pour remarquer les premiers remaniements importants.

III) PALEOCENE - EOCENE

A) Zone du Panormide

- Le Paléocène recèle de nombreuses Globotruncana du Turonien Sénonien.
- La formation jusqu'alors rapportée à l'Eocène inférieur à moyen (formation dite de Gratteri) est d'âge Eocène supérieur (?)- Oligocène inférieur et moyen comme nous l'avons écrit et les remaniements vont du Foraminifère de l'Eocène moyen au bloc de plusieurs mètres cubes de calcaires également de l'Eocène moyen.

B) Zone de Sclafani

Les remaniements beaucoup plus discrets, sont surtout discernables dans les calcaires microbréchiques.

C) Zone de Vicari

Le Paléocène de la série de la Montagnola contient des Globotruncana et des Orbitoïdes et Sidérolites du Crétacé supérieur remaniés. Dans ce Paléocène et plus exactement à la base de la série, dans les marnes daniennes, j'ai noté une strate de calcaires microbréchiques épaisse de 5 à 10 centimètres. Plusieurs échantillons se sont avérés, en lames minces, ne contenir que des Orbitoïdes du Campanien-Maestrichtien, bien évidemment remaniés. Ce calcaire microbréchi que montrait un granoclasement vertical.

D) Zone de Cammarata

Nous avons signalé dans le Paléocène et en particulier juste à la base de la série de nombreuses Globotruncana du Campanien-Maestrichtien, remaniées.

Notre plus grosse surprise vient cependant d'une coupe réalisée dans la Contrada Gargiuffe, au voisinage et à l'W de celle que nous avons décrite page 431. Elle se situe au S de l'abreuvoir qui se trouve à la cote 953.

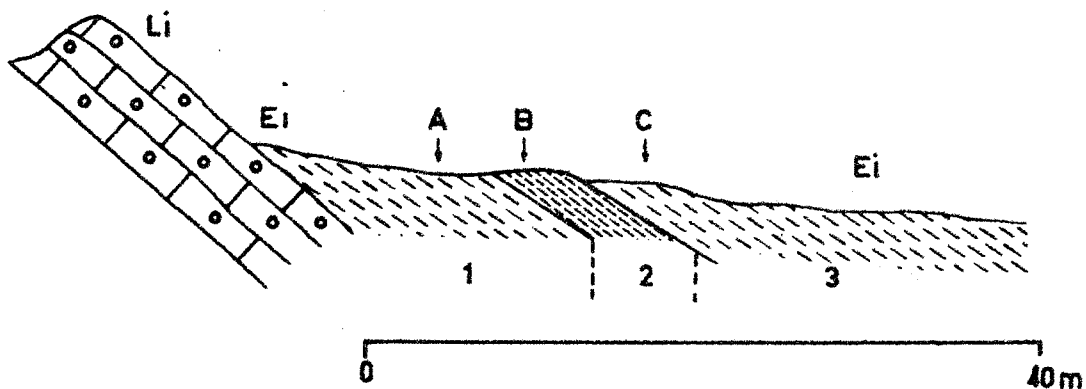


fig. I62 Coupe de la Contrada Gargiuffe

Cette coupe montre :

- I - 15 m environ de marnes ou argiles calcaires rouges;
- 2 - 2 m d'argiles vertes;
- 3 - des argiles calcaires rouges.

L'échantillon A indique l'Eocène inférieur (Yprésien)

L'échantillon B a livré :

Dentalina cf. subsiliqua FRANKE

" cf. tortilis FRANKE

" vetustissima D'ORB

Marginulina cf. protacta BORNEMANN

" parasimplex HAGENMEYER

Astalocus adunca FRANKE
Vaginulina cf. rectalonga BRAND.
Cristellaria d'Orbigny(ROEMER)
Radiolaires

Selon J. Sigal, il s'agit de Lias supérieur ou de Bajocien basal (Zones à Jurensis, bifrons, opalinum).

L'échantillon C prélevé juste au-dessus des argiles vertes a révélé :

Astalocus adunca FRANKE
Dentalina cf. parvula FRANKE
Radiolaires, avec des formes de l'Eocène inférieur :
Globigerina inaequispira SUBB.
" compressa KHALILOR etc...

Les argiles vertes ne contiennent, semble-t-il, que des Foraminifères du Jurassique et il est possible qu'elles soient remaniées au même titre que les Foraminifères qu'elles contiennent. Mais nous signalons cette coupe parce que jamais nous n'avons caractérisé en place le Lias supérieur et le Dogger et ces Foraminifères permettent de penser que des dépôts de cet âge ont bien existé, même si, jusqu'à présent, on ne les a pas encore retrouvés en place.

IV) OLIGOCENE

L'Oligocène de toutes les zones de faciès a révélé des Foraminifères remaniés en particulier des Globotruncana et des formes de l'Eocène moyen-supérieur et là encore on remarque que les remaniements sont fréquents surtout à la base de la série. On se reportera, à ce sujet aux chapitres éocène et oligocène.

V) MIOCENE

Les sédiments flyschoïdes de l'Oligocène et du Miocène inférieur contiennent une rare et pauvre microfaune et les formes rencontrées sont bien souvent remaniées. D'importants remaniements ont été notés à la base du Miocène inférieur grésoglaucconieux. Dans les flyschs, les remaniements ne sont pas localisés à la base de la formation mais sont remarquables sur l'ensemble de la série. Les mêmes arguments sont valables pour la molasse du Miocène supérieur, mais les remaniements ne semblent pas plus fréquents dans la molasse que dans le flysch.

VI) CONCLUSION

Ces remaniements compliquent à souhait les études stratigraphiques et doivent inciter à la plus grande prudence. Ils semblent avoir existé à toutes les époques géologiques mais c'est surtout à partir du Paléocène qu'ils sont les plus importants. Plusieurs remarques s'imposent :

I) les remaniements sont surtout abondants à la base des formations transgressives

Ce caractère doit être pris en considération car il peut permettre de caractériser des transgressions qui ne sont attestées ni par un conglomérat ni par d'autres indices;

- 2) les calcaires microbréchiques ou les grès contiennent fréquemment des grands Foraminifères remaniés. Ces Microforaminifères sont généralement cassés, usés et couverts d'un enduit d'oxyde de fer. Mais le caractère le plus évident du remaniement me semble être le granoclassement, en effet, les fossiles sont classés au même titre que les éléments qui composent les calcaires, les grès ou les calcarénites;
- 3) dans les formations où le remaniement est probable, il est préférable d'utiliser les Foraminifères planctoniques des niveaux marneux ou argileux de préférence aux Macroforaminifères des strates calcaires. L'étude de tous les individus des niveaux plastiques permet plus facilement de distinguer les formes remaniées des formes en place, plus récentes.

CHAPITRE XI

**LES ROCHES ERUPTIVES DE LA
SICILE CENTRO-SEPTENTRIONALE**

C H A P I T R E X I

LES ROCHES ERUPTIVES DE LA SICILE CENTRO-SEPTENTRIONALE

I) SOMMAIRE ET HISTORIQUE	421
a) zones externes	421
b) zone interne = A. S.	423
c) l'origine du terme tuffite	423
II) LA NATURE PETROGRAPHIQUE, LA SITUATION ET L'AGE DES ROCHES ERUPTIVES	425
A) Zones externes	425
I°) Permien des zones de Vicari et Cammarata	425
a) Nature pétrographique des roches éruptives	425
1) Diabase de la Rocca Pettineo	425
2) Lamprophyre de la Contrada Panicella et de la Contrada Balatelle	425
b) Situation et âge de ces roches	426
2°) Jurassique des zones de Sclafani, Vicari et Cammarata	426

3°) Crétacé	428
4°) Roches volcaniques d'âge indéterminé de la zone de Cammarata	428
a) Coupe de la Contrada Gargiuffe	430
b) Coupe de la Portella dei Daini	434
c) Coupe de la Contrada le Pianone	436
d) Coupe du Cozzo Ruggero	436
e) Coupe de la Contrada Pietranera	440
f) Affleurement de la Contrada Madonesi	442
g) Conclusions	443
B) Zone interne = A. S.	443
I°) Jurassique	443
2°) Eocène supérieur et Oligocène	444

III) CONCLUSIONS GENERALES REPARTITION PALEOGEOGRAPHIQUE ET SIGNIFICATION DE CES ROCHES ERUPTIVES	445
--	-----

CHAPITRE XI

LES ROCHES ERUPTIVES DE LA SICILE CENTRO-SEPTENTRIONALE

I) SOMMAIRE ET HISTORIQUE

Les roches éruptives de notre région d'étude sont de type basaltique et andésitique.

Elles sont connues dans les domaines externe et interne et correspondent à des émissions volcaniques sous-marines caractérisées par des "pillows-lavas" et des tuffites; mais, si nous avons localisé d'assez nombreux affleurements, jamais nous n'avons observé de fissures d'épanchement.

Les roches éruptives datées avec certitude sont rapportées au Jurassique moyen et à l'Eocène supérieur-Oligocène. Elles correspondent dans le schéma de H. Stille (1936), à un magmatisme initial (Jurassique moyen) puis subséquent (Eocène supérieur-Oligocène), mais nous verrons que le magmatisme ne se limite pas seulement aux zones internes.

HISTORIQUE

a) Zones externes

Nous serons très bref, reportant entre autres au chapitre du Jurassique pour l'historique des découvertes des coulées basiques dans le Dogger de la zone de Vicari. Rappelons les auteurs de ces découvertes : R. Fabiani (1926), R. Fabiani et C. Ruiz (1933), puis L. Trevisan (1937a). Dans la série de Sclafani, une coulée basique probablement du Dogger a été reconnue par P. Schmidt di Friedberg (1959) puis précisée par P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri et G. Giannini (1960).

En dehors de notre secteur d'étude, il faut signaler des coulées basiques au Jurassique supérieur dans la région de Segeste (Sicile occidentale - G.B. Floridia, 1954).

Dans la Sicile méridionale, (Bassin de Raguse) plusieurs éruptions ont été indiquées tout d'abord par L. Baldacci (1886) dans le Miocène moyen; puis du Trias au Crétacé par F.T. Kafka et R.K. Kirkbridge (1959). En 1961, E. Beneo publie une carte de Sicile et indique des éruptions volcaniques.

- 1) dans le bassin de Raguse, au Trias,
- 2) dans les Sicani, au Jurassique,
- 3) dans la région de Trapani, à l'Eocène
- 4) dans la Sicile méridionale, au Pliocène, Pleistocène et au Quaternaire.

En 1957, S. Motta signale des basaltes reposant sur des couches éocènes près de San Stefano di Quisquina (Sicani) mais il reconnaît que le contact n'est pas très clair et nous démontrerons dans le chapitre tectonique que ces basaltes sont effectivement engagés dans des contacts tectoniques.

En 1964, G. Mascle démontre très clairement l'existence de "pillows-lavas" basaltiques dans l'Eocène (Yprésien) et il écrit "nous devons reconnaître dans les monts Sicani, outre les éruptions sous-marines d'âge jurassique, des éruptions, elles-aussi sous-marines mais d'âge éocène, qui témoignent sinon de la permanence de l'activité éruptive, tout au moins de sa répétition au cours de la période mésozoïque-éocène". Nous avons indiqué dans les Sicani (P. Broquet 1964c, p. 307) des basaltes emballés dans des terrains datés de l'Eocène supérieur.

Il faut enfin ajouter un mot sur "les basaltes interstratifiés dans le Crétacé supérieur à l'E de Cammarata" et signalés par S. Motta (1957) dans ce que nous avons qualifié de série de la Montagnola. Nous n'avons pas retrouvé ces basaltes. Il nous semble que S. Motta ait confondu des brèches siliceuses noires très dures avec des basaltes. Nous ne confirmerons donc pas sa découverte qui pouvait paraître intéressante a priori car c'était le seul endroit en Sicile où l'on signalait une coulée basique au Crétacé supérieur.

b) Zone interne

Dans les "Argilles Scagliose" de Sicile, le premier auteur à signaler des roches éruptives basiques est L. Baldacci (1886) qui les attribue à tort à l'Eocène. Ensuite, dans la région de Troina B. Accordi (1958), R. Colaccichi (1958) et F. Santoro (1958) signalent des blocs exotiques basiques dans les A. S. B. Accordi a observé "des blocs de composition gabbro-diabasiques ou serpentineuses comparables aux roches vertes... Les blocs emballés sont généralement bien arrondis ...".

Hors de Sicile, on connaît des ophiolites dans les A. S. des Apennins (nappe ligure) et de Calabre (nappe lucanienne).

En 1964, L. Ogniben fait une étude très complète des tuffites qu'il a découvertes dans le substratum de la formation de Reitano. Ces tuffites qui font partie de la "formation de Tusa" seraient selon cet auteur d'âge éocène supérieur. Cette intéressante étude établit un parallèle entre les grès de Taveyennaz de la nappe helvétique (J. Boussac - 1912; A. Heim - 1919 - 1922 et F. De Quervain - 1928) et les tuffites de la "formation de Tusa". L. Ogniben attribue à un volcanisme subséquent cette émission de type andésitique.

c) L'origine du terme tuffite

Le concept de tuffite serait dû à G. Omboni (1869 - p. 419) qui parle de "sédiments d'origine mixte c'est-à-dire volcaniques et marins". Ensuite K.W. Gümbel (1888 - p. 194) parle également de roches à caractères intermédiaires entre les produits éruptifs et les produits sédimentaires normaux. Mais c'est O. Mügge (1893) qui crée le terme de tuffite et précise que cette roche est caractérisée par un mélange de tufs et de sédiments normaux. Ce terme est maintenant utilisé par de nombreux auteurs, citons entre autres : A. Rittmann (1958-1960), L. Ogniben (1964) et A. Castellarin (1965). Ce dernier auteur étudie les tufs éocènes à structure chaotique des environs de Rovereto (Trentin méridional). Partant du terme de tuffite dû à O. Mügge, il propose une classification génétique et distingue 3 types :

- les tuffites explosives dues à la retombée des tufs qui se mélangent au matériel sédimentaire, à condition naturellement qu'il y ait sédimentation dans le bassin;
- les tuffites paraexplosives "qui dérivent de l'activité explosive et de l'action concomittante du reflux avec mélange syn-explosif de matériel éruptif et de sédiments incohérents pénécontemporains ou même de ceux plus anciens que les explosions lesquels, s'ils ne sont pas encore consolidés, peuvent couler dans le conduit volcanique";
- les tuffites sédimentaires dans lesquelles, le mélange, la structure et la texture sont dues à des processus sédimentaires avec toutes les modalités possibles, à savoir
- érosion sous-marine provoquant la sédimentation de tuffites paraexplosives provenant de l'érosion rapide de cônes tufacés sous-marins ou le remaniement par érosion rapide de produits volcaniques ou encore le transport sous-marin de produits volcano-clastiques;
- érosion sub-aérienne occasionnant une sédimentation finale dans un bassin marin ou lagunaire.

Notre étude n'est pas suffisamment détaillée pour classer les tuffites de notre secteur de recherche avec précision. Toutefois la majorité des tuffites jurassiques des zones externes et les tuffites de l'Eocène supérieur-Oligocène de la zone interne nous semblent des tuffites sédimentaires; mais il faut distinguer les tuffites jurassiques liées à une sédimentation normale bio-chimique et les tuffites de l'Eocène supérieur-Oligocène qui font partie de dépôts **terri-gènes**.

Dans la zone de Vicari, une étude de détail des émissions jurassiques permettrait probablement de distinguer également des tuffites explosives.

Si les tuffites constituent le témoin le plus fréquent des émissions volcaniques, il existe néanmoins dans les zones externes des coulées volcaniques fossiles caractérisées par des "pillows-lavas", qui témoignent de la proximité des appareils volcaniques alors que les tuffites qui dépendent essentiellement d'un mécanisme sédimentaire ont pu subir un long transport.

II) LA NATURE PETROGRAPHIQUE ET L'AGE DES ROCHES ERUPTIVES BASIQUES

A) Zones externes

Nous ne ferons que citer les roches éruptives déjà étudiées dans les chapitres précédents et nous étudierons plus longuement celles dont nous n'avons encore pas parlé.

I°) Permien des zones de Vicari et Cammarata (voir fig. 6)

Nous avons indiqué qu'en divers points de la zone d'affleurement du Permien des Sicani (Contrada Panicella - Rocca Pettineo - Région de la Contrada Balatelle etc...) on rencontrait des roches basiques allant du lamprophyre (Contrada Panicella et Contrada Balatelle) à la diabase (Rocca Pettineo).

a) Nature pétrographique des roches éruptives

1) Diabase de la Rocca Pettineo

Il s'agit d'une diabase ancienne dont les minéraux ferro-magnésiens altérés sont à l'origine de la chlorite et de la calcite relativement abondante. On remarque que les plagioclases sont parfois zonés (mâcle de l'albite) et représentés essentiellement par une labradorite à environ 65 % d'anorthite. Quelques cristaux d'augite ont été conservés, il s'agit d'une pigeonite (angle 40°). Les minéraux secondaires sont la chlorite et la calcite. Citons comme minéraux accessoires les oxydes de fer, en particulier la magnétite.

La texture de la roche est ophitique; on observe des phénocristaux dans une pâte microlitique. Il s'agirait en conséquence d'une roche de semi-profondeur.

2) Lamprophyre de la Contrada Panicella et de la Contrada Balatelle

- Contrada Panicella (voir fig. 6)

Il s'agit selon M. Beugnies d'un lamprophyre qui se compose de :

- plagioclases (30 à 36 % d'anorthite)

- chlorite
- ilménite
- quartz (minéral accessoire)

Ce lamprophyre est à texture ophitique et l'une des lames étudiées montre qu'il est recoupé par un filon de quartz. La nature relativement acide du plagioclase est un autre caractère de la nature lamprophyrique de la roche.

- Contrada Balatelle (Coord. 7688I6)

Il s'agit d'un lamprophyre à :

- plagioclase (à 35 % d'anorthite)
- quartz
- calcite biaxe
- chlorite

b) Situation et âge de ces roches

Il s'agit de blocs emballés dans des sédiments argileux permien. Il nous semble impossible, à partir des affleurements étudiés, de dire si ces roches appartiennent au Permien ou si elles ont été incluses dans le Permien à la suite de montées magmatiques post-permiennes ou même s'il s'agit de blocs exotiques. Il est donc difficile de les dater. Une étude géochronologique pourrait peut être apporter de très utiles renseignements.

2°) Jurassique des zones de Sclafani, Vicari et Cammarata

Nous avons longuement parlé des "pillow-lavas", tufs et roches tuffitiques qui se situent dans le Dogger des zones de Vicari et Sclafani. Il s'agit généralement de roches pyroclastiques qui montrent généralement un mélange de calcaire et de feldspaths (exemple tuffites du Vallone Crisanti fig. 32). On rencontre également des laves basiques, microlitiques et vitreuses, alvéolaires; dans les alvéoles on observe de la chlorite nettement secondaire ou de la calcite. C'est le cas des laves de Borgo-Regalmici que l'on peut qualifier, selon A. Beugnies, d'andésites à texture microlitique, à enclaves de calcite parfois alvéolaire. Les alvéoles sont tapissées de chlorite sphérulitique. Le plagioclase

microlitique contient 30 % d'anorthite.

Les laves de Borgo-Regalmici ont jusqu'à présent été rapportées au Dogger par corrélation avec les affleurements voisins de Vicari. Cet âge est probable mais il n'est quand même pas certain. J'ai en effet trouvé dans ces laves une mince strate calcaire à microfaune de l'Eocène supérieur mais cet élément n'est pas suffisant pour affirmer l'âge éocène des laves car il peut s'agir d'un filon sédimentaire. Faute de preuves certaines je continuerai à considérer que cette émission volcanique est jurassique comme l'a déjà affirmé L. Trevisan.

Ces émissions sont bien datées à Vicari depuis R. Fabiani (1926) et rapportées au Bajocien (zone à Stephanoceras humphriesianum).

Si les "pillows-lavas" basaltiques sont l'indice d'un volcanisme sous-marin, les tufs sont engendrés par des explosions et impliquent sinon un volcanisme aérien, du moins des manifestations à faible profondeur. Ceci est confirmé par les faunes recueillies tant par R. Fabiani (1926) et étudiées par R. Fabiani et C. Ruiz (1933) que par L. Trevisan (1937) puisque, dans presque tous les cas, il s'agit de fossiles vivants à faible profondeur encore actuellement.

Si ces roches basiques sont très développées et bien datées dans les zones de Vicari, elles le sont moins dans les zones qui l'entourent, c'est-à-dire les zones de Sclafani au Nord et Cammarata au Sud. Rappelons que dans la zone de Sclafani elles sont intercalées dans une série radiolaritique dont l'âge est compris entre le Carixien et le Tithonique et dans la zone de Cammarata je n'en ai découvert qu'un petit affleurement (Contrada Ledera) dans une situation assez peu claire mais, semble-t-il, interstratifié entre le Pliensbachien et le Tithonique siliceux et radiolaritique (voir fig. 39). Il s'agit d'une diabase présentant une texture ophitique. C'est une roche équigranulaire sans phénocristaux. Le plagioclase n'est pas zoné et contient environ 55 % d'anorthite. On remarque également de l'épidote, très peu de calcite, une chlorite très ferrifère et de la magnétite. La cristallisation a dû être très rapide ce qui explique l'absence de phénocristaux.

Par corrélation avec la zone de Vicari nous rapportons également au Bajocien les émissions volcaniques des zones de Sclafani et de Cammarata.

La zone de Vicari au Jurassique moyen-supérieur apparaît comme un haut-fond subsident encadré par deux sillons (ou bassins) à sédimentation siliceuse. Ceci pourrait expliquer que les venues éruptives soient plus importantes sur les flancs du haut-fond (ou sur le haut-fond lui-même) que dans les sillons avoisinants, la zone de raccordement entre sillon et haut-fond étant considérée comme une zone de faible résistance de l'écorce. Il n'est pas inutile, cependant, de rappeler que jamais nous n'avons observé une seule fissure d'épanchement.

3°) Crétacé

S. Motta (1957) signale des basaltes interstratifiés à la Montagnola près de Cammarata il les décrit en ces termes : "il s'agit d'un matériel sombre, dur... à première vue assimilable aux habituels basaltes de cette partie de la Sicile centrale. Ce matériel se présente comme un filon-couche... et, après un examen sommaire, on a la certitude de reconnaître dans ce matériel des manifestations de caractère extrusif."

A notre avis, il s'agit bien de strates dures, de couleur noire, d'épaisseur variant entre quelques centimètres et 1 à 2 m. (Au point de coordonnées U B 824656, nous en avons noté une dizaine de niveaux dont certains sont lenticulaires). Mais les échantillons que nous avons étudiés correspondent à des microbrèches dont les éléments essentiellement calcaires, plus ou moins roulés, sont unis par un ciment constitué de silice secondaire. La teinte brune de la roche est due à des oxydes de fer. On y rencontre également des débris de Lamelibranches et des Orbitolines roulées. Bref, cette roche est sédimentaire et non éruptive et elle ne semble même pas pouvoir être qualifiée de tuffite, car nous n'y avons trouvé aucun élément d'origine volcanique. A notre connaissance, et dans notre secteur d'étude, il n'existe pas de roches éruptives au Crétacé.

4°) Roches volcaniques d'âge indéterminé de la zone de Cammarata

Dans la zone de Cammarata, nous avons observé des roches basiques qui pourraient appartenir soit au Jurassique, soit à l'Eocène mais dont la situation

- 1 [Blank box]
- 2 [Horizontal lines]
- 3 [Vertical lines]
- 4 [Diagonal lines (top-left to bottom-right)]
- 5 [Diagonal lines (top-right to bottom-left)]
- 6 [Dotted pattern]
- 7 [Cross-hatch pattern]
- 8 [Stippled pattern]
- 9 [Horizontal lines with dots]
- 10 [Vertical lines with dots]
- 11 [Arrow pointing right]
- 12 [Arrow pointing left]
- 13 [Wavy line]
- 14 [Wavy line]
- 15 [T 30 symbol]
- 16 [Scale bar]

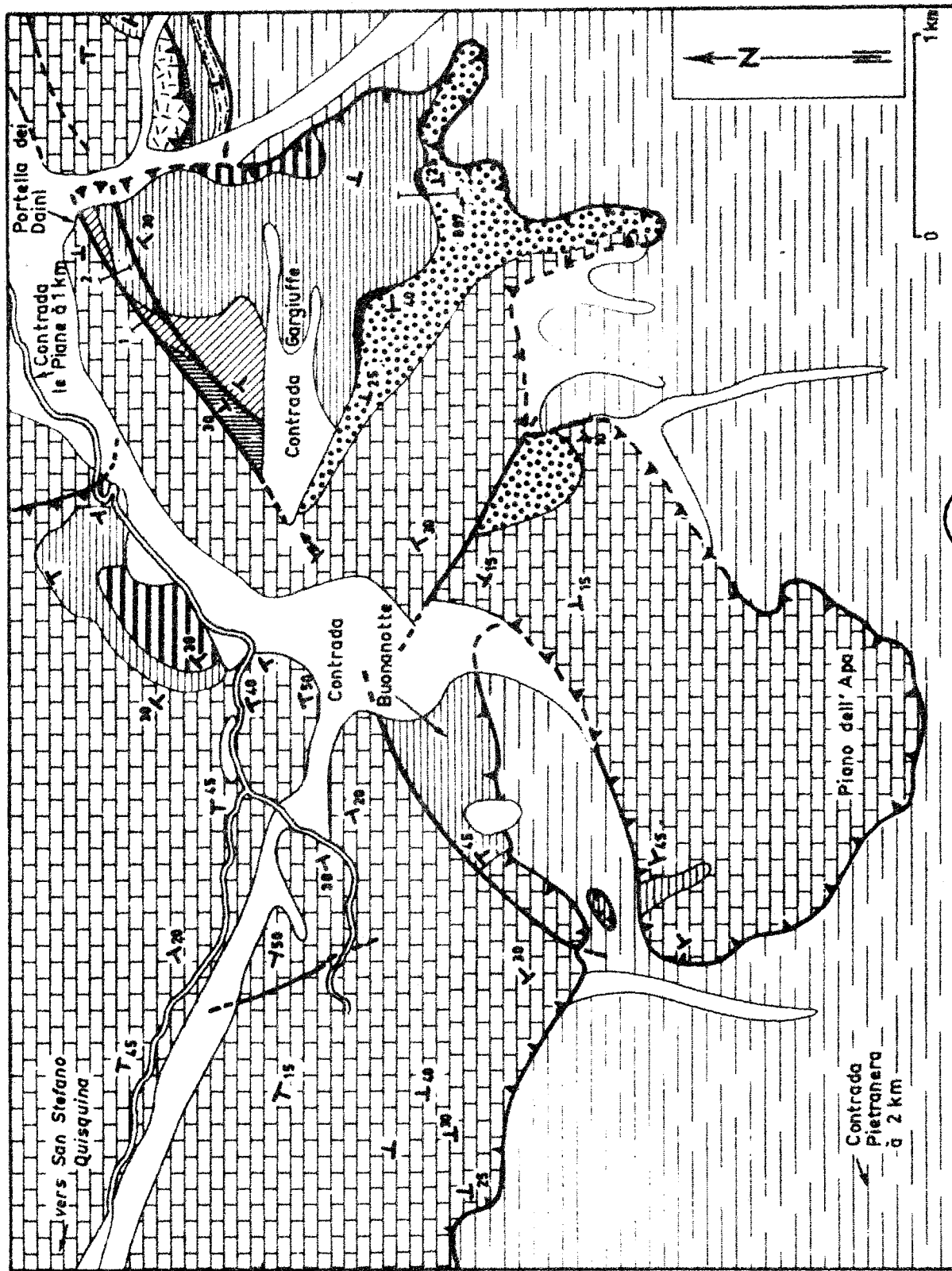


Fig. 163

n'est pas toujours très claire par suite de complications généralement d'ordre tectonique. Nous présenterons et discuterons plusieurs coupes dont certaines se situent dans la Contrada Gargiuffe et ses abords (feuille au 1/25 000 de San Stefano Quisquina, n° 267-IV-NW).

fig. I63 Schéma de la Contrada Gargiuffe et de ses abords (voir p. 429)

- I - Eboulis et alluvions
- 2 - Marnes gris-bleuté du Miocène moyen à supérieur
- 3 - Marnes sableuses de l'Oligocène supérieur
- 4 - Calcaires de l'Oligocène inférieur à moyen
- 5 - Argiles calcaires et marnes rouges; calcaires et calcaires marneux essentiellement blancs. Paléocène à Eocène supérieur
- 6 - Marnes vertes et calcaires blancs à Aptychus, du Crétacé inférieur.
- 7 - Radiolarites et calcaires silicifiés rouges du Tithonique
- 8 - Calcaires graveleux, oolithiques, du Lias inférieur
- 9 - Calcaires clairs à silex du Trias supérieur
- 10 - Trias plastique. Carnien
- 11 - Roches éruptives - "Pillows-lavas"
- 12 - Contacts anormaux
- 13 - Principales failles
- 14 - Contours géologiques vus et interprétés
- 15 - Pendages en degrés
- 16 - Tracé des coupes

Cette carte nous indique la situation des roches éruptives de la Contrada Gargiuffe et de la Portella dei Daini (voir fig. I67 et I68). Le commentaire structural de cette région sera fait dans le chapitre tectonique. Il faut toutefois remarquer l'allochtonie du massif du Piano dell'Apa et de la Contrada Gargiuffe dont les termes triasiques ou post-triasiques reposent anormalement sur des marnes du Miocène moyen - supérieur. Dans la Contrada Buonanotte, à la faveur d'une vallée qui entaille profondément la série calcaire chevauchante, on peut constater que les marnes du Miocène moyen-supérieur passent sous les calcaires du Trias.

a) Coupe de la Contrada Gargiuffe

Au S de la Portella dei Daini, dans la Contrada Gargiuffe se développe un synclinal faillé dont la série stratigraphique va du Trias à l'Oligocène et montre les principaux termes de la série de Cammarata. Il est particulièrement

intéressant d'y noter plusieurs affleurements de tuffites et "pillows-lavas" basiques que nous analyserons en particulier au S de la Contrada Gargiuffe en partant de la maison de berger située à la cote 897 et en se dirigeant vers le N.

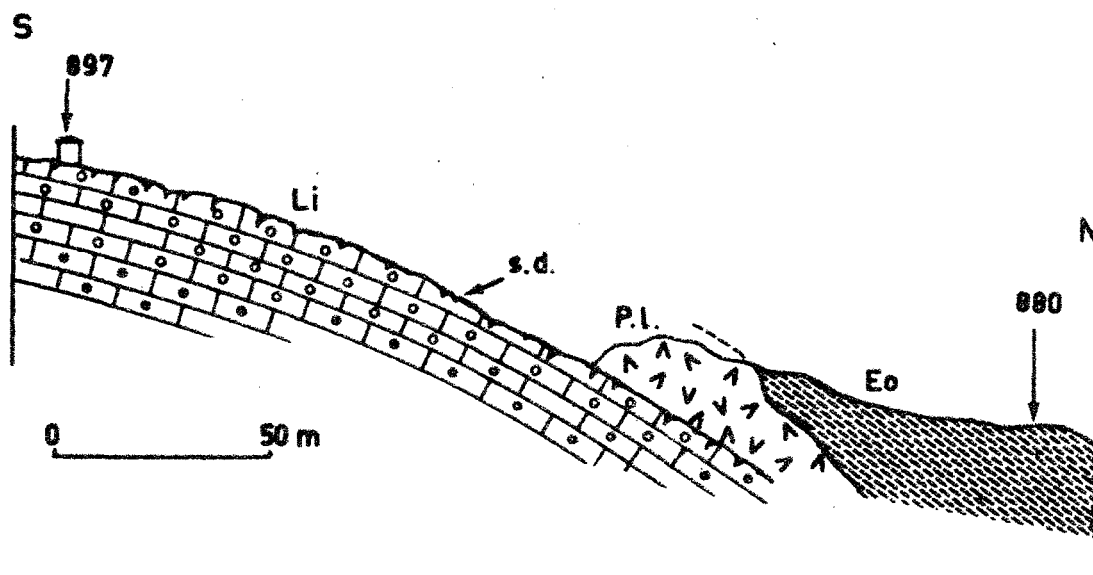


fig. 164 Coupe de la Contrada Gargiuffe.
Légende dans le texte.

Cette coupe nous montre un Lias inférieur représenté par des calcaires pseudoolitiques à Algues. Ce Lias inférieur passe en continuité vers le bas à des calcaires clairs, fins, à Radiolaires dont les interbanes marneux contiennent quelques Ostracodes et une faunule de Foraminifères qui évoque le Rhétien selon J. Sigal qui cite entre autre Ammodiscus cf. parvulus TEN DAM. Il s'agit des niveaux les plus élevés du Trias supérieur.

A la partie supérieure des calcaires du Lias inférieur on observe une très belle surface durcie (s.d.). Les très nombreuses perforations apparentes sur la dalle supérieure sont remplies de concrétions d'oxydes ou de sulfures de fer de la taille d'une cerise. Cette surface durcie passe latéralement à un conglomérat.

Sur le Lias inférieur on trouve des "pillows-lavas" basiques (p.l.) discontinus. Il s'agit d'une lave basique à texture microlitique. Les microlites sont des minéraux ferro-magnésiens. On remarque également des paquets vitreux avec globules de calcite.

Directement sur la lave basique viennent des argiles calcaires (10 à 20 % de Co_3Ca) rouges dont l'âge serait peut être paléocène mais plus probablement Yprésien.

Etude du contact entre les "pillows-lavas" et les terrains encaissants.
Cette étude a été faite sur le tracé de la coupe indiquée précédemment.

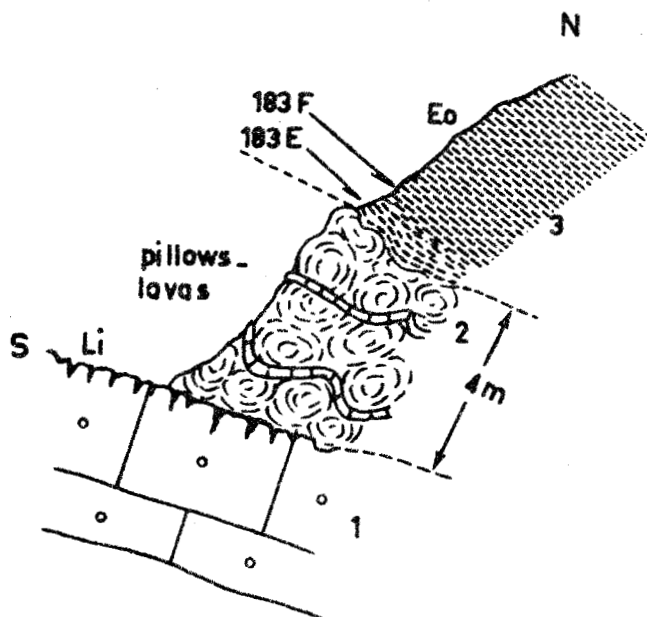


fig. I65 Détail du contact entre les "pillows-lavas" et les terrains encaissants.
Légende dans le texte.

La figure nous montre :

- I - des calcaires pseudoolitiques du Lias inférieur limités par une surface durcie. Epaisseur des 2 bancs supérieurs : 0,80 m et 2 m;
- 2 - des "pillows-lavas", dont l'épaisseur mesurée est de 4 m, qui contiennent deux niveaux calcaires lités, mais contournés, épousant la forme des oreillers de laves. Ces calcaires sont recristallisés. La recristallisation est due à la coulée de lave;
- 3 - des argiles calcaires rouges dont deux échantillons prélevés au contact (I83 E - 13 % de $\text{Co}_3 \text{Ca}$) et 1 m au dessus des "pillows-lavas" (I83 F - 17 % de $\text{Co}_3 \text{Ca}$) ont fourni :

Globorotalia aragonensis NUTTAL
" aequa (CUSHMAN et RENZ)
" formosa gracilis BOLLI

Acarinina soldadoensis angulosa BOLLI

" cf. bullbroocki

Globigerina cf. gravelli. Radiolaires etc...

Il s'agit selon J. Sigal d'Eocène inférieur (Yprésien); mais il nous faut évoquer le problème des remaniements. De nombreux échantillons prélevés au S de la Contrada Gargiuffe entre la cote I083 et la cote 870; juste au contact entre les argiles calcaires rouges et les "pillows-lavas" nous ont fourni des âges très divers. Un échantillon ne contenait que des Cristellaria sp. et des Dentalina sp. indiquant un âge liasique. Deux échantillons évoquent le Paléocène et une dizaine de prélèvements caractérisent l'Yprésien. Un échantillon prélevé à la cote I000 au S de l'Abreuvoir situé à la cote 953 évoque même l'Eocène supérieur mais les microfaunes en mauvais état ne permettent pas d'affirmer qu'il s'agit effectivement d'Eocène supérieur. Nous avons discuté de ces remaniements dans le chapitre précédent. Bref, il semble bien que les argiles calcaires rouges soient yprésiennes, mais seule une étude très détaillée permettrait d'être plus affirmatif.

Les épanchements basiques se situent donc entre le Lias inférieur et probablement l'Eocène inférieur.

Remarques pétrographiques

Selon A. Beugnies qui a étudié plusieurs lames minces taillées dans les "pillows-lavas", il s'agirait d'une andésite à texture microlitique et à enclaves de calcite. Le feldspath est une andésine à 30 % d'anorthite.

Les "pillows-lavas" parfois accompagnés de sédiments pyroclastiques, de tuffites, sont l'indice d'un volcanisme sous-marin. Nous avons remarqué (fig. I66) que les calcaires rougeâtres, jaunes, ou blanchâtres au contact des tufs étaient recristallisés sur une épaisseur de quelques centimètres et prenaient un aspect de brique, de même que des argiles rouges emprisonnées entre les "pillows-lavas". Il s'agit par conséquent d'un léger métamorphisme thermique ou thermométamorphisme. Mais ce phénomène n'est pas général et nous avons en quelques points retrouvé entre les oreillers de laves des argilites rouges non cuites qui ne contenaient malheureusement que des Radiolaires. Les niveaux calcaires recristallisés sont parfois discontinus et épousent la forme des oreillers de laves (fig. I65). Ils contiennent généralement des débris tufacés remaniés (voir Pl. 22-5).

contact des "pillows-lavas" on observe des bancs calcaires peu épais, recristallisés.

L'âge de ces coulées est difficile à préciser, les roches basiques sont en contact par faille avec le Trias calcaire et reposent soit sur le Néocomien soit sur le Paléocène (fig. I68 I et 2) j'en ai même trouvé un petit lambeau plus vers l'Ouest entre le Trias et le Tithonique mais toujours en contact par faille.

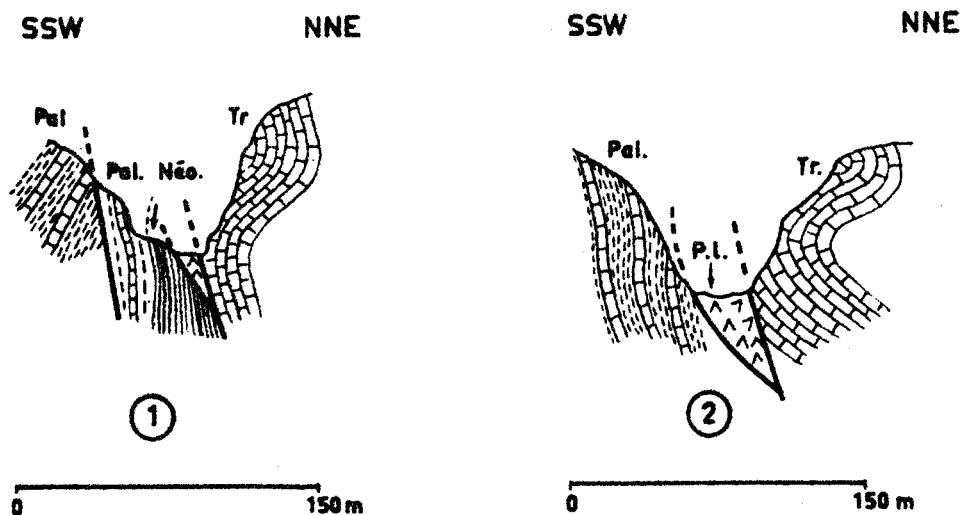


fig. I68 Coupes de la Portella dei Daini.

P.L. = "Pillows-lavas"
Pal. = Paléocène
Néo. = Néocomien
Tr. = Trias.

Nos observations ne permettent pas de préciser l'âge de ces roches basiques impliquées dans une faille inverse et probablement poussées vers le SE par le Trias calcaire. Nous pouvons cependant écrire que nous n'avons pas observé de roches basiques interstratifiées entre le Crétacé inférieur et le Paléocène d'une part et entre le Tithonique et le Crétacé inférieur d'autre part. Ceci arguerait en faveur d'une mise en place des roches basiques avant le

Tithonique c'est-à-dire très probablement au Dogger, mais ce n'est absolument pas certain. Nous sommes cependant persuadés qu'une étude très détaillée dans la Contrada Gargiuffe et à la Portella dei Daini permettrait de résoudre ce problème.

c) Coupe de la Contrada le Piane

1,5 km au NW de la Portella dei Daini, dans la Contrada le Piane, à la cote 840, nous avons observé sur des calcaires blanchâtres à Radiolaires du Trias supérieur (Rhétien), des tufs et "pillows-lavas" basaltiques renfermant des lentilles d'argiles rouges à Radiolaires. Sur les tufs on remarque des argiles rouges calcaires. Les échantillons prélevés se sont avérés azoïques et nous ne pouvons que faire des hypothèses. Ces argiles ont un faciès rappelant le Paléocène ou l'Eocène inférieur ce qui évoque la coupe déjà décrite à la Contrada Gargiuffe. Là encore nous ne pouvons préciser l'âge des coulées basiques.

d) Coupe du Cozzo Ruggero

Le Cozzo Ruggero se situe à l'W du lac de barrage du Pian del Leone entre San Stefano Quisquina et Filaga, à 3 km au S de ce village. Ce barrage est ancré solidement dans les calcaires parautochtones du Trias et le lac artificiel s'étend sur les argiles du Tertiaire (fig. 170).

Le Cozzo Ruggero est constitué par un affleurement de basalte qui tranche dans la topographie et s'étend sur environ 700 m. Cet affleurement a été signalé pour la première fois par L. Baldacci (1886) sur la feuille au 1/100 000 de Canicatti (qu'il a levée entre 1877 et 1879) et qualifié improprement de "dyke basaltique". D'après cette carte le "dyke basaltique" est dans les calcaires du Trias. En 1957, S. Motta parle brièvement du basalte du Cozzo Ruggero "qui se présente tout entier posé sur les calcaires marneux clairs du Tertiaire selon une surface plane inclinée vers l'E qui semble recouper transgressivement la stratification des dits calcaires" en réalité, ajoute t-il, "ce n'est pas tellement évident". S. Motta ne fournit aucune interprétation de ses observations.

Nature pétrographique de la lave du Cozzo Ruggero

Il s'agit d'une diabase à texture ophitique dont le plagioclase est saussuritisé (détermination de M. Beugnies). On note les minéraux suivants :

- plagioclase (à 52 % d'anorthite)
- augite pigeonitique (angle $2v$ compris entre 40° et 50°)
- chlorite d'altération
- apatite (prismes en inclusion, dans le plagioclase).

Situation de la diabase du Cozzo Ruggero

Nous avons rapidement levé la carte de ce secteur, mais ces levés (fig. I70) prouvent que la diabase repose sur une surface d'érosion (?) qui a tronqué les couches tertiaires, ainsi la diabase repose sur le Paléocène, l'Eocène calcaire et l'Oligocène supérieur marneux (fig. I69 et I70).

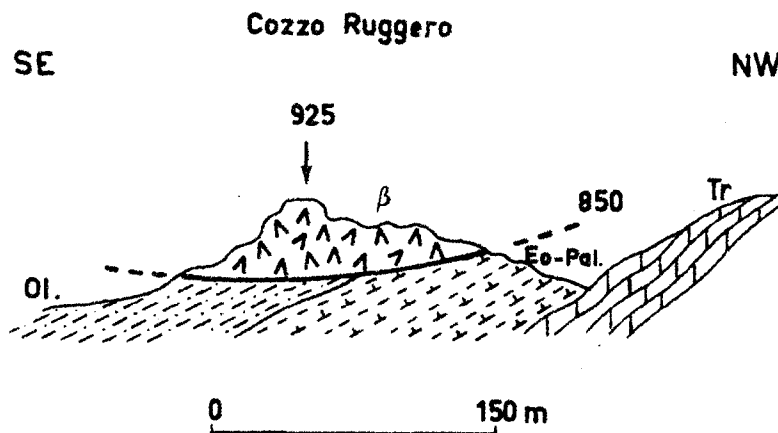


fig. I69 Coupe du Cozzo Ruggero

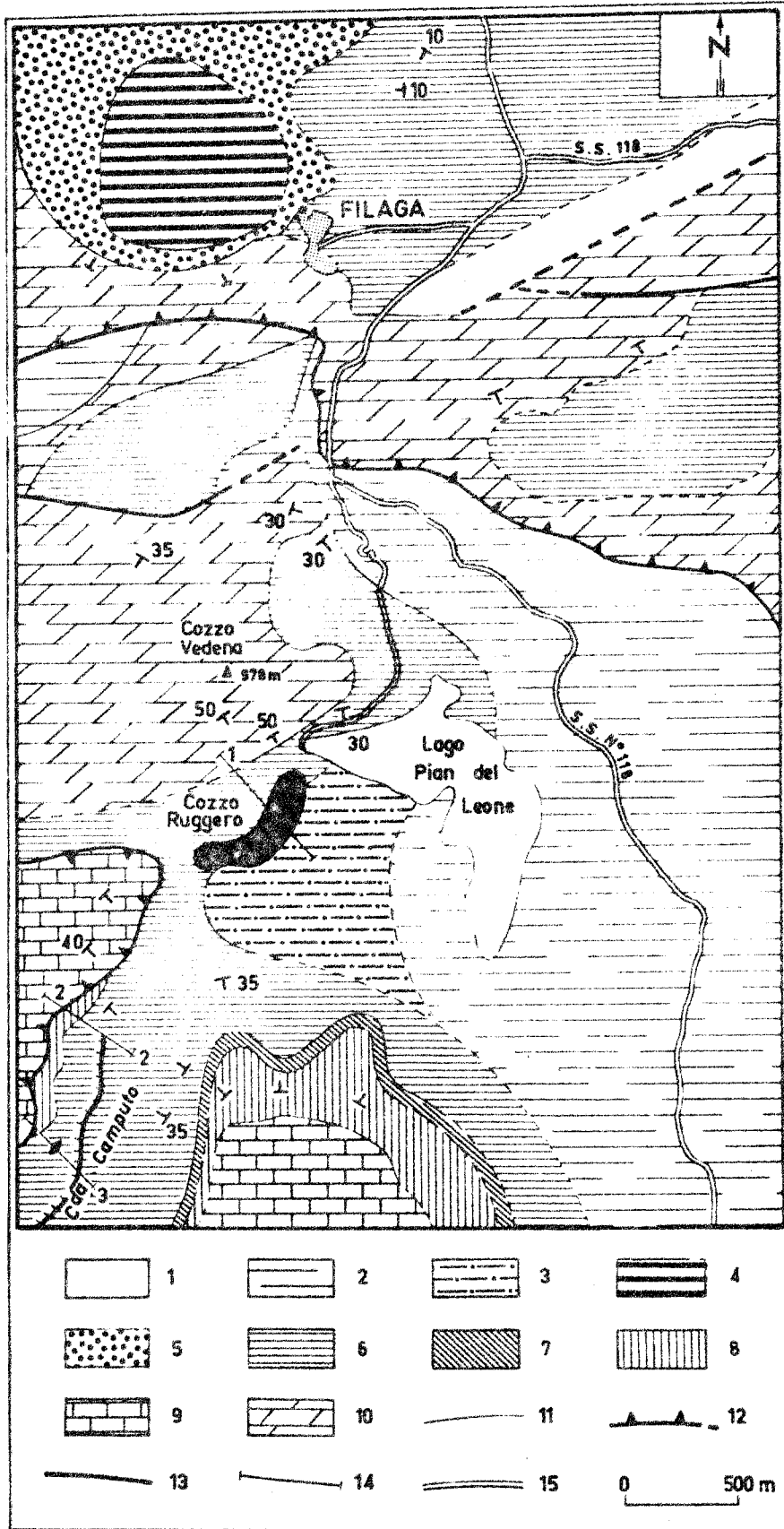


fig. 170

fig. I70 Schéma géologique de la région de Filaga

- I - Eboulis et alluvions
- 2 - Marnes gris-bleuté du Miocène moyen à supérieur (Helvétien-Tortonien)
- 3 - Marnes sableuses de l'Oligocène supérieur
- 4 - Calcaires de l'Oligocène inférieur à moyen
- 5 - Conglomérat de base de l'Oligocène
- 6 - Argiles calcaires et marnes rouges, calcaires et calcaires marneux essentiellement blancs, Paléocène à Locène supérieur
- 7 - Marnes vertes du Crétacé inférieur
- 8 - Radiolarites et calcaires silicifiés du Tithonique et calcaires graveleux du Lias inférieur
- 9 - Calcaires clairs à silex du Trias supérieur
- 10 - Calcaires dolomitiques et dolomies du Trias supérieur
- 11 - Contours géologiques vus et interprétés
- 12 - Contacts anormaux
- 13 - Principales failles
- 14 - Tracé et numéro des coupes
- 15 - Route.

Cette carte nous indique la situation des roches éruptives du Cozzo Ruggero et de la Contrada Camputo (en noir sur la figure). Le commentaire structural de cette région sera fait dans le chapitre tectonique. Il faut toutefois remarquer deux sous-unités superposées, l'une apparaît à Filaga (sous-unité de la Serra del Leone) et chevauche vers le Sud la sous-unité qui comporte des épanchements basiques (sous-unité du Pizzo Catera).

Ceci suggère deux interprétations possibles dont la première consiste à voir la diabase s'épancher sur cette surface d'érosion (?), et la seconde à admettre que la diabase repose anormalement sur cette surface, d'extension très limitée. Nous choisissons la seconde interprétation qui entre bien dans le cadre de la tectonique générale de cette région comme on peut le constater sur la fig. I71.

Cette interprétation ne permet pas de dater cette coulée diabasique.

Au cours d'une tournée sur le terrain en compagnie de G. Mascle, nous avons observé dans la Contrada Camputo (fig. I71), 1,5 km au SSE du Cozzo Ruggero et très précisément 250 m au S de la Casa Camputo, un petit affleurement de roches éruptives basiques. Cette région est très disloquée et ces roches basiques apparaissent sur un Oligocène et sous un Eocène renversé. Il s'agit

d'un petit synclinal dont le flanc nord s'est couché. Là encore il est difficile d'avancer un âge pour les roches basiques dont on saisit mal les rapports avec les roches sédimentaires encaissantes trop déformées.

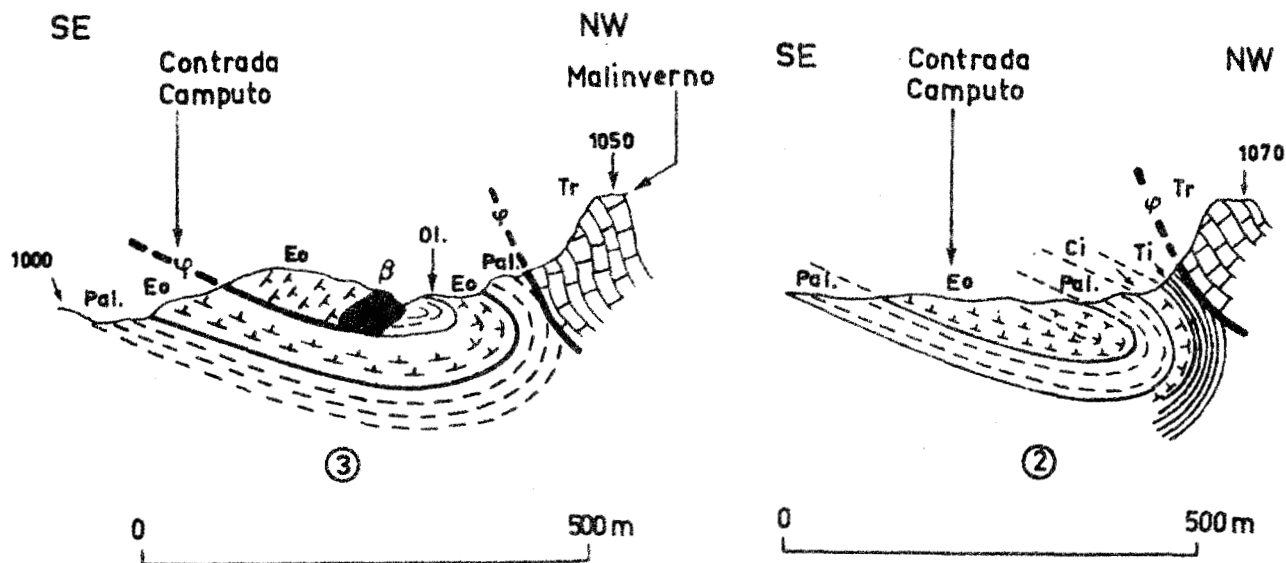


fig. I7I Coupes de la Contrada Camputo.

En conclusion, nos observations ne permettent pas de dater les roches éruptives basiques du Cozzo Ruggero et de la Contrada Camputo impliquées dans des mouvements tangentiels qui masquent les rapports de ces roches de coulée avec les terrains encaissants. Peut être s'agit t-il d'émissions d'âge éocène comme celles décrites par G. Mascle (1964, p. 331) à proximité de la région étudiée ici et très précisément 4 km au S de Palazzo-Adriano, mais nous ne pouvons l'affirmer.

e) Coupe de la Contrada Pietranera

Cette Contrada se situe sur la feuille au I/25 000 de San Biago Platani, 4,5 km à l'ESE d'Alessandria della Rocca. L'affleurement de pierre

noire (pietra nera) a été signalé dès 1866, dans des marnes tortoniennes, par L. Baldacci, sur la feuille au I/100 000 de Canicatti, levée entre 1877 et 1879. Il a été improprement qualifié de "dyke basaltique". Il s'agit en fait (P. Broquet 1964 c, p. 307) de blocs de basalte emballés dans des marnes et calcaires marneux rouges où l'on rencontre entre autres :

Globorotalia cocoaensis CUSHMAN

Catapsydrax martini martini BLOW et BANNER

Catapsydrax africana BLOW et BANNER

Globigerina yeguaensis WEINZIERL et APPLIN

Selon J. Sigal cette association caractérise l'Eocène supérieur. Les calcaires, marnes et marno-calcaires rouges appartiennent à la série de Cammarata. Il s'agit d'un lambeau de couverture détaché de son substratum et glissé dans le bassin du Miocène supérieur (Klippe sédimentaire). Ce lambeau de couverture est en effet emballé dans des marnes grises rapportées au Miocène supérieur d'après les déterminations de J. Sigal.

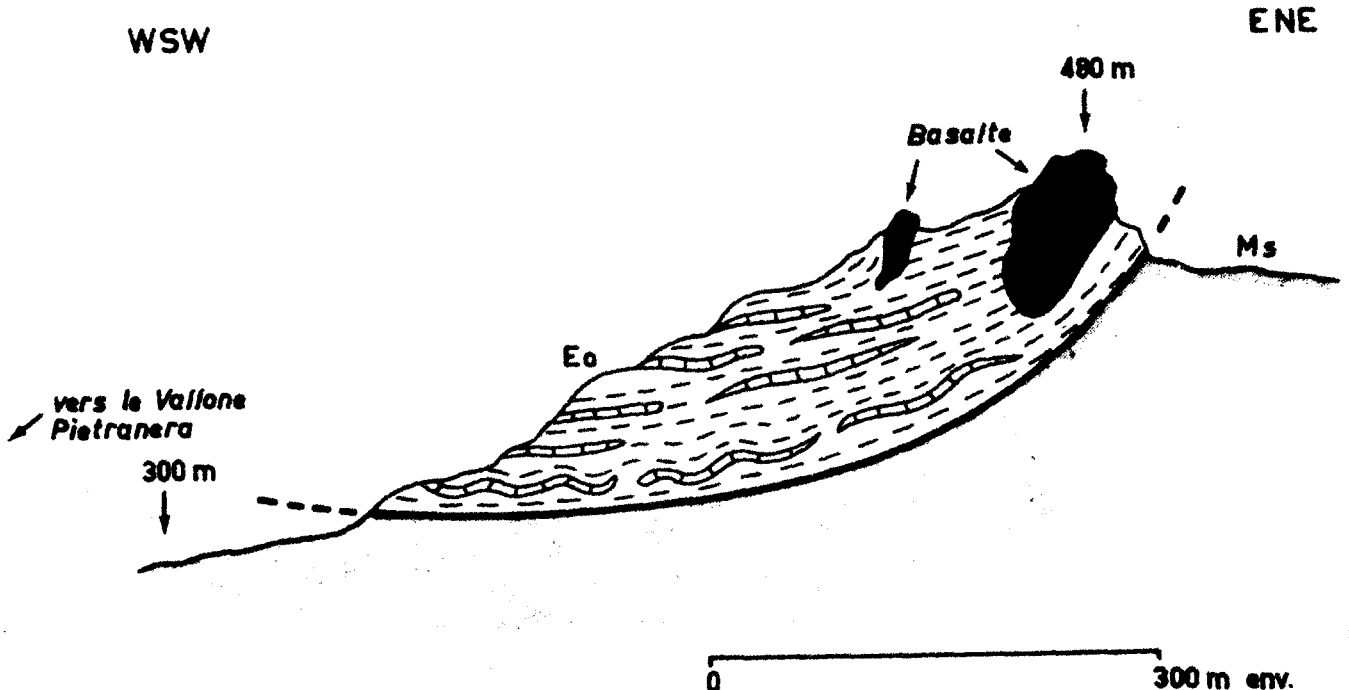


fig. 172 Coupe de la Contrada Pietranera.
Légende dans le texte.

Nature pétrographique de la lave de la Contrada Pietranera

Il s'agit, d'après A. Beugnies, d'un basalte à texture vitreuse et localement finement microlitique à :

- olivine
- augite
- serpentine.

Le plagioclase contient 50 % d'anorthite. L'olivine semble plus abondante que le pyroxène ce qui souligne la nature ultra-basique de la coulée.

Là encore il est difficile pour ne pas dire impossible de donner l'âge exact de ce basalte. Il est emballé dans l'Eocène Supérieur, mais cela ne prouve pas qu'il soit d'âge éocène supérieur.

f) Affleurement de la Contrada Madonesi

La Contrada Madonesi se situe dans l'angle NW de la feuille au I/25 000 de Cammarata. Nous y avons rencontré un affleurement de roche éruptive basique (voir fig. I73) dont il n'est, semble t-il, pas possible de préciser l'âge car elle est impliquée dans un contact anormal.

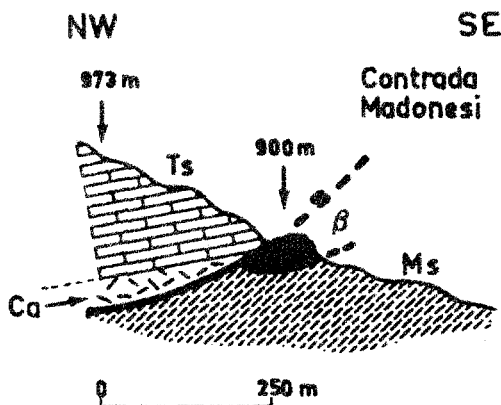


fig. I73 Coupe de la Contrada Madonesi

- Ts = Calcaires du Trias supérieur
- Ca = Trias plastique (Carnien)
- β = laves basiques
- Ms = Marnes du Miocène supérieur.

g) Conclusions

Tous les affleurements cités dans ce paragraphe sont d'âge indéterminé. Certains sont peut être jurassiques (Contrada Cargiuffe, Portella dei Daini) ou éocènes (Cozzo Ruggero - Contrada Camputo - Contrada Pietranera) mais nous n'avons aucune certitude. Il est cependant probable que dans le futur, une étude cartographique et pétrographique, de détail, permettra de lever ces indéterminations.

B) Zone interne

Cette terminologie interprétative indique le domaine des A. S.

I°) Jurassique

Nous n'avons jamais observé de roches éruptives dans la nappe des A. S. de notre secteur d'étude, mais il est vrai que nous ne connaissons pas les termes anté-**vraconiens** de la nappe des A. S. Cependant, ce domaine des A. S. qui "devait être commun aux orogènes berbère et apenninique" (A. Caire, 1962 et 1964) recèle des roches éruptives. En Italie péninsulaire, des ophiolites, découvertes par N. Tilmann (1912) dans l'Apennin septentrional, ont été étudiées ensuite par de très nombreux auteurs, entre autres H.W. Quitzow (1935), R.B. Behrmann (1936) et plus près de nous V. Cotecchia (1959) et J.C. Bousquet (1963). Ce dernier auteur cite en Calabre des diabases-porphyrites qui doivent s'apparenter aux ophiolites et sont probablement d'âge jurassique supérieur. Dans l'Apennin septentrional ces ophiolites appartiennent à la nappe ligure (L. Trevisan, 1962) constituée d'un flysch du Crétacé supérieur (Alberese), d'argiles bariolées (Crétacé moyen) et enfin d'A. S. avec des calcaires noirs ("palombini"). Les Ophiolites sont dans les A.S. et rapportées au Tithonique. mais l'ensemble du complexe ophiolitifère comprend le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. En Calabre, les roches vertes font partie de la nappe lucanienne (C. et M.J. Grandjacquet, 1962).

Dans un travail de synthèse, A. Caire (1964) replace dans un unique domaine interne les nappes ligure, lucanienne, les A. S. de Calabre et des Péloritains et les flyschs nord-kabyles d'Afrique du Nord qui auraient livré quelques lambeaux de roches vertes (M. Mattauer).

Ce domaine interne aurait donc été affecté, en suivant la terminologie de H. Stille (1936, 1940, 1941) reprise par J. Aubouin (1959etc..), d'un magmatisme initial simique, sous-marin, matérialisé par des ophiolites qui ont été attribuées par plusieurs auteurs au Jurassique supérieur.

Cet âge ne semble pas prouvé de façon certaine et s'il existait une relation entre le magmatisme du domaine externe et celui du domaine interne on pourrait penser à un âge un peu plus ancien, c'est-à-dire au Jurassique moyen (nous avons vu que la phase principale est bajocienne dans la zone de Vicari et probablement dans les zones de Sclafani et Cammarata. Néanmoins, on connaît également dans le domaine externe quelques émissions, au Jurassique supérieur notamment dans la région de Segesta.

2°) Eocène supérieur et Oligocène

A notre connaissance, il n'existe pas de roches éruptives au Crétacé.

Nous avons indiqué que, dans les Madonies, les substratums du Numidien intermédiaire et de la formation de Reitano recelaient des tuffites. Nous n'y reviendrons pas, mais rappellerons que L. Ogniben (1964) a prouvé que les tuffites de Tusa (c'est-à-dire le substratum de la formation de Reitano) étaient d'un type andésitique et en suivant les données de Niggli appartenaient à un type magmatique qualifié de mélaquartzodioritique.

L. Ogniben situe dans l'Eocène supérieur les émissions volcaniques. Nous avons longuement discuté de cette attribution qui ne nous semble pas certaine. Nous pensons qu'il s'agit plutôt d'un phase oligocène comme l'attestent nos observations sur le substratum du Numidien intermédiaire d'âge oligocène qui recèle des tuffites semblables à celles du substratum de la formation de Reitano.

Toujours en suivant H. Stille, il s'agirait là d'un volcanisme subséquent de type andésitique.

III) CONCLUSIONS GENERALES REPARTITION PALEOGEOGRAPHIQUE ET SIGNIFICATION DE CES ROCHES ERUPTIVES

Les roches éruptives étudiées succinctement dans ce chapitre témoignent d'émissions volcaniques sous-marines généralement accompagnées de roches pyroclastiques (tuffites). Les principaux types pétrographiques définis se rattachent aux basaltes, diabases, lamprophyres, andésites et ont été observés dans des sédiments d'âges divers appartenant aux zones externes et internes.

	Zone des A. S.	Zone de Sclafani	Zone de Vicari	Zone de Cammarata
Eocène sup.- Oligocène	Tuffites andésitiques (Reitano et Numidien intermédiaire)			Basaltes et diabases (?)
Jurassique moyen - supérieur	Ophiolites	Diabases et andésites		
Permien	?	?	Diabases et lamprophyres	

Tableau 7 Situation des principales roches éruptives de la Sicile centro-septentrionale.

1) Zones externes

Le Permien des zones de Vicari-Cammarata a livré des diabases et des lamprophyres, mais nous ne pouvons affirmer l'âge permien de ces roches.

Le Jurassique moyen des zones de Sclafani-Vicari-Cammarata recèle des andésites et des diabases.

L'Eocène de la zone de Cammarata renferme des basaltes et peut être des diabases. A l'W du secteur que nous avons étudié, G. Mascle (1964b) a démontré qu'il existait des preuves d'éruptions volcaniques sous-marines d'âge éocène "qui témoignent sinon de la permanence de l'activité éruptive, tout au moins de sa répétition au cours de la période mésozoïque-éocène".

Enfin, si les "pillows-lavas" sont l'indice d'un volcanisme sous-marin, les tuffites sont parfois issues d'explosion et impliquent sinon un volcanisme aérien, du moins, très probablement, des manifestations à faible profondeur, ce qu'attestent les fossiles des tuffites de Vicari-Roccapalumba (voir p. 98).

2) Zones internes

Les A. S. calabro-apenniniques recèlent des ophiolites rapportées par les auteurs au Jurassique supérieur.

Le substratum de la formation de Reitano renferme des tuffites rapportées à l'Eocène supérieur par L. Ogniben (1964) mais qui, à notre avis, seraient plutôt oligocènes au même titre que celles que nous avons mises en évidence dans le substratum du Numidien intermédiaire. Ces tuffites témoignent d'un magmatisme de type andésitique.

3) Signification de ces roches éruptives

Notre secteur d'étude ne permet pas de faire une étude complète du magmatisme et nous posons plutôt que nous résolvons un problème qui est peut être plus complexe qu'on ne l'a admis jusqu'à présent, comme l'a fait remarquer L. Ogniben (1964). On distingue, semble t-il, un magmatisme initial au Jurassique moyen-supérieur et un magmatisme subséquent à l'Eocène supérieur-Oligocène.

Cette constatation appelle cependant plusieurs remarques, en effet, le magmatisme initial n'est pas limité aux zones internes mais se développe dans toutes les zones, de la plateforme externe à la zone interne, même si les roches éruptives du domaine externe ne peuvent être qualifiées d'ophiolites.

On peut faire la même remarque pour le magmatisme subséquent qui ne se limite pas, semble-t-il, au domaine interne. Bref, le problème semble ici bien plus complexe que dans d'autres chaînes et mériterait une étude très détaillée que nous n'avons pas pu entreprendre dans le cadre de notre recherche.

CHAPITRE XII

**CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES
GENERALES**

C H A P I T R E X I I

CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES GENERALES

L'étude stratigraphique des Madonies et de leurs abords révèle l'existence de plusieurs séries stratigraphiques qui caractérisent plusieurs zones de faciès. A l'échelle régionale de notre étude on peut affirmer que ces zones de faciès offrent des caractères lithologiques et sédimentologiques propres.

Les figures I74 et I75 résument les caractères principaux des séries stratigraphiques et indiquent les lacunes et transgressions qui ont intéressé les différentes zones de faciès.

Avant d'entreprendre les chapitres sédimentologiques et tectoniques il me paraît utile de rappeler brièvement les grands traits stratigraphiques et paléogéographiques de la région étudiée.

Le Permien inférieur qui affleure dans la partie orientale des Sicani est représenté par un flysch dont le matériel détritique doit venir du Nord. Nous avons démontré que ce Permien inférieur constituait le substratum des séries de Cammarata, Vicari et probablement Sclafani dont il représente le terme le plus ancien que nous connaissions.

Dans la région de Lercara Friddi, le Trias supérieur serait peut-être transgressif et dans ce cas, il inaugurerait, peut-être localement, un nouveau cycle sédimentaire qui se prolonge jusqu'à l'aurore du Jurassique. Le Trias est constitué de séries épaisses, marines, de faciès alpin mésogéen où l'on reconnaît deux termes lithologiques très distincts :

- un terme inférieur plastique;
- un terme supérieur rigide.

Aux dépôts argileux et calcaires, pélagiques, du terme inférieur d'âge carnien font suite des sédiments dolomitiques, néritiques qui apparaissent au

Nord peut-être dès le Carnien mais se développent essentiellement pendant le Norien, annonçant déjà le haut-fond du Panormide en cours d'érection. Ce faciès néritique migre du Nord vers le Sud entre le Carnien et le Rhétien. Il semble donc que l'on ait eu au Carnien un vaste bassin euxinique progressivement envahi par le faciès dolomitique, comme l'ont déjà évoqué plusieurs auteurs. Ce bassin aurait donc vu sa profondeur d'eau diminuer entre le Carnien et le Rhétien, pour passer d'un faciès pélagique à un faciès néritique.

Au Lias inférieur, ce bassin est en partie comblé, et quelques îles émergent qui vont disparaître au Lias moyen. Cette période voit se dessiner une nouvelle paléogéographie dont le seul point commun avec celle de l'époque triasique se situe au niveau de la zone du Panormide qui garde et affirme le caractère de haut-fond subsident acquis dès le Trias supérieur.

Le Jurassique voit en effet s'individualiser quatre zones de faciès parallèles et orientées environ NNW-SSE; il s'agit du Nord au Sud de :

- I - la zone du Panormide;
- 2 - la zone de Sclafani;
- 3 - la zone de Vicari;
- 4 - la zone de Cammarata.

Cette paléogéographie se dessine, à notre avis, vers le Carixien. La zone du Panormide caractérisée par des dépôts néritiques peut être assimilée à un haut-fond subsident qui a dû naître dès le Trias supérieur et se perpétuer pendant le Jurassique et une partie du Crétacé. La zone de Sclafani où se sédimentent des radiolarites (Lias moyen à Dogger) est séparée de la zone de Cammarata où se développe une sédimentation calcaro-siliceuse (Carixien à Aptien) par la zone haute non subsidente de Vicari où l'on remarque des dépôts néritiques (Lias inférieur à Portlandien) très condensés à certains niveaux et même de faciès "ammonitico-rosso" (Jurassique supérieur) ainsi que des croûtes mangano-ferrifères. La zone de Cammarata passe vers le Sud à la plateforme externe.

A une époque supra-bajocienne et probablement au Bathonien, on assiste à un retrait de la mer dans la zone de Sclafani, suivi d'une transgression au Portlandien caractérisé par des dépôts néritiques (calcaires à Ellipsactinia) qui sont recouverts au Crétacé inférieur par une nouvelle série radiolaritique.

Le haut-fond de Vicari émerge localement, semble t-il, entre le Portlandien et le Cénomaniens alors que les sillons qui l'encadrent se comblent. C'est le cas de la zone de Cammarata qui, avant d'émerger à l'Aptien terminal, voit des dépôts marno-calcaires du Néocomien succéder à la sédimentation siliceuse du Tithonique-Néocomien basal. C'est le cas également de la zone de Sclafani, qui, avant d'émerger, nous montre, après les radiolarites du Crétacé inférieur, des calcaires néritiques à Orbitolines du Cénomaniens. Bref la paléogéographie établie au Lias moyen subsiste au Crétacé inférieur malgré quelques émergences locales; mais au Cénomaniens, on assiste à une banalisation des faciès. En effet, du Nord au Sud, on remarque des calcaires à Orbitolines dans la zone des A. S. dont nous mentionnons pour la première fois le nom et qui se situe probablement au Nord du domaine du Panormide, dans les zones du Panormide et de Sclafani. Seules les zones émergées de Vicari et Cammarata n'en comportent pas.

Au Crétacé supérieur s'esquisse une nouvelle paléogéographie dont on distingue mal les limites. Les traits fondamentaux de la paléogéographie mésozoïque s'estompent, à commencer par le haut-fond subsidant du Panormide, permanent du Trias supérieur au Cénomaniens, caractérisé pendant cette période par des dépôts néritiques et qui se voit envahir au Crétacé supérieur puis au Paléocène par des sédiments à tendance pélagique. Il n'en demeure pas moins une zone haute, mais non subsidante, qui émergera à trois reprises, au Cénomaniens, au Crétacé terminal et entre l'Eocène moyen et terminal avant de s'ériger en cordillère rapidement démantelée à l'Oligocène. Seule la zone des A. S. correspond à un sillon où se dépose un flysch argilo-calcaire. Ailleurs on note soit une lacune (zone de Sclafani) soit des calcaires fins pélagiques à Globotruncana (zones du Panormide-Vicari-Cammarata).

A l'Eocène, cette nouvelle paléogéographie prend forme. Elle se caractérise par des dépôts "pré-terrigènes" que l'on peut qualifier de calcaro-lutitiques. Ces dépôts succèdent à la sédimentation bio-chimique. Les zones du Panormide et de Sclafani semblent se fondre, de même les zones de Vicari et de Cammarata. Les faciès de ces quatre zones présentent même une certaine parenté mais on peut penser qu'un haut-fond, peut-être discontinu, continue à les séparer. Ce haut-fond se situerait vraisemblablement au niveau de la zone de Vicari (La Montagnola). Cette paléogéographie se caractérise donc par un élargissement des

zones et annonce la période oligo-miocène marquée par les dépôts flyschoides. Elle préfigure l'allure des vastes bassins de flyschs qui vont s'installer à cheval sur plusieurs des zones que nous avons distinguées au Jurassique-Crétacé inférieur.

La zone de Sclafani voit la mer progresser timidement probablement dès l'Eocène inférieur pour avancer franchement en transgression au Lutétien.

A l'Oligo-Miocène se déposent les sédiments détritiques qui caractérisent la formation dite de Reitano et le flysch numidien que nous avons divisé en deux parties, distinguant de bas en haut : un Numidien argilo-gréseux (Oligocène), puis un Numidien grés-argileux (Oligocène très élevé (?) - Miocène inférieur). Seule l'étude du substratum oligocène permet de distinguer avec certitude trois sous-zones dans le Numidien. Nous les avons qualifiées d'externe, intermédiaire et interne les unes par rapport aux autres.

A l'Oligocène, les sédiments terrigènes argileux ou argilo-gréseux, envahissent la plupart des zones que nous avons définies, c'est-à-dire, du Nord au Sud, les zones des A. S., du Panormide, de Sclafani, pour atteindre la zone de Cammarata à l'Oligocène supérieur.

Le haut-fond de Vicari (La Montagnola) après s'être estompé à l'Oligocène supérieur, jouerait à nouveau son rôle de barrière, s'opposant au passage du matériel détritique grossier, jusqu'à l'Aquitaniien, ou plutôt le Burdigalien, époque qui voit la sédimentation détritique (grès glauconieux) franchir ce haut-fond et atteindre la zone de Cammarata.

Dans le vaste sillon numidien, l'axe de subsidence maximum se situe à l'emplacement du Numidien externe, c'est-à-dire au niveau de l'ex-zone de Sclafani. On assiste entre le Miocène inférieur et le Miocène moyen-supérieur au déplacement de cet axe de subsidence vers le Sud en même temps que le faciès flysch du Miocène inférieur passe au faciès molasse du Miocène moyen-supérieur.

La molasse se dépose dans une vaste avant-fosse en position plus méridionale que le sillon du Numidien. Elle s'installe en effet à l'emplacement des ex-zones de Sclafani-Vicari-Cammarata et même au-delà vers le Sud. Elle accueille un essaim de klippes sédimentaires entre l'Helvétien et le Tortonien.

Dans la partie septentrionale de l'avant-fosse, en bordure du domaine en cours de surrection, la sédimentation est, de bas en haut, conglomératique puis gréseuse et enfin marneuse. Vers le Sud, ces dépôts sont de moins en moins détritiques et passent à des marnes par l'intermédiaire de sédiments marno-sableux.

Cette vaste avant-fosse se comble au Miocène très supérieur avec des dépôts évaporitiques avant de se désorganiser au Miocène terminal et au Pliocène inférieur en bassins disjoints plus ou moins subsidents.

Après le Pliocène inférieur on assiste à un véritable renversement de la subsidence qui s'accroît pendant le Quaternaire.

fig. 174 Caractères généraux des principales séries stratigraphiques des Madonies et des Sicani orientaux (P. Broquet, A. Caire et G. Mascle, 1966, légèrement modifié).

fig. 175 Les séries stratigraphiques des Madonies et des Sicani orientaux (Épaisseurs).

Alors que la fig. 174 présente en correspondance le détail des niveaux de même âge ou d'âges voisins, la fig. 175 montre les variations d'épaisseur de ces niveaux d'une série à l'autre.

MADONIES

SICANI orientaux

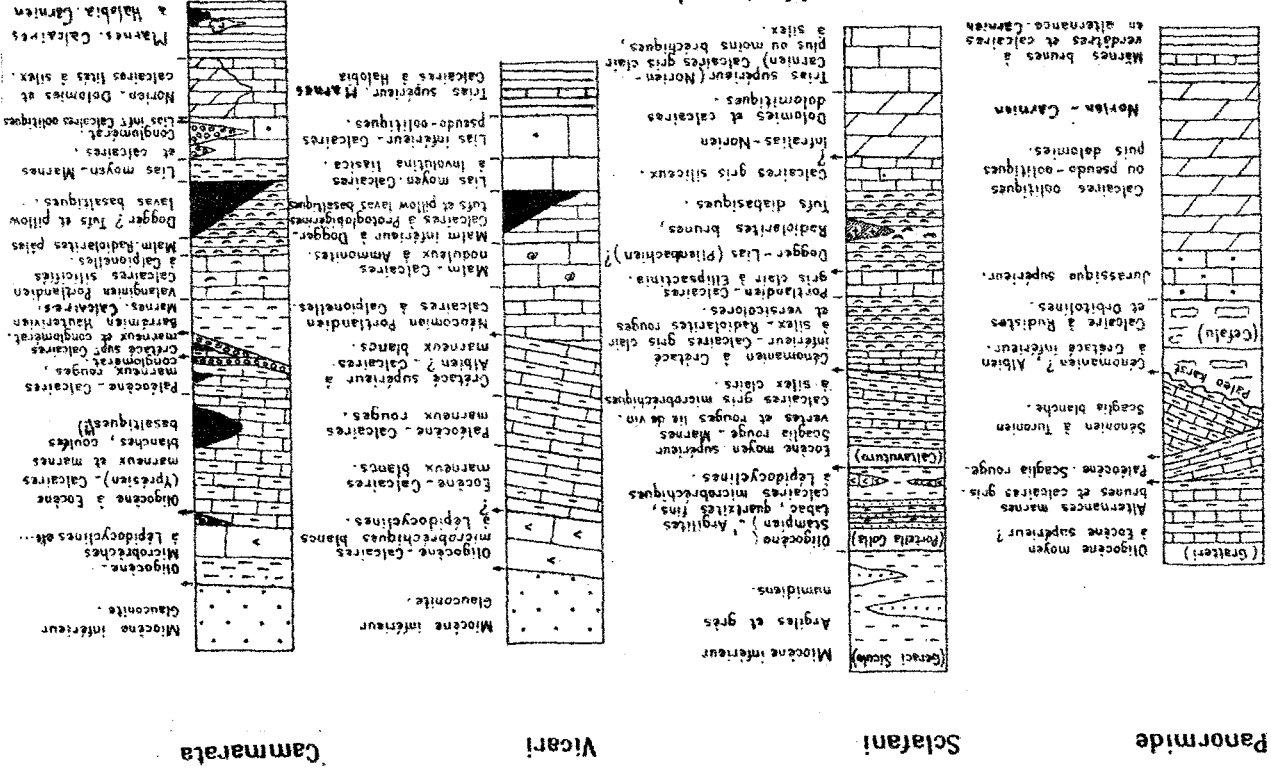
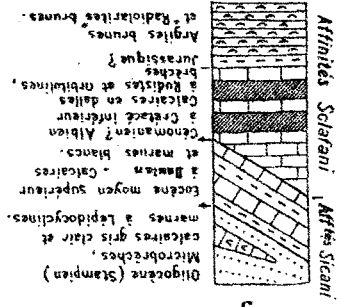
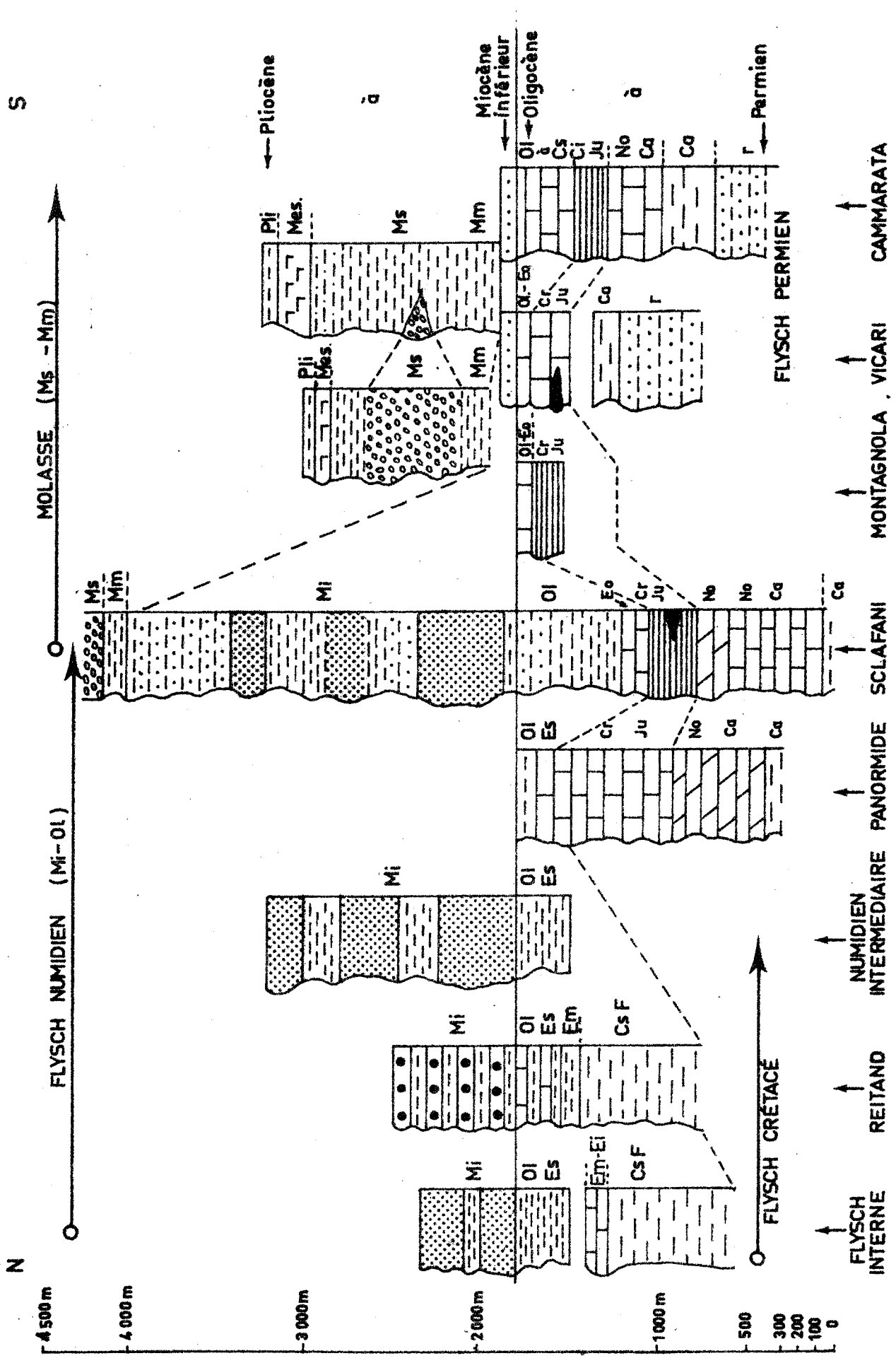


Fig. 174

Ces profils présentent en correspondance les niveaux de même âge ou d'âges voisins, montrant les caractères lithologiques et paléontologiques des formations composant les diverses séries. Les transgressions sont indiquées par des flèches. Les épaisseurs relatives ne sont pas respectées. Les faciès intermédiaires sont généralement inconnus comme c'est le cas dans les pays de mapes. Cependant la *Montagnola*, près de Cammarata présente des caractères mixtes, avec un Jurassique ? et un Cretacé apparentés à ceux de Sciarani, et un Nummi-



litique de type Vicari (Broquet, 1964 a, b).



— Fig. 175 —

DEUXIEME PARTIE

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

CHAPITRE XIII

SEDIMENTOLOGIE

SEDIMENTOLOGIE

I) INTRODUCTION	453
II) ETUDE DES FIGURES DE COURANT	453
A) A propos des turbidites	459
B) Etude des figures de courant du flysch numidien	463
I) Historique sommaire	464
2) Méthodes d'étude et mode de représentation des mesures	466
3) Résultats obtenus	470
a) Numidien grés-argileux (Miocène inférieur)	470
b) Numidien argilo-gréseux (Oligocène)	472
4) Interprétation des résultats	472
III) ETUDE GRANULOMETRIQUE SUCCINTE DES NIVEAUX GRESEUX. DETERMINATION DU RAPPORT GRES SUR ARGILES. PROBLEME DES MINERAUX LOURDS.	477
A) Granulométrie	477
I) Historique	479
2) Etude granulométrique et morphoscopique du Numidien interne	479
3) Etude granulométrique des Numidiens externe et intermédiaire	485
a) Numidien intermédiaire	487
b) Numidien externe	487
4) Les grès glauconieux des Sicani orientaux	492
5) La formation de Reitano	492
6) Le flysch interne crétacé-éocène (A.S.)	494
7) Le flysch permien des Sicani orientaux	494

B) Etude du rapport grès sur argiles	495
C) Etude de la cohésion des grès	496
D) Le problème des minéraux lourds	497
E) Conclusions	498
IV) LA THERMOLUMINESCENCE DES ROCHES DETRITIQUES QUARTZO-FELDSPATHIQUES	502
A) Introduction	502
B) Généralités	503
I) Définition de la méthode et historique des recherches	503
a) Définition de la méthode	503
b) Historique général	504
c) Historique de la thermoluminescence appliquée à l'étude des roches détritiques quartzo-feldspathiques	505
2) Conditions expérimentales. Appareillage	506
a) Appareillage	506
b) Echantillonnage et préparation de l'échantillon	508
c) Conditions expérimentales	508
d) Conditions particulières à la réalisation d'une courbe de thermoluminescence artificielle	508
3) Facteurs susceptibles de modifier la thermoluminescence originale	509
a) Facteurs expérimentaux	509
b) Facteurs naturels	509
4) Représentation des résultats	511
5) Propriétés en thermoluminescence des roches quartzo-feldspathiques	513
6) Applications géologiques	515
C) Applications à l'étude des séries détritiques des Madonies et des Sicani	516

I) Les principaux genres de courbes de thermoluminescence des minéraux détritiques étudiés	516
a) genre QIV	516
b) genre QV	518
c) genre QVI	518
d) genre QVII	520
e) genre FIV	520
2) Les résultats expérimentaux	523
a) Le flysch numidien externe	524
b) Le flysch numidien interne	531
c) Le flysch numidien intermédiaire	531
d) Les grès glauconieux du Miocène inférieur des Sicani orientaux	532
e) Le Permo-Trias de faciès verrucano des monts péloritains	533
f) La molasse de Reitano (Oligo-Miocène)	534
g) Le flysch crétacé	536
- flysch crétacé interne (A.S.)	536
- flysch crétacé externe ou Monte-Soro	537
h) Le flysch permien des Sicani orientaux	539
3) Répartition quantitative des différents genres de quartz et de feldspaths. Tableau récapitulatif.	541
4) Principaux résultats obtenus dans les Madonies et les Sicani orientaux	541
5) Résultats sommaires obtenus hors de Sicile	545
a) Algérie	545
b) Tunisie	547
IV) CONCLUSIONS GENERALES	549

I) INTRODUCTION

Lorsque j'ai entrepris l'étude géologique des Madonies, de nombreux problèmes stratigraphiques, tectoniques et sédimentologiques se posaient dans toutes les formations détritiques et en particulier dans les flyschs. Dans ce chapitre, j'étudierai en particulier le problème de l'origine des éléments détritiques dans les formations suivantes :

- flysch du Permien inférieur (Sicani orientaux)
- flysch crétacé interne et externe
- formation oligo-miocène de Reitano
- flysch numidien oligo-miocène.

Je comparerai tout spécialement les constituants du flysch numidien interne et du Permo-Trias des monts péloritains (faciès verrucano).

- grès glauconieux du Miocène inférieur des Sicani orientaux (Séries de Vicari et de Cammarata).

Je comparerai rapidement quelques unes de ces formations à leur homologue tunisien ou algérien (voir P. Broquet, A. Caire, J.M. Charlet, G. Duée, G. Mascle, R. Truillet (à paraître)).

En conclusion, je démontrerai que l'application combinée de certaines méthodes d'études de terrain et de laboratoire doit permettre d'apporter d'utiles informations dans la résolution des problèmes paléogéographiques posés par les flyschs.

II) ETUDE DES FIGURES DE COURANT

On qualifie de figures de courant les empreintes qui apparaissent à la base des bancs de grès et résultent du remplissage par un matériel sableux d'incisions creusées par des courants dans le substratum pélitique, non consolidé, avant le dépôt des sables. Ces empreintes, selon Ph. H. Kuenen (1957), résulteraient de l'action des courants de turbidité et seraient creusées par la partie frontale de ces courants puis remplies immédiatement par le matériel transporté par les courants. Depuis Ph. Kuenen (1957), beaucoup d'auteurs considèrent que

toutes les figures de courant caractérisent des formations déposées par des courants de turbidité et nommées, à la suite de Ph. H. Kuenen, turbidites. Nous avons toujours hésité à employer ce terme qui a cependant un immense succès dans la littérature géologique, mais dont le sens demeure trop universel et cache, semble-t-il, plus d'ignorances que de certitudes. Avant d'aborder la notion de turbidites, il est bon de signaler que des figures de courant ont déjà été signalées dans des formations qui n'ont pas été formées par des courants de turbidité puisqu'il s'agit de dépôts fluviatiles, selon D.J. DeGloss (1962); ou marins, mais limités à la partie externe de la plateforme continentale, selon G. de V. Klein (1963) qui parle de dépôts intercotidaux donc déposés en milieu très peu profond à faible pente. R.H. Dott (1963) cite également de telles empreintes dans des dépôts deltaïques.

A) A propos des turbidites

- Généralités

Une publication assez récente de J. Ph. Mangin (1964) dresse un historique de ce que cet auteur appelle "le dogme des turbidites". Notre but n'est pas de reproduire son excellent exposé auquel nous conseillons le lecteur de se reporter, mais de préciser quelques points et, notamment, de citer les définitions de Ph. H. Kuenen. Cet auteur qui crée en 1937 le terme de "courant de densité" pour caractériser les dépôts dans les canyons sous-marins parle en 1953 de "courant de turbidité" pour expliquer le granoclassement ^(I) de certaines formations.

(I) Le terme de granulo-classement (A. Lombard, 1953 et 1956) est la traduction exacte de "graded bedding", mais ce terme qui était à l'origine employé par les auteurs de langue française, s'est ensuite transformé, sous la plume de A. Lombard en grano-classement puis à l'heure actuelle il s'écrit "granoclassement" dans la plupart des publications françaises. Nous adoptons cette orthographe.

Il faut rappeler que le granoclassement d'un sédiment évoque la diminution ou l'augmentation de la taille des grains, de la base d'une strate au sommet. Un granoclassement peut être normal (diminution de la taille des grains de bas en haut), ou inverse. Il existe d'autres cas de granoclassements plus complexes.

Pour éviter toute confusion avec le terme "classement" au sens de "sorting" ($S_o = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$ selon Trask) nous avons préféré le terme de "tri", de préférence à celui $\sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$ de "classement".

En 1956 (p. 139), Ph. H. Kuenen décrit les courants de turbidité et il écrit :

" Transport : déplacement d'un milieu turbulent dont la vitesse diminue du fond vers la surface, et de l'avant vers l'arrière. Passage à une eau de surface stagnante par l'intermédiaire d'une suspension de plus en plus diluée au cours d'un déplacement lent et agité. Le dépôt commence là où la pente diminue, il se prolonge normalement aussi longtemps que le courant se déplace. En chaque point il y a sédimentation lors du passage du courant et celle-ci cesse progressivement de l'amont vers l'aval. Le courant peut se déplacer loin sur un substratum horizontal.

Dépôt : lit à matériel détritique plus ou moins distinctement granoclassé, mal trié (= sale) à chaque niveau. Les éléments les plus gros ne doivent pas dépasser 10 cm. La partie supérieure peut être laminée ... Un courant produit un seul lit."

Si les courants peuvent se déplacer longuement sur un fond horizontal il est néanmoins nécessaire qu'ils "aient une grande vitesse initiale, donc qu'ils dévalent un talus élevé et de forte pente : les dépôts granoclassés ne peuvent donc qu'être profonds selon Ph. H. Kuenen 1953" in J. Ph. Mangin (1964).

Selon E. Ten Haaf (1959) les turbidites sont caractérisées essentiellement par leur granoclassement et la continuité de leur stratification.

Bref, à la suite de Ph. H. Kuenen de nombreux auteurs ont qualifié de turbidites des formations granoclassées dont le tri est mauvais mais s'améliore de la base au sommet des bancs. De plus ces formations granoclassées présentent toujours des figures de courant.

Cette définition peut-elle s'appliquer au flysch numidien que nous allons étudier ?

Depuis 1962 nous avons écrit que les grès du Numidien étaient mal classés, mal triés, mais qu'ils pouvaient présenter un granoclassement vertical qui était presque toujours normal dans les coupes que nous avons étudiées. De plus le Numidien présente des figures de courant. Il pourrait, par conséquent, être qualifié de turbidite au sens de Ph. H. Kuenen et autres.

- La bathymétrie du flysch numidien

Sans avoir de preuves certaines que le flysch ne s'est pas formé à grande profondeur et sans tomber dans l'excès inverse qui consiste à faire du flysch un sédiment climatique (J.Ph. Mangin, 1962), formé dans "une zone d'épan-dage sous faible tranche d'eau, à fond activement subsident"... ce qui ne peut être le cas du Numidien, je pense que le milieu de dépôt du flysch ne devait pas obéir à des lois très strictes. En effet, comme je crois l'avoir démontré dans le chapitre stratigraphique, le flysch numidien se surimpose à plusieurs zones de faciès qui, au Secondaire, correspondaient, soient à des haut-fonds, soient à des sillons et l'on conçoit difficilement que cet ensemble complexe soit devenu un milieu uniformément très profond ou peu profond. Il semble plus logique d'imaginer un fond accidenté et une bathymétrie variable. Mais ceci n'est qu'une hypothèse. Actuellement on constate que le flysch numidien couvre une zone de 2 500 km de long sur plus de 100 km de large et dont l'épaisseur varie entre quelques centaines de mètres et plus de 2 000 m. La subsidence a joué certainement un rôle très important et nous avons démontré que l'axe de subsidence maximum se déplaçait du N vers le S pour se situer, lors du dépôt du Numidien, au niveau de la zone de Sclafani. Cette migration de la subsidence permet d'expliquer que les dépôts situés dans la partie la moins subsidente du sillon, c'est-à-dire la partie septentrionale, soient moins épais que ceux qui se développent plus au Sud. De plus le bassin a été plus rapidement comblé au Nord (Numidien interne) qu'au Sud (Numidien externe) où le faciès molasse succède en continuité au faciès flysch, mais la constatation qui s'impose est l'identité entre les faciès septentrionaux et méridionaux du flysch numidien. En un mot, les Numidiens interne, intermédiaire et externe possèdent des faciès très voisins et cependant nous pensons qu'ils se sont formés dans des milieux dont la bathymétrie ne devait pas être semblable, la preuve en est que le Numidien interne

correspond au comblement d'un sillon et par conséquent, même si celui-ci était profond au début du dépôt du flysch, il ne peut être que peu profond lorsque se termine la période de comblement. Une remarque s'impose, le Numidien interne est plus grossier que les Numidiens intermédiaire et externe et il est mal trié et très rarement granoclassé. Il est, fréquemment, peu consolidé, et la stratification, dans le détail, est rarement continue, il comporte des figures de charge mais d'assez rares figures de courant. Le terme de turbidite s'appliquerait donc très mal au Numidien interne et ne serait valable qu'au niveau des Numidiens externe et intermédiaire, c'est-à-dire là où le sillon s'approfondissait peut-être.

Nous venons d'évoquer le problème du dépôt des terres gréseuses mais un mystère subsiste quant à l'origine des strates argileuses qui alternent régulièrement avec les grès. Nous rejoindrons l'avis de nombreux auteurs pour admettre que ces sédiments fins, pélagiques se sont déposés normalement et continuellement par suspension normale, les venues sableuses perturbant épisodiquement cette sédimentation calme. Elle serait donc indépendante de la sédimentation sableuse qui rendrait peut-être compte d'un phénomène orogénique et résulterait de pulsations dont la conséquence serait le soulèvement du domaine nourricier activement érodé dès son soulèvement. Ensuite, jouerait la subsidence. Mais la réalité est certainement plus complexe et les facteurs climatiques jouent peut-être un rôle qui n'est pas négligeable.

- Vitesses de sédimentation

Il nous semble intéressant de citer ici les travaux de Z.L. Sűjkowski (1957) qui a étudié le flysch des Carpathes et en particulier les vitesses de sédimentation dans le flysch.

Dans le flysch numidien externe, les séquences grésos-argileuses montrent des bancs de grès épais pouvant atteindre plusieurs mètres, séparés par des films centimétriques d'argiles qui évoquent des processus semblables à ceux décrits par Z.L. Sűjkowski dans les Carpathes. Cet auteur en a déduit qu'entre deux bancs gréseux un film d'argile de 1 cm d'épaisseur avait dû se sédimenter en 500 ans. Ceci montrerait clairement la différence, dans le temps, entre la sédimentation rapide, instantanée à l'échelle géologique, des épais bancs de

grès (turbidites ?) et le dépôt beaucoup plus lent des minces strates d'argiles. Il ne faudrait cependant pas généraliser, à mon avis, et en déduire d'une façon mathématique qu'il fallait 500 ans pour que se sédimente 1 cm d'argile dans n'importe quel sillon de flysch. Cette généralisation serait excessive et il est très probable que la sédimentation n'obéit pas à des lois mathématiques mais dépend de facteurs complexes qui régissent le couple érosion-sédimentation. On peut toutefois indiquer les chiffres avancés par divers auteurs qui étudient des sédiments actuels, c'est ainsi que D.S. Gorsline et K.O. Emery (1959, p. 289) indiquent que sur les côtes de Californie du Sud se déposent 37 cm de sédiments terrigènes en mille ans alors que Ph. H. Kuenen (1950, p. 385) cite dans les mers indonésiennes un dépôt de 15 à 17 cm en 1000 ans. Ces chiffres correspondent à des sédiments non compactés soit, en tenant compte du coefficient moyen de compaction couramment admis, c'est-à-dire 2,5, on pourrait en déduire, en se replaçant dans l'échelle géologique, qu'à un dépôt formé en 1000 ans correspond actuellement 2 cm à 15 cm d'argiles (2 cm selon Z.L. Sűjkowski et 15 cm d'après les travaux de D.S. Gorsline et K.O. Emery). Soit en estimant à 2000 m l'épaisseur totale des argiles du Numidien externe, on pourrait en déduire que le temps nécessaire à la sédimentation du flysch est compris environ entre 10^8 années et 14×10^6 années. Il correspond en fait à l'Oligocène moyen supérieur et au Miocène inférieur (Aquitainien - Burdigalien p. p.) ce qui laisse à penser que le premier chiffre est erroné et le second probablement beaucoup plus près de la réalité. Mais il ne s'agit là que d'un amusant divertissement qui ne peut, en aucun cas, être pris au sérieux.

B) Etude des figures de courant du flysch numidien

Il faut rappeler que le flysch numidien se divise en deux parties qui sont, de bas en haut :

- le flysch numidien argilo-gréseux
- le flysch numidien grésos-argileux.

Notre étude porte sur le Numidien grésos-argileux, nous indiquerons cependant quelques mesures réalisées dans le flysch argilo-gréseux.

Les caractères lithologiques du flysch ont été exposés dans le chapitre stratigraphique du Miocène et nous n'y reviendrons pas.

I) Historique sommaire

Les figures de courant sont maintenant bien connues et nous ne ferons que citer les principales publications qui en ont traité. Les premiers à les évoquer semblent les auteurs de langue allemande qui parlent de "Zapfenförmige", "Gefliessmarken" ou "Gefliesswülste" (W. Hätzschel, 1935 - A. Kieslinger, 1937) ou "Zapfenwülste" (H. Rücklin, 1938) puis les auteurs de langue anglaise avec Schrock (1948) qui démontre que ces figures se trouvent à la base des bancs. Toutefois une certaine confusion demeure entre les figures de charge, dues à la gravité, et les figures de courant provoquées par l'action des courants sur un fond vaseux non consolidé.

Puis la notion de figures de courant devient plus précise. Ces figures sont qualifiées de "flow-markings" (J.L. Rich, 1950) puis sont intégrées dans les "sole-markings" (Kuenen, 1953 et 1957 et Ten Haff, 1959). Quant à Vassoevich (1948-1951), il parle de "turboglyphes".

Un problème de terminologie est posé. Doit-on employer les termes anglais ou leur traduction ? Nous avons adopté les traductions quand elles existent ainsi nous ne parlerons pas de "load-casts" mais de figures de surimpression ou figures de charge (A. Caire, 1957), ou encore de figures de surcharges. Le phénomène a été parfaitement décrit par A. Caire, 1957, puis par M. Mattauer (1958) et nous n'y reviendrons pas.

Dans les "sole-markings" nous étudierons en particulier les figures de courant parmi lesquelles nous distinguerons :

a) Les "flute-casts"⁽¹⁾ ou moulures coniques (M. Mattauer 1958, 1962). Ces figures nous sont apparues comme des protubérances, parfois linguiformes, généralement bulbeuses, sortes de bourrelets à extrémité arrondie. Ces figures peuvent se chevaucher en partie ou avoir été déformées par des figures de charge.

M. Mattauer (1958, p. 251) qui tente d'expliquer l'origine de ces moulures coniques, écrit : "il faut admettre qu'une cavité creusée dans un fond

(1) Le terme "flute-cast" a été proposé en 1935 par Maxson et Campbell.

vaseux a été remplie par une arrivée gréseuse; comment se sont formées ces cavités ? L'hypothèse de vagues de tempête ou plus probablement de courant, nous semble fort acceptable, ... mais contrairement à ce que suggère R. Schrock (1948, p. 131) nous pensons qu'il ne s'agit pas nécessairement de formations de plage; il est fort possible que les cavités coniques se soient formées à une notable profondeur". Cette interprétation est toujours valable.

b) Les "groove-casts" (R. Schrock, 1948, p. 162-165) ou rainures rectilignes sont encore qualifiées de stries rectilignes. Comme Ph. H. Kuenen (1957, p. 244) nous rangeons les "drag-marks" dans la catégorie des rainures rectilignes.

Les rainures rectilignes ont été qualifiées par M. Mattauer (1958) de moulures rectilignes. Cet auteur écrit p. 253 : "la seule interprétation qui puisse être retenue pour de telles moulures est la suivante : le fond marin est formé de vases molles; des courants s'établissent; grâce à eux les eaux entraînent des corps étrangers (végétaux par exemple); ceux-ci, en traînant sur le substratum vaseux, y entaillent des rainures de formes variées, qui sont fonction de la force des courants et de la forme des corps entraînés; une arrivée gréseuse fossilise ces rainures".

E. Ten Haaf (1959, p. 38) lie les rainures rectilignes à l'action des courants de turbidité et écrit : " on suppose que les rainures rectilignes ont été provoquées par le déplacement d'objets trainés sur le fond de la mer par le même courant de turbidité... Elles furent réalisées pendant le premier stade d'érosion, bien avant les moulures (flutting). La plupart des objets trainés consistaient probablement en des corps passifs d'animaux benthoniques; concrétions et galets de boue sont des agents possibles, mais dans la plupart des cas moins probables. La grande vitesse du courant et le fond de nature molle contribuent à ce que les rainures soient rectilignes".

Dans le cadre de notre étude, les moulures coniques nous ont apporté les renseignements les plus utiles mais en plus des deux catégories de figures que nous avons rencontrées le plus fréquemment, nous avons également noté quelques structures en chenaux dont la direction est parallèle à celle qu'indiquent les figures de courant, et quelques "bounce-casts" ainsi que de rarissimes "figures en feuilles" ("frondescent-casts" - Ten Haaf, 1959, p. 30). Les figures de

charge et de fluxion ont été très utiles comme critère de polarité et leur description correspondrait précisément à celle fournie par A. Caire 1957, notamment p. 437). Elles se sont avérées particulièrement nombreuses dans le Numidien interne qui ne contient que d'assez rares figures de courant.

Le Numidien externe a révélé quelques filons clastiques (P. Pruvost, 1943), (Schrock, 1948), signalés pour la première fois en Sicile par Colacicchi (1959) et connus en Tunisie (Ch. Gottis, 1953) en Algérie (A. Caire, 1957, p. 440 et M. Mattauer, 1958). L'interprétation est intéressante qui, d'une façon générale attribue ces filons clastiques à des secousses sismiques, les fissures ouvertes ayant été colmatées par du sable. Les défenseurs de la théorie des "turbidites" verront dans des filons la preuve de secousses qui ont pu déclencher la mise en marche des courants de turbidité.

Nous avons noté également des figures de glissement dont la direction moyenne indique certainement le sens de plus grande pente du bassin. Comme nous l'indiquions dès 1964, ces figures ont une direction moyenne parallèle à celle qu'indiquent les figures de courant, c'est-à-dire environ WNW-ESE. Les dépôts de glissement ont été qualifiés par S. Dzulinski, M. Ksiazkiewicz et Ph. Kuenen (1959, p. II4) de "fluxoturbidites". Nous les avons surtout remarqués dans le Numidien externe entre Geraci et Pollina.

2) Méthodes d'étude des figures de courant et mode de représentation des mesures

Dès 1962-1964, notre étude s'est volontairement limitée au Numidien externe grés-argileux qui affleure dans les Madonies. Le caractère parautochtone ou autochtone de ce flysch permet une étude sérieuse ce qui n'est pas le cas du Numidien intermédiaire et, a fortiori, du Numidien interne largement charrié. A notre connaissance, aucune étude de cet ordre, n'avait jamais été entreprise auparavant, dans le Numidien, que ce soit en Sicile ou ailleurs.

Le périmètre étudié est compris entre les localités de Cefalù et Finale au Nord; Collesano à l'Ouest, Alia et Valledolmo au Sud; Geraci Siculo et San Mauro Castelverde à l'Est. Les principaux résultats ont déjà été publiés

(P. Broquet, 1962 et 1964 a) et notre interprétation n'a pas varié depuis cette époque.

Les figures de courant sont en général nombreuses et sub-parallèles à la base d'un même banc, il a donc été possible d'obtenir une direction moyenne. Elles sont pour la plupart allongées, leur dimension variant entre quelques centimètres et plusieurs décimètres, ce qui permet de les mesurer facilement sur le terrain. Ten Haaf (1959, p. 73, fig. 53) et Ramsay (1961, fig. 2) ont montré que l'erreur angulaire maximale sur une mesure était de l'ordre de 3° pour un pendage de 25° et pouvait atteindre 10° pour un pendage de 45° . Dans les parties de la zone étudiée où nous n'avons pas rencontré de complications tectoniques, les pendages varient en général de 20° à 30° , l'erreur de mesure est inférieure à 5° et correspond à l'écart habituel de la boussole, ce qui a permis de ne pas prendre le pendage en considération dans la majorité des cas.

Nous n'avons pas noté les figures de courant qui se sont trouvées déformées par des figures de surcharge; leur interprétation étant difficile et aléatoire.

Les mesures ont été groupées par classes de 10 degrés, réparties sur des diagrammes circulaires. Chaque diagramme correspond à un secteur déterminé et indique le nombre de mesures effectuées, la nature de ces mesures et leur orientation; le sens du flux étant centripète dans le cas des moulures coniques.

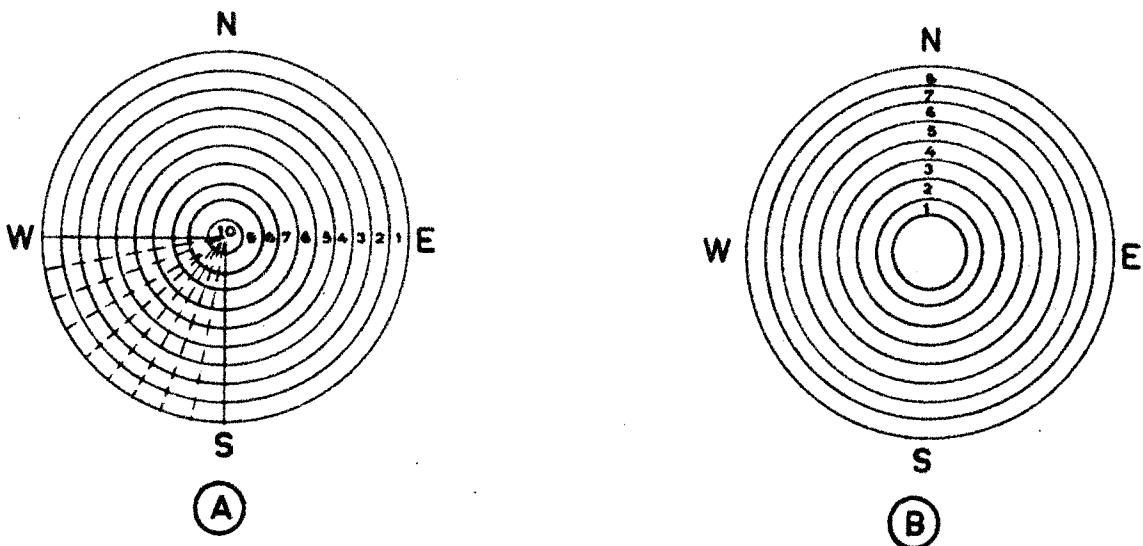
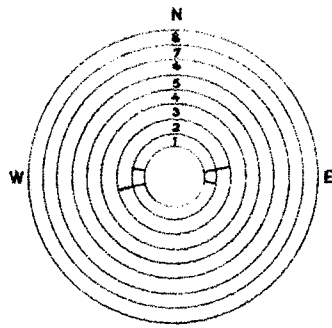
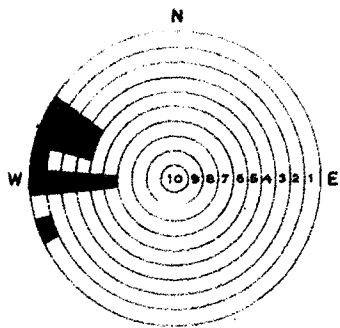
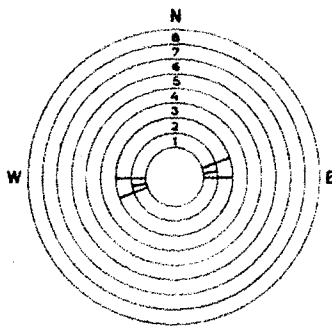
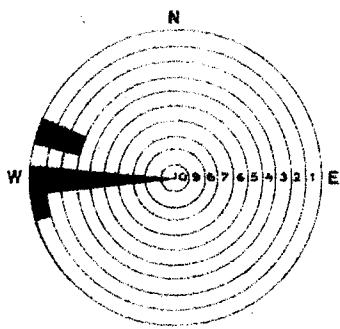


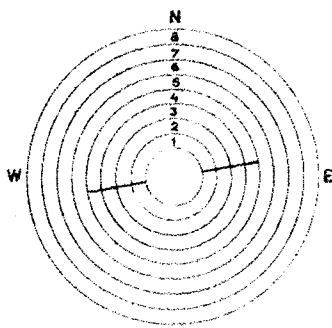
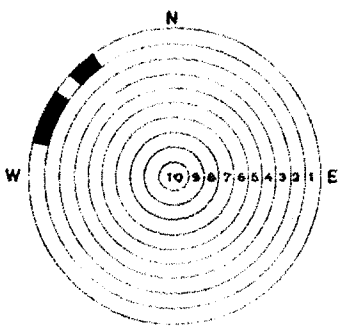
fig. I76 Mode de représentation des directions et sens des paléocourants. Légende dans le texte.



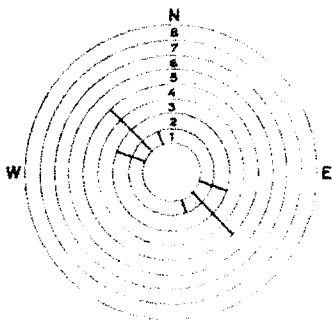
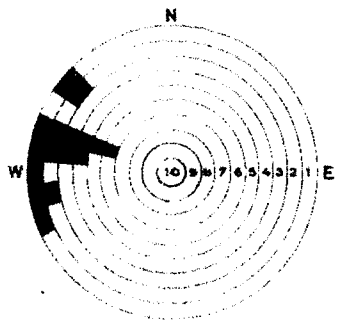
Z.1 A et B



Z.2 A et B



Z.3 A et B

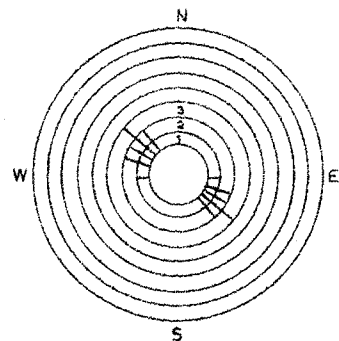
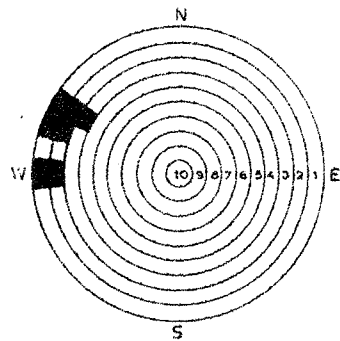


Z.5 A et Z.4 B

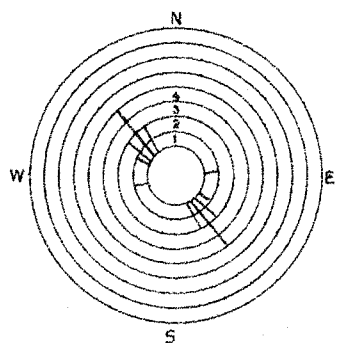
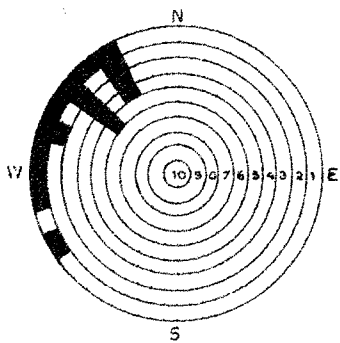
(A)

(B)

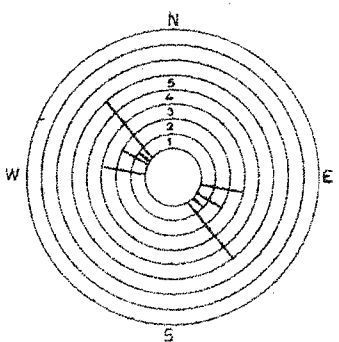
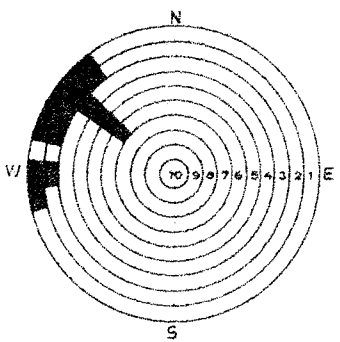
fig. 177



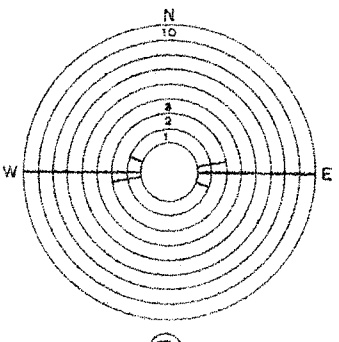
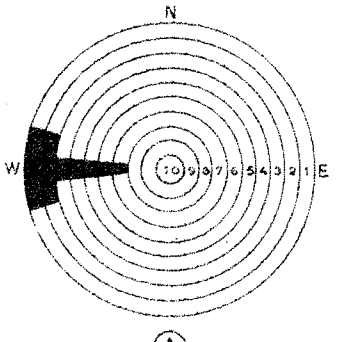
Z.6 A et B



Z.7 A et B



Z.8 A et B



Z.10 A et B

(A)

(B)

fig. 178

fig. I77 et I78 Diagrammes circulaires des directions et sens de paléocourants
(Légende dans le texte).

Le diagramme A représente les moulures coniques. Il indique le nombre d'observations qui ont été faites dans un secteur de quelques kilomètres carrés. De plus, il est orienté et permet de lire également le sens indiqué par les moulures coniques groupées par classes de 10 degrés.

Il en est de même du diagramme B qui indique l'orientation et le nombre des rainures rectilignes qui ont été mesurées dans le même secteur.

3) Résultats obtenus

a) Numidien grés-argileux (Miocène inférieur)

Les figures I77 et I78 résument mieux qu'un long texte ces résultats. Elles comprennent 16 diagrammes qui correspondent à 9 secteurs :

- 1) le secteur oriental de Cefalù (diagrammes I A et B);
- 2) le secteur de San Ambrogio (diagrammes 2 A et B);
- 3) le secteur méridional de Cefalù (diagrammes 3 A et B);
- 4) le secteur de Gratteri (diagramme 4 B); une seule moulure conique a été notée indiquant un sens N 45° W → S 45° E;
- 5) le secteur nord-oriental d'Isnello (diagramme 5 A). Le diagramme 5 B n'a pas été réalisé, une seule direction N 90° W-S 90° E ayant été enregistrée;
- 6) le secteur de Geraci-Siculo (6 A et B);
- 7) le secteur de San Mauro Castelverde (7 A et B);
- 8) le secteur de Borello (8 A et B);
- 9) le secteur de Finale (10 A et B).

D'autres secteurs ont été étudiés, notamment :

- le secteur de Pollina (aucun diagramme n'a été réalisé; 3 directions ont été notées :

N 10° W - S 10° E

N 30° W - S 30° E

N 40° W - S 40° E

- le secteur de Caltavuturo (Contrada ex Feudo Colla).

Le sens a été noté (mouleurs coniques) qui indiquait un transport vers l'ESE.

Remarque

Dans la région de San Mauro Castelverde et Borello nous avons remarqué dans le flysch numidien des traces d'activité organique (traces internes) représentées par des terriers simples, non rectilignes, qui résulteraient de l'activité d'organismes fouisseurs : Crustacés-Vers arénicoles-Annélides. Exceptionnellement gardés à l'état fossile, ils indiqueraient, selon Y. Gübler (in Nomenclature des structures sédimentaires) des formations très littorales. Ils seraient extraordinairement abondants dans la zone de balancement des marées des mers actuelles (Wattensee).

Toutes les mesures ont été effectuées dans le flysch numidien grés-argileux, de la base au sommet de la formation. La partie très supérieure qui est représentée par une série rythmique argilo-gréseuse, d'âge burdigalien (voir page 349 fig. I33) et correspond à la formation de Tavernola des auteurs italiens, nous a permis de faire quelques mesures, en particulier près de Montemaggiore-Belsito et d'Alia.

- Secteur de Montemaggiore-Belsito (vallée de Lisca)

Les mouleurs coniques indiquent un sens de transport vers l'E (2 mesures) ou vers l'ENE (2 mesures) qui correspond donc à celui indiqué précédemment et relevé à la base des niveaux gréseux plus anciens. Dans ce secteur apparaissent d'assez nombreuses figures de charge.

Dans le secteur d'Alia, et en particulier dans le Vallone Castelluci, les mêmes niveaux (flysch argilo-gréseux du Burdigalien) qui accusent un **pendage** de 30° SE, m'ont permis de noter des figures de charge à la base des bancs de grès fins glauconieux, gris-clair et quelques figures de courant (mouleurs coniques) indiquant un transport du sédiment vers

1) le SSW

2) le S

3) le SSE

La moyenne de ces mesures indique donc le S. Il s'agit d'un sens de transport légèrement différent de celui que nous avons indiqué jusqu'à présent. Nous interpréterons ultérieurement ce résultat.

b) Numidien argilo-gréseux (Oligocène)

Nous n'avons trouvé que de rares et mauvaises figures de courant, dans le secteur de Collesano et Caltavuturo.

Les mesures trop peu nombreuses ne permettent pas de tirer de conclusion, mais la direction moyenne WNW-ESE que nous avons relevée correspond à celle que nous avons mise en évidence dans le Numidien grésio-argileux d'âge miocène inférieur.

4) Interprétation des résultats

Dans les Madonies, les mesures ont été effectuées sur l'ensemble du Numidien. Elles se sont avérées rares à la base et au sommet du flysch c'est-à-dire dans le Numidien argilo-gréseux d'âge oligocène (base du flysch) et burdigalien (séquences argilo-gréseuses au sommet du flysch grésio-argileux du Miocène inférieur). Elles se sont révélées surtout abondantes à la base du flysch grésio-argileux (niveau GI de la figure I32) en particulier dans les secteurs de Cefalù-San Ambrogio-Borello-San Mauro Castelverde-Geraci Siculo-Caltavuturo Gratteri etc... Mais nous avons également fait des mesures à la base des séquences gréseuses plus récentes, en particulier à Finale (niveau G2 de la figure I32) et même dans les niveaux supérieurs (secteurs de Montemaggiore-Belsito et Alia). Ces mesures nous ont permis de constater :

- que dans un même banc, les différentes figures de courant sont orientées dans un même sens;
- que dans un même niveau, (par exemple le niveau GI) étudié sur la vaste surface d'affleurement du Numidien externe, les figures ont sensiblement la même orientation, ce qui tend à démontrer la constance dans l'espace du phénomène;

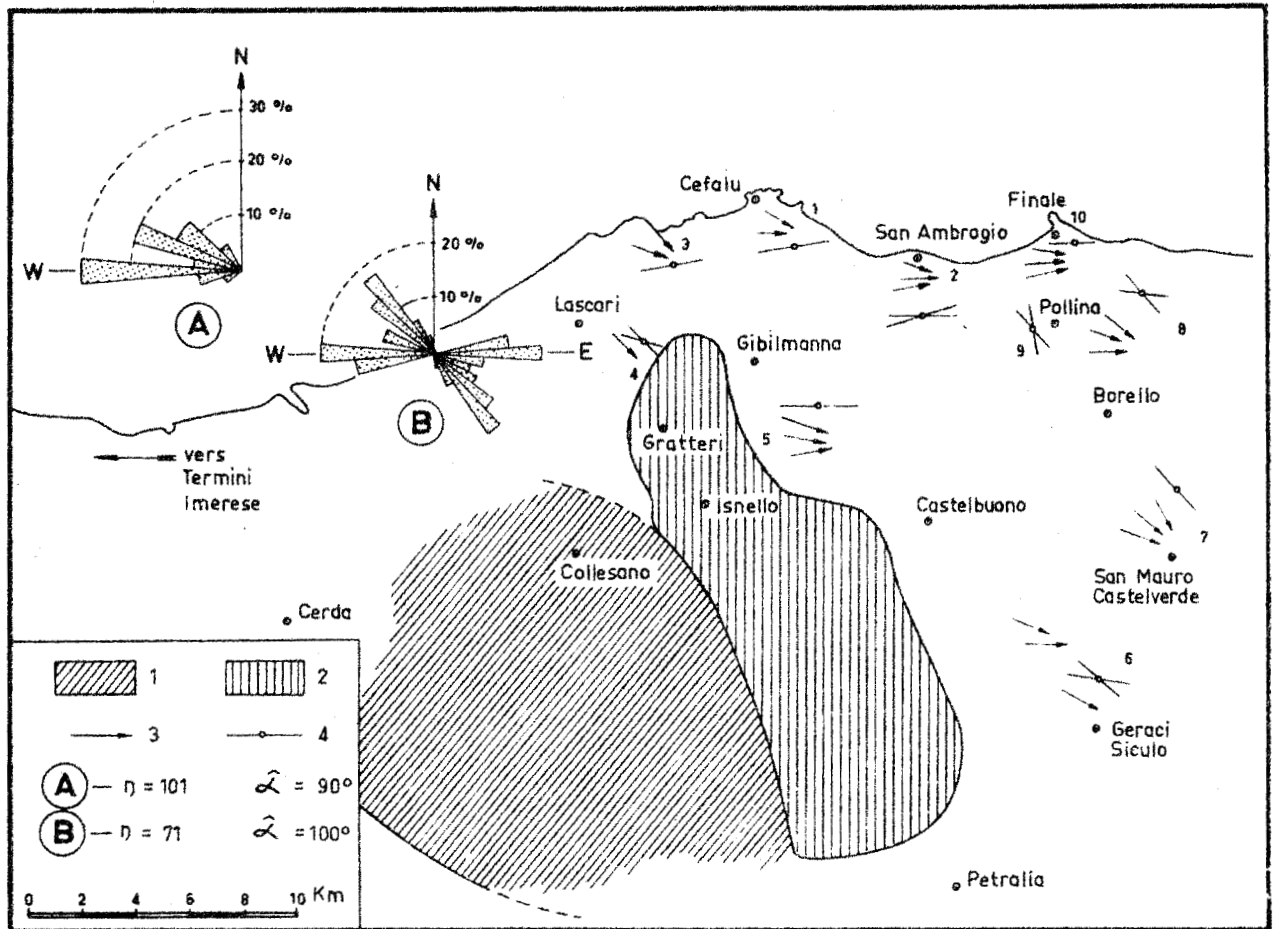


fig. 179 Carte des principales directions de paléocourants notées dans le flysch numidien externe.

- 1 - Zone de Sclafani; (limites actuelles de la série mésozoïque).
- 2 - Zone du Panormide; (limites actuelles, visibles).
- 3 - Le Paléocourant est parallèle à la flèche qui indique le sens du flux (mou-lures coniques).
- 4 - Le Paléocourant est parallèle au symbole (stries rectilignes).
- A et B (Légende dans le texte).
- n = nombre de mesures.
- α = angle au centre dans lequel sont comprises toutes les mesures.

- que dans plusieurs niveaux superposés (ex = G1 - G2 - G3 - AG4) les mesures effectuées, quoique beaucoup plus rares dans les niveaux supérieurs, indiquent un sens semblable, ce qui tendrait à prouver une constance dans le temps du sens de transport.

Toutes les directions de courant mesurées, exception faite du niveau AG4 dont nous parlerons ensuite, peuvent se grouper dans un secteur de 110° délimité par les vecteurs N 10° W et S 60° W et plus précisément pour les moulures coniques dans un secteur de 90° compris entre les vecteurs N 30° W et S 60° W.

Les principales directions notées ont été sélectionnées sur les différents diagrammes des figures I77-I78 et reportées sur la figure I79.

Le diagramme circulaire A (fig. I79) encore appelé "rose des courants" figure le pourcentage relatif des différentes directions notées et nous montre que 30 % des mesures indiquent un sens W \rightarrow E, 20 % un sens N 70° W \rightarrow S 70° E c'est-à-dire environ WNW \rightarrow ESE et 90 % sont comprises entre S 30° W et N 50° W, ce qui représente une répartition assez homogène. Le diagramme B (fig. I79) relatif aux stries rectilignes, nous montre que 20 % des mesures indiquent une direction W-E, 18 % une direction N 40° W - S 40° E et 90 % sont comprises entre S 30° W - N 80° E et N 40° W - S 40° E. Les directions de courant restant relativement semblables, tendent à prouver une certaine continuité des transports, mais peut être aussi une certaine constance de l'orientation de la pente dans l'espace et dans le temps.

Nous avons remarqué que les figures de courant sont particulièrement abondantes dans la zone qui se situe au N et à l'E des affleurements actuels de la série de Sclafani et du Panormide (voir fig. I79). C'est également dans cette région que l'on remarque la présence de "galets mous" à la base du niveau GI particulièrement riche en dragées de quartz. Ces éléments suggèrent peut-être la proche présence d'une zone de haut-fond, lors de la sédimentation du niveau GI du flysch numidien. D'autres arguments semblent en faveur d'une sédimentation en milieu peu profond, notamment la présence de glauconie, assez rare il est vrai, mais aussi de terriers fossiles rencontrés en particulier près de Borello et San Mauro Castelverde.

Il n'y a cependant aucune certitude au sujet de la bathymétrie, surtout si l'on considère, qu'au NNE de Gratteri (fig. I77 et I79) les figures de courant sont groupées dans un secteur défini par les vecteurs $N 20^{\circ} W$ et $N 70^{\circ} W$ et par conséquent ces figures de courant sont dirigées vers l'actuel Panormide c'est-à-dire vers la zone présumée haute ce qui pourrait paraître curieux, mais nous verrons à expliquer cette apparente anomalie dans le chapitre tectonique. Le niveau G1 du flysch numidien présente des grès non triés qui semblent, là où nous les avons étudiés, granoclassés (le granoclassement n'est cependant pas évident); les bancs de grès sont séparés par de minces lits d'argiles, ils présentent des figures de charge, de fluxion, de glissement, de courant, bref tous les caractères nécessaires pour en faire des turbidites.

Dans le chapitre stratigraphique, nous avons parlé d'un wildflysch formé de niveaux conglomératiques ou bréchiqes, lenticulaires, ou de blocs de faciès panormide emballés dans le flysch argilo-gréseux qui se trouve juste au dessus du Panormide (voir pages 334 à 344). Nous pouvons maintenant tenter d'expliquer le phénomène en formulant l'hypothèse selon laquelle le Panormide, formait un relief probablement sous-marin dans le sillon numidien ce qui expliquerait, par suite de glissements, écroulements ou éboulis, la présence de conglomérats et de brèches à blocs parfois énormes (wildflysch) inclus dans le flysch. Les éléments emballés dans le flysch sont peu roulés ce qui s'expliquerait par une sédimentation brutale. Quant à la discontinuité de certains niveaux bréchiqes, elle pourrait se justifier par l'inégale répartition des courants. Nous avons déjà formulé cette hypothèse (P. Broquet 1964 a, p. I49-I50).

Quelle importance peut-on donner aux figures de courant ?

La cartographie systématique des figures de courant et leur utilisation dans l'analyse des bassins est relativement récente; un historique nous en est donné par Potter et Pettijohn (1963, p. I32-I34). Un certain nombre d'auteurs ont cependant essayé d'élucider les rapports qui existent entre l'alignement actuel des figures et la direction d'origine des courants. Ces auteurs, parmi lesquels J.C. Crowell (1955), Ph. H. Kuenen (1957 a), E. Ten Haaf (1959), K.J. Hsu (1960), St. Dzulynski (1963), sont d'accord pour admettre que les figures de courant sont parallèles au sens d'origine des paléocourants. Mais la question est de savoir si oui ou non, la source du matériel détritique des flyschs est

toujours située dans la direction indiquée par les figures de courant. Des études récentes de Kopstein (1954), J.L. Knill (1959), Kuenen (1957 b), A. Radomski (1958), E. Ten Haaf (1959), M. Ksiazkiewicz (1961), démontrent que dans de nombreux bassins géosynclinaux, le remplissage peut être longitudinal et dans ce cas l'analyse des figures de courant ne permet pas de localiser la position exacte de la source des sédiments déposés. Il ne faut pas, à mon avis, suivre l'hypothèse de Ph. H. Kuenen (1958) qui admet pour beaucoup de géosynclinaux que l'aire nourricière pouvait se situer à une extrémité du sillon ce qui, dans le cas du flysch numidien nous conduirait comme nous allons le voir à aller chercher à l'W de Gibraltar le massif nourricier du Numidien. (I)

Dans les Madonies, le bord nord du bassin numidien n'est pas connu et devait se trouver à l'emplacement de l'actuelle Méditerranée. Quant au bord sud, il est en partie masqué par des sédiments charriés ou récents (voir carte générale au 1/100 000). On peut cependant en apprécier la direction qui semble être WNW-ESE. Par conséquent, on constate que la direction principale de courant est parallèle au bord sud du sillon. Cette constatation permet d'affirmer que le matériel détritique a été transporté longitudinalement dans le bassin et par conséquent les directions mesurées sont sans rapport avec la localisation de la source du matériel détritique. Cette source pouvait se situer au Nord ou au Sud du sillon, sur l'une de ses marges externe ou interne puis le matériel apporté perpendiculairement au sillon se trouvait ensuite transporté longitudinalement par des courants parallèles au grand axe du sillon. Ceci rejoint les hypothèses

(I) Remarques:

Selon Ph. H. Kuenen, les figures de courant ont été creusées et aussitôt sédimentées par le front des courants de turbidité. Mais ne pourrait-on émettre l'hypothèse que les courants de turbidité naissent sur les marges du bassin et se développaient radialement, le matériel entraîné vers l'axe du bassin étant repris et transporté par des courants permanents, longitudinaux, axiaux donc orthogonaux aux précédents. On pourrait les qualifier de tractifs ou de transporteurs. Les figures de courant ne pourraient-elles résulter de ces courants axiaux, permanents, tractifs ou transporteurs, dont la capacité de transport et la charge serait inférieure à celle des courants dits de turbidité ? (par courant axial ou longitudinal, nous entendons courant parallèle au grand axe du sillon).

dès J.L. Knill (1959) et correspond à l'idée que j'avais exposée en 1964 (P. Broquet, 1964 a, p. 151). A cette époque j'écrivais que le matériel détritique ne pouvait provenir de l'E ou du S de la Sicile actuelle où des formations oligo-miocènes externes par rapport au Numidien ne contiennent pas ou peu de quartz, puis, abordant le problème des quartz éolisés, je faisais remarquer "que toutes les considérations sur la provenance des quartz éolisés demeuraient cependant très hypothétiques"...

En conclusion, l'étude des figures de courant, apporte des résultats très intéressants, mais elle ne permet cependant pas de déduire la position de la patrie nourricière. Il fallait donc envisager d'autres moyens d'investigations pour déceler la position de la source du matériel détritique, c'est pourquoi nous nous sommes penchés sur l'étude particulière des niveaux gréseux et des minéraux lourds qu'ils renferment. Nous avons également envisagé les rapports grès / argiles.

III) ETUDE GRANULOMETRIQUE SUCCINTE DES NIVEAUX GRESEUX ET DETERMINATION DU RAPPORT GRES SUR ARGILES. PROBLEME DES MINERAUX LOURDS.

A) Granulométrie

Nous avons entrepris une recherche granulométrique succincte et il ne s'agit pas d'une étude statistique. Notre investigation a pour but de fournir un histogramme moyen de chaque formation et de chaque niveau gréseux du Numidien grés-argileux interne, intermédiaire et externe. Ces histogrammes de référence permettront de comparer les formations entre elles et les Numidiens entre eux, mais surtout ils permettront de ranger les grès dans diverses catégories (grès fins, moyens, grossiers) de définir le caractère des courbes de Gauss et de préciser si les grès sont bien ou mal triés.

Nous ferons également une brève reconnaissance morphoscopique du Numidien interne dont, nous avons étudié les niveaux sableux par les méthodes classiques d'étude des sables (A. Cailleux et J. Tricart, 1959). Pour toutes les autres formations constituées par des grès très consolidés, nous avons appliqué la

méthode préconisée par P. Dollé (1963). Les histogrammes (fig. I83 à I86) ont été réalisés sous la direction de P. Dollé, chef du Laboratoire de Pétrographie minière des H.B.N.P.C. ⁽¹⁾, à l'aide du granulomètre de traversée ⁽²⁾. Les pourcentages feldspaths-quartz ont été calculés par la méthode de Dana-Russel. Nous avons adopté les mêmes conventions que P. Dollé, c'est-à-dire, en fonction de la dimension des grains de quartz, nous distinguons :

- grès fin : $50\mu < d < 500\mu$ = classes I à IO
- grès moyen : $500\mu < d < 800\mu$ = classes IO à I6
- grès grossier : $800\mu < d < 2000\mu$ = classes I6 à 40

Cette classification est assez proche de celle des sables adoptée par J. Bourcart (1941).

Nous adopterons les mêmes limites pour les sables afin que nos résultats soient corrélables.

Les histogrammes réalisés sur les sables et les grès ne sont pas comparables dans le détail car, pour les sables, les limites adoptées entre les divers tamis dont les diamètres en progression géométrique de raison $\sqrt[10]{10}$, ne correspondent pas exactement aux classes de grès qui sont en progression arithmétique. Nous avons indiqué les correspondances sur la figure I80. Il est évident en regardant ces correspondances que l'histogramme réalisé sur les grès est beaucoup plus détaillé pour les grains compris entre 0,125 mm et 2 mm. Il ne faut pas oublier, également, que si l'on travaille sur des poids, pour les sables, on représente des volumes, pour les grès.

(1) H.B.N.P.C. = Houillères du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais.

(2) Ce granulomètre a été réalisé par la Compagnie générale d'électronique industrielle LEPAUTE Boulevard Bessières - Paris.

I) Historique

De très récentes publications (S. Calderone et M. Leone, 1966 puis F.C. Wezel, 1967) envisagent la granulométrie du Numidien. Pour ces auteurs il n'y a qu'un seul Numidien autochtone ou parautochtone comme l'a écrit L. Ogniben (1960); ceci les conduit à comparer des choses qui ne sont pas comparables. Cependant, comme le seul Numidien qui soit en général friable et même sableux est le Numidien interne, c'est celui là qui a été essentiellement étudié par ces auteurs qui le qualifient de Numidien parautochtone. Certains de nos résultats rejoignent ceux de S. Calderone et M. Leone (1966) confirmés en partie par F.C. Wezel (1967). Cet auteur ne cite ~~de ses collègues italiens~~ pas les travaux de ses collègues italiens, ~~pas plus de ses collègues italiens~~ ^{pas} et n'indique le résultat de mes recherches sur le Numidien (1962-1964 a) où je mettais en évidence, en particulier, le sens de transport du matériel détritique dans le sillon du flysch. F. C. Wezel a fait quelques mesures des empreintes de courant dans le Numidien externe autochtone (mais aussi dans le Numidien charrié †). Il indique que le sens des courants est compris entre l'E et le SE, ce qui rejoint parfaitement mes conclusions (voir P. Broquet 1962, 1964 a etc...). J'avais réalisé quelques mesures dans le Numidien charrié (intermédiaire et interne), mais si les mesures dans le Numidien intermédiaire, quoique délicates à interpréter à cause de la tectonique, corroboraient pratiquement celles du Numidien externe, par contre les rares figures du Numidien interne s'avéraient généralement aberrantes.

2) Etude granulométrique et morphoscopique du Numidien interne

- Granulométrie

Nous présentons ici une courbe cumulative, un histogramme et une courbe de fréquence (figure I80) réalisées sur un échantillon (236 D) de sable prélevé à la Serra Burgarito (feuille au I/25 000 d'Alimena n° 260-III-SE), vers le km I3,2 de la route qui conduit à Alimena (voir carte au I/100 000).

m% et m. Cum. %

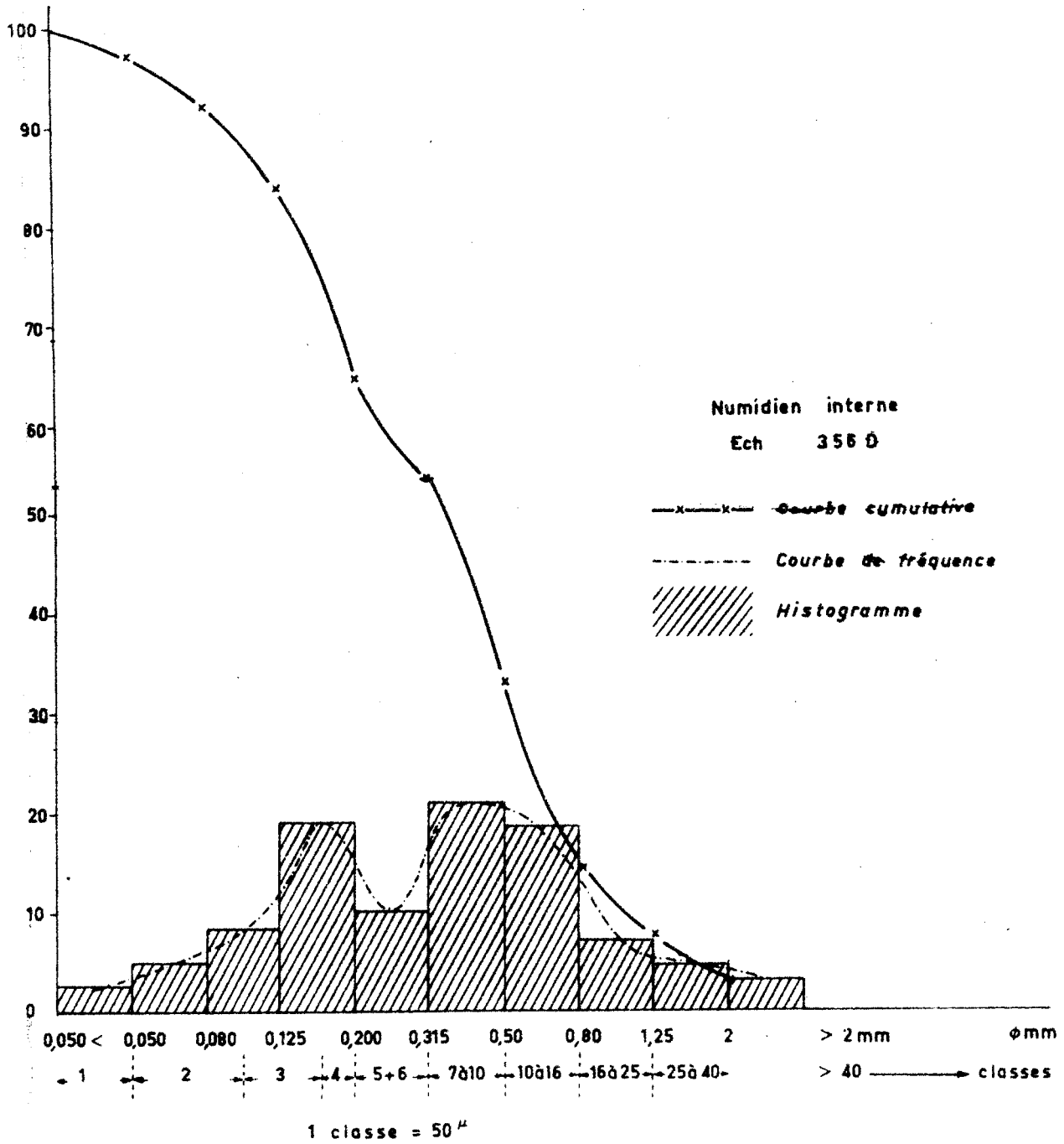


fig. 180 Etude granulométrique d'un échantillon de Numidien interne.

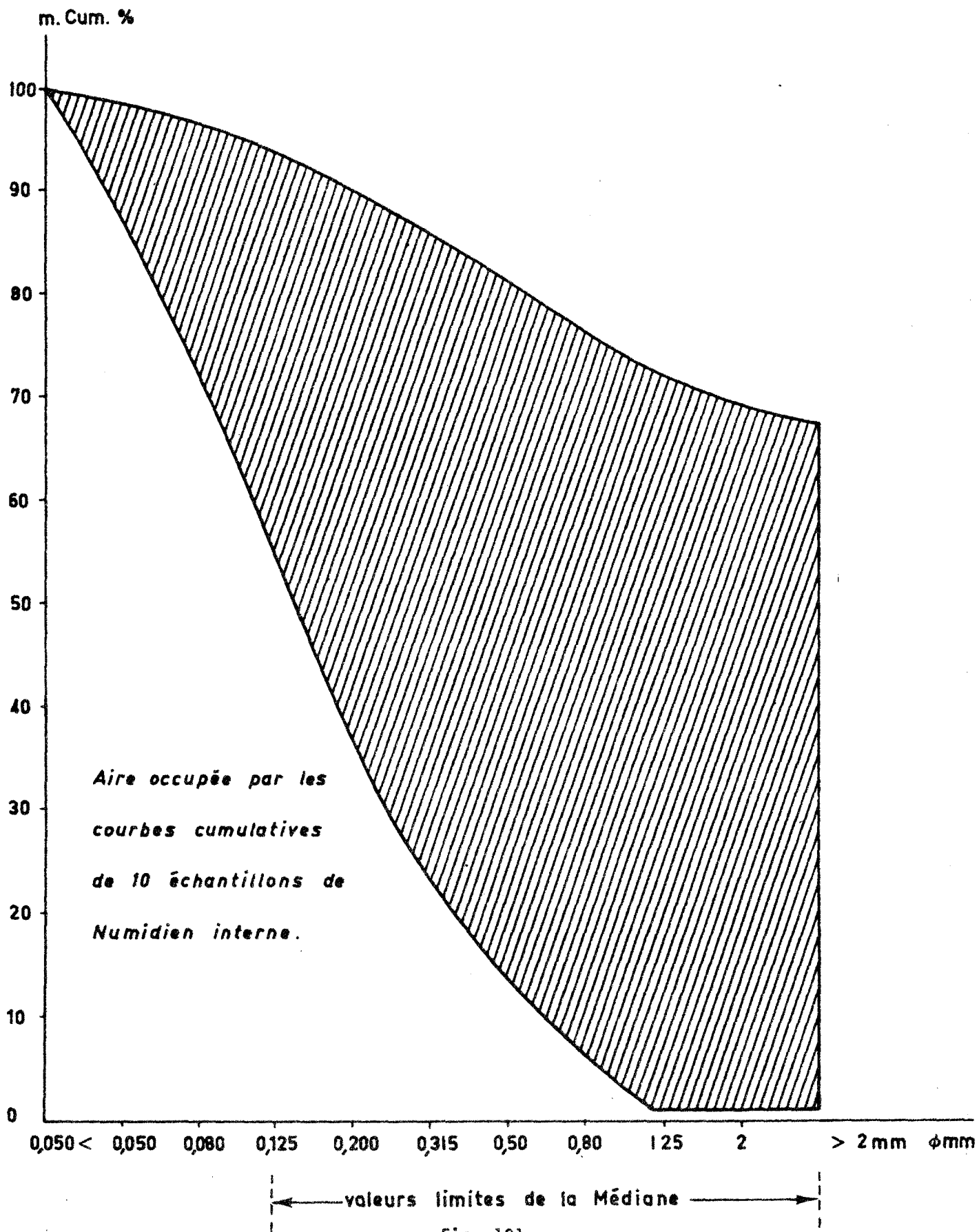


fig. 181

Ces courbes nous montrent :

que les grains de sable sont compris entre une taille maximum supérieure à 2 mm et une taille minimum inférieure à 0,05 mm. Ce sable comprend donc des particules grossières, moyennes et fines. Il est donc mal classé, mal trié, ou hétérométrique, ce qui est évident si l'on considère la courbe cumulative, l'histogramme ou la courbe de fréquence bimodale qui nous montre clairement que le sédiment est hétérogène et caractérisé par deux modes (diamètres 0,315 et 0,125 mm). La courbe cumulative présente une médiane de 0,3 mm (sable fin) ce qui permet de penser en se référant à la courbe de Hjulström que le courant transporteur atteignait une vitesse comprise entre 2 et 20 cm par seconde. Mais ce résultat n'a guère de valeur car plusieurs échantillons étudiés nous ont montré que, suivant les prélèvements, la valeur de la médiane variait entre des valeurs qui vont en général du sable moyen au sable fin mais peuvent parfois correspondre à un sable grossier (c'est le cas lorsque celui-ci est très riche en dragées de quartz). Nous avons indiqué sur la figure I8I l'aire dans laquelle se cantonnaient les courbes correspondant à une dizaine d'échantillons de sables du Numidien interne du Balza Falcone, de la Serra Burgarito et des affleurements situés à Sperlinga et juste à l'E de Gangi. Ces sables sont mal triés, et les courbes de fréquence sont, pour la plupart, plurimodales.

En conclusion, cette brève reconnaissance nous a montré que le Numidien interne sableux est, mal trié. Si on en juge par la médiane, c'est un sable généralement moyen mais qui peut être grossier ou même très grossier (Md > à 2 mm).

Ces résultats ^{Succincts} sont légèrement différents de ceux fournis par les premiers auteurs à avoir étudié la granulométrie du Numidien interne, c'est-à-dire S. Calderone et M. Leone, qui étudient de nombreux échantillons (98) mais, ~~mal-~~ ^{assimilent} ~~assimilent~~, ~~assimilent~~ le Numidien externe de Caltavuturo-Alia etc... avec les Numidiens interne et intermédiaire. Ils fournissent un tableau qui montre entre autres que les médianes sont comprises entre 0,37 mm et 0,11 pour les échantillons que je rapporterais au Numidien interne, ce qui ne correspond pas parfaitement avec mes résultats (voir fig. I8I). La plupart des valeurs que j'ai relevées s'inscrivent dans cette limite mais quelques unes sont supérieures à 0,37 mm. Ces auteurs indiquent également que l'indice de classement (selon Friedman, 1962) varie entre 0,46 et 1,68. 10 échantillons sont "bien" à

"modérément bien triés" (0,46 à 0,70). Tous les autres échantillons parmi lesquels ceux qui proviennent du Numidien externe sont de "modérément triés" à "peu triés" : 0,70 à 1,68. Ceci reflèterait selon S. Calderone et M. Leone "deux types de modalité de sédimentation". Ces auteurs déduisent, d'une courbe réalisée sur un échantillon prélevé à Alcamo (Alcamo I), que le dépôt est manifestement de plage.

Ils indiquent également que l'indice de symétrie (Skewness) varie entre - 0,17 et + 0,40, avec un maximum de fréquence compris entre 0 et + 0,20. Sur 98 échantillons, 6 présentent un indice de symétrie négatif. Ces 6 échantillons appartiennent à notre avis au Numidien interne. Faut-il admettre à ce sujet les données de Friedman (1961) qui dit que les sables de dunes et de fleuve ont un indice de symétrie positif et les sables de plage, de lac ou d'océan un indice de symétrie négatif ? Je ne le pense pas, car le Numidien n'est pas un dépôt fluviatile (et à fortiori un dépôt de dunes) mais ce caractère est cependant très intéressant car, à mon avis, il ne reflète pas le milieu de sédimentation du Numidien, mais probablement celui de la formation dont il a hérité et nous verrons ultérieurement qu'il s'agit probablement du Verrucano.

F.C. Wezel (1967) a étudié 7 échantillons sableux dont 3 prélevés en Sicile et qui correspondent probablement au Numidien interne (et peut-être intermédiaire ? Les échantillons n'étant pas implantés précisément, nous ne pouvons affirmer qu'il n'y a que du Numidien interne). Quatre échantillons proviennent de la Calabre méridionale (Stigliano) et F.C. Wezel constate qu'il s'agit de sables très semblables à ceux de Sicile. Ceci n'est pas étonnant car il doit s'agir également du Numidien interne. En effet, le Numidien reconnu en Calabre méridionale par A. Caire et M. Mattauer (1960) correspond à notre Numidien interne.

F.C. Wezel constate qu'il y a des grains éolisés ce qui est bien connu dans le Numidien depuis les travaux de A. Caire et S. François (1953). Il fait observer que les caractères d'éroulés très prononcés indiquent un stade de grande maturité du sédiment alors que celui-ci par son mauvais tri reflète une notable immaturité. Ceci peut ~~facilement~~ s'expliquer, à notre avis, si l'on admet que le Numidien hérite d'une formation qui a atteint une grande maturité.

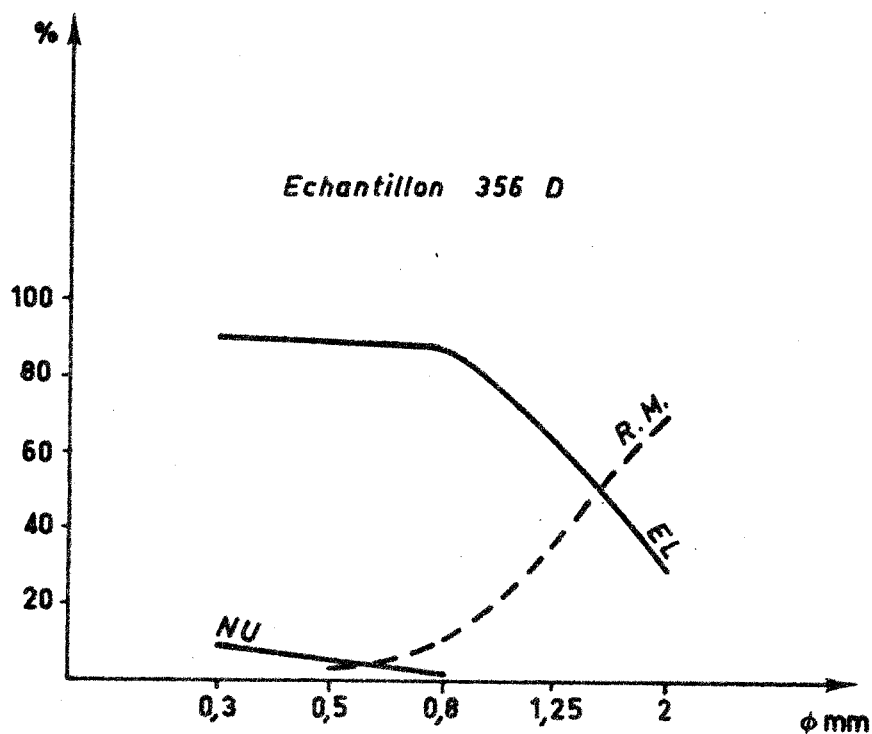
Morphoscopie

fig. 182 Pourcentage des différents types de grains rencontrés dans un échantillon de Numidien interne (Serra Bugarito - 236 D).

Cette étude révèle un très fort pourcentage de grains ronds-mats entre 0,8 et 2 mm, mais on remarque que le pourcentage de grains émoussés-luisants n'est pas négligeable et même très important entre 0,3 et 0,8 mm pour décroître au delà. Par contre, dans l'échantillon étudié, les non-usés se sont révélés peu nombreux. Ce résultat global est indicatif, mais il est évident qu'il ne peut être généralisé à partir de l'étude d'un seul échantillon. Toutefois, il montre des caractères inhabituels aux flyschs où l'on rencontre essentiellement des quartz anguleux et sub-anguleux.

L'étude morphoscopique est rendue difficile par le fait que les grains ronds-mats nous semblent avoir subi une usure marine non négligeable et il est bien souvent difficile de distinguer les ronds-mats des émoussés-luisants.

Ce résultat révèle le caractère marin de la formation étudiée mais présente cette particularité de montrer un fort pourcentage de grains qui ont subi une action éolienne indiscutable ce qui peut admettre deux interprétations.

Suivant la première, on peut penser que des formations dunaires se trouvaient à proximité du bassin de sédimentation et fournissaient des grains ronds-mats. La seconde interprétation qui correspond à mon point de vue, consiste à admettre que le Numidien hérite d'un matériel déjà élaboré et l'étude morphoscopique indique partiellement les conditions de formation de la roche mère (en l'occurrence il s'agit probablement du Verrucano). L'aspect actuel des quartz du Numidien doit donc correspondre en partie à celui du Verrucano mais il semble qu'une action secondaire due au milieu marin dans lequel s'est formé le flysch numidien se soit ajoutée pour modifier l'aspect originel de certains quartz. Bref, l'étude morphoscopique révèle les conditions de formation du flysch numidien ainsi que celles de la formation dont il proviendrait et il semble difficile de déceler la part exacte de l'un et de l'autre. Toutefois, à mon avis, le caractère éolien serait hérité de la roche mère du flysch numidien et ne révélerait pas l'allure et le climat du continent nourricier à l'Oligocène lors de la formation du flysch, mais au Permo-Trias lors du dépôt de la roche mère de ce flysch.

En Algérie, les auteurs ont déjà bien discuté de l'aspect morphoscopique des quartz du Numidien et on trouvera un excellent historique dans A. Caire et A. Cailleux (1957) qui indiquent que la première mention des quartz éolisés dans le Numidien est due à Rivière qui a étudié des échantillons prélevés par J. Flandrin (in J. Flandrin, 1948, p. 222). Une étude approfondie est due à A. Caire et S. François (1953) puis A. Caire et A. Cailleux (1957) qui écrivent pages 829-830 "que le dépôt s'est effectué à proximité d'une zone en voie de surrection soumise à un climat aride ... L'aire de sédimentation numidienne, doit être recherchée au N de la zone littorale algérienne (Tyrrhénide)". On trouvera dans P. Broquet (1968) un historique des principales publications traitant de l'origine du quartz du flysch numidien. En Sicile, L. Ogniben (1961, p. 207) invoque une origine africaine, donc méridionale du matériel détritique, suivi dans cette voie par F.C. Wezel (1967) alors que A. Caire (1961 - 1964, p. 167) propose une patrie septentrionale comme en Algérie (A. Caire, 1957, p. 430) ce qui corres-

pond à notre point de vue comme nous allons essayer de le démontrer.

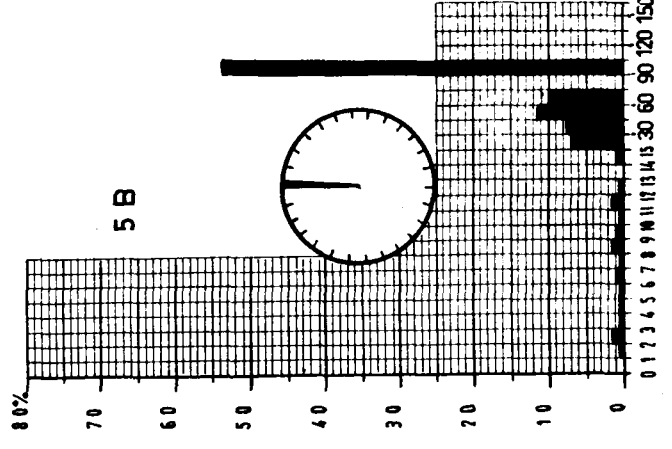
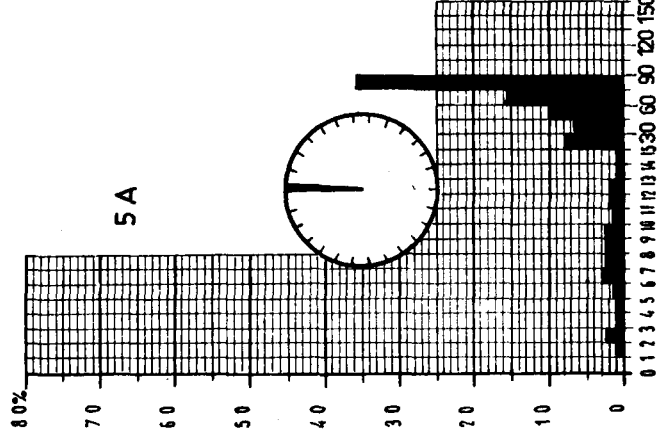
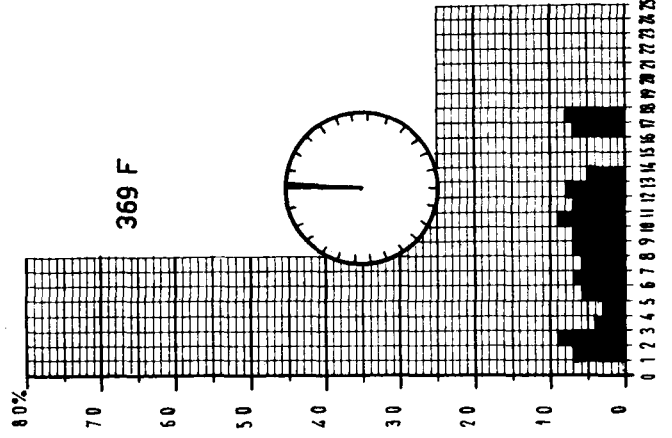
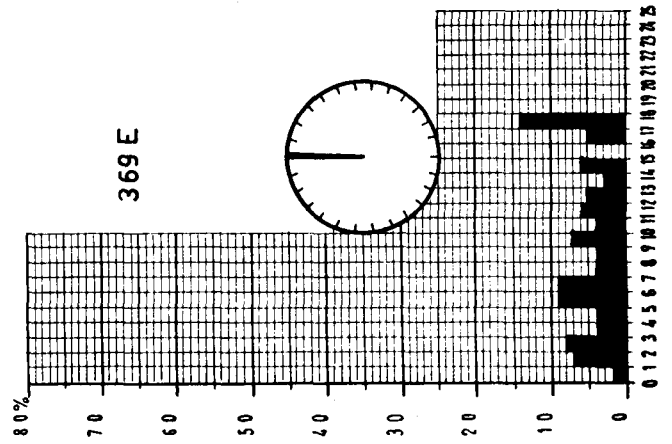
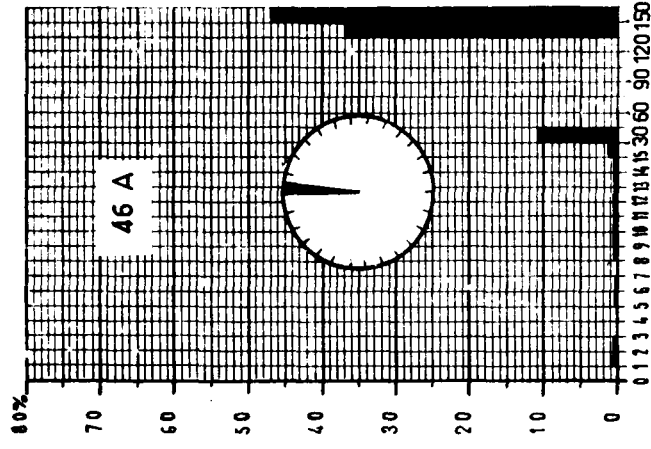
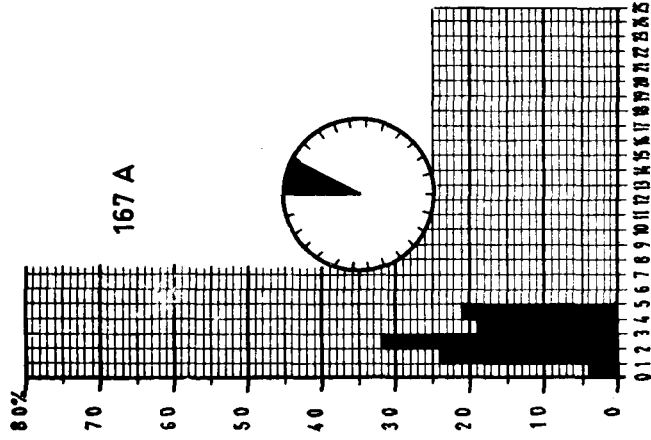
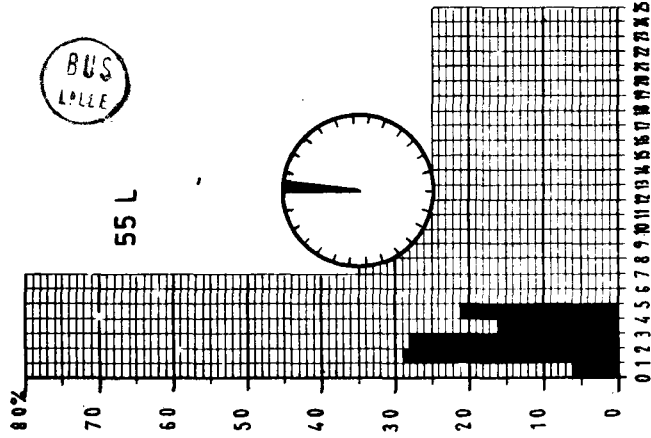
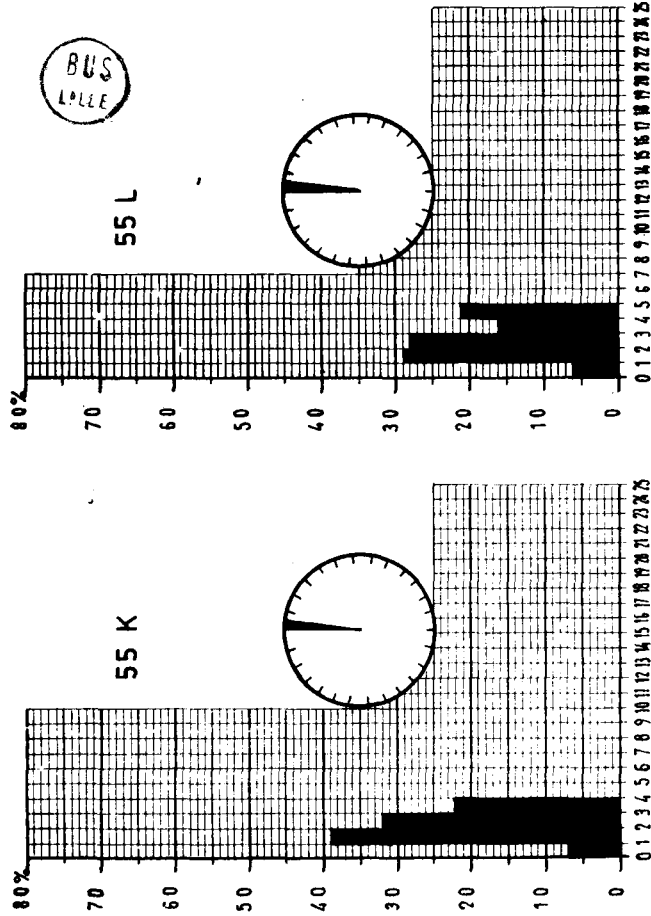
3) Etude granulométrique des Numidiens intermédiaire et externe

En plaque mince ces grès s'avèrent constitués de gros grains très arrondis à sub-arrondis noyés dans une pâte formée de quartz anguleux ou sub-anguleux plus petits et morphoscopiquement différents. Les grains anguleux ou sub-anguleux qui constituent le ciment ont très fréquemment subi un nourrissage en silice secondaire et il est alors évident que leur granulométrie n'a plus de signification, c'est pourquoi les échantillons qui seront étudiés ici ont été soigneusement sélectionnés et ne présentent pas d'accroissement secondaire; leur granulométrie est donc significative.

D'assez nombreux quartz et en particulier des dragées de 1 à 2 cm de diamètre présentent le phénomène d'extinction roulante. Ce caractère ne résulte pas, à mon avis, des plissements postérieurs au dépôt du flysch, comme l'a écrit F.C. Wezel (1967), mais témoigne d'efforts tectoniques subis par ces quartz avant qu'ils ne soient érodés et sédimentés. La preuve en est que dans une même plaque mince, des quartz peuvent présenter cette extinction roulante alors que d'autres qui leur sont adjacents ont une extinction normale. Si le phénomène était dû à une tectonique postérieure au dépôt, tous les quartz devraient présenter les mêmes caractères tout au moins à l'échelle de la plaque mince, c'est pourquoi nous pensons qu'il s'agit, là encore, de caractères hérités

Les dragées de quartz sont généralement monocristallines, mais elles peuvent être pluricristallines (voir.Pl. 31) et révéler qu'elles proviennent de quartzites assez fins. Lorsqu'elles sont monocristallines, elles doivent provenir de granites grossièrement grenus ou de pegmatites ou plutôt de filons de quartz, étant donné leurs tailles (1 à 4 cm).

Tous les résultats granulométriques acquis sur les grès ont été rassemblés sur les figures I83 à I86 que nous allons commenter. Pour chaque échantillon il a été établi un histogramme et le pourcentage en feldspaths a été indiqué en noir sur un diagramme circulaire. Les principaux microfaciès de ces grès sont figurés sur la planche 31.



BUS LÖLLE

a) Numidien intermédiaire

Les histogrammes de deux échantillons de Numidien intermédiaire (flysch grés-argileux) prélevés au Piano della Chiesa (n^{os} 369-E-F), 3,750 km au NE de Borello (feuille au I/25 000 de Castelbuono, n^o 260-IV-NE) montrent qu'il s'agit d'un grès grossier mal trié. Le grès contient 0 à 2 % de feldspaths.

b) Numidien externe

- flysch argilo-gréseux

Deux échantillons (55 k - 55 L) ont été prélevés sous le Cozzo Medie (voir fig. I02), à la base et au sommet du niveau AGI-I (fig. I03). Le troisième échantillon (I67 A) a été prélevé sous la Rocca San Nicola près du Cozzo Carcarello (fig. I08) et correspond au sommet du niveau AGI-I qui se trouve sous le Panormide.

Les histogrammes de ces trois échantillons qui contiennent entre 2 et 7 % de feldspaths sont assez semblables et montrent que les grès du flysch argilo-gréseux oligocène sont fins. Ils peuvent être bien triés (55 k) ou assez mal triés (la courbe 55 L est bimodale) en particulier à la partie supérieure de la formation.

Un échantillon (344 C) a été prélevé dans le niveau AGI-2 qui représente la partie très supérieure du flysch argilo-gréseux, juste sous le niveau G1 qui se développe sous l'observatoire géophysique de Gibilmanna. Il s'agit d'un grès moyen, mal trié, contenant 3 % de feldspaths, légèrement micacé en bancs de 10 à 40 cm. Le prélèvement a été effectué le long de la piste qui conduit à l'observatoire, environ à la cote 950. L'histogramme correspondant n'a pas été figuré.

Flysch grés-argileux

Quelques échantillons ont été étudiés, ils correspondent à toutes les séquences gréseuses du flysch, c'est-à-dire G1 - G3 - AG4 (fig. I32).

- niveau G1

Les échantillons 5A et 5B proviennent de la région de Cefalù, près de la Casa Ilardo (coord. II309I) alors que 55D a été prélevé au Cozzo Medie (voir fig. I02). Ils contiennent entre 0 et 2 % de feldspaths et correspondent à des grès grossiers mal triés.

Afin de pouvoir comparer les numidiens grés-argileux entre eux, nous avons fourni un histogramme caractéristique du Numidien interne. L'échantillon provient du Cozzo Pancello entre Cerami et Nisosia (46A) et contient 2 % de feldspaths. L'histogramme montre qu'il s'agit d'un grés grossier mal trié.

- niveau G3

Les échantillons 392 E-F-G ont été prélevés à la cote 650 juste sous le village de Pollina, en bordure de la route qui vient de la côte et conduit au village. Ils contiennent entre 0 et 1 % de feldspaths. Les grés sont grossiers, mal triés.

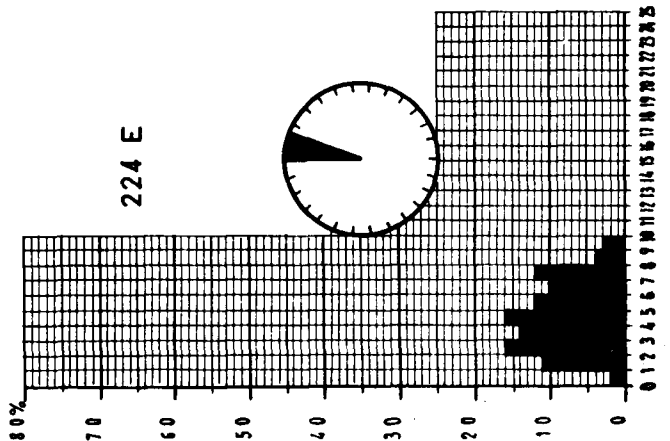
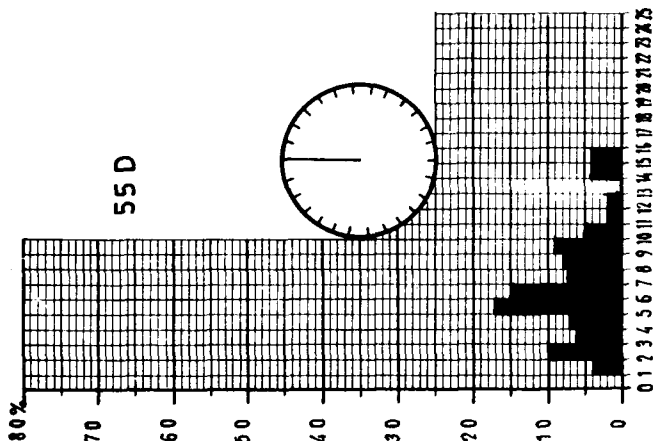
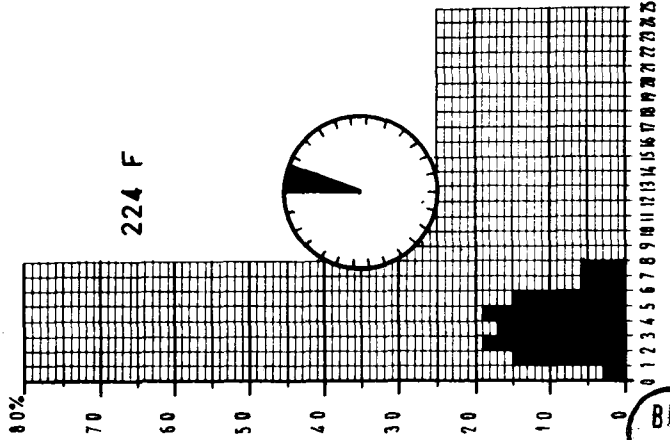
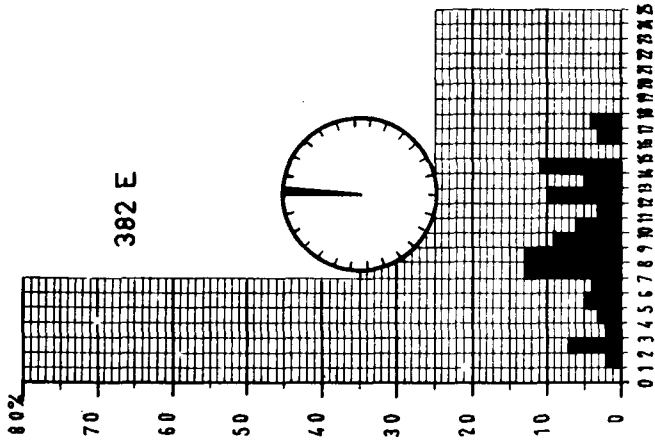
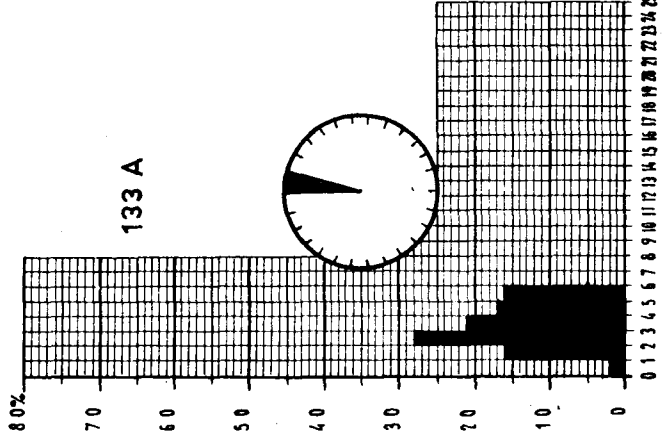
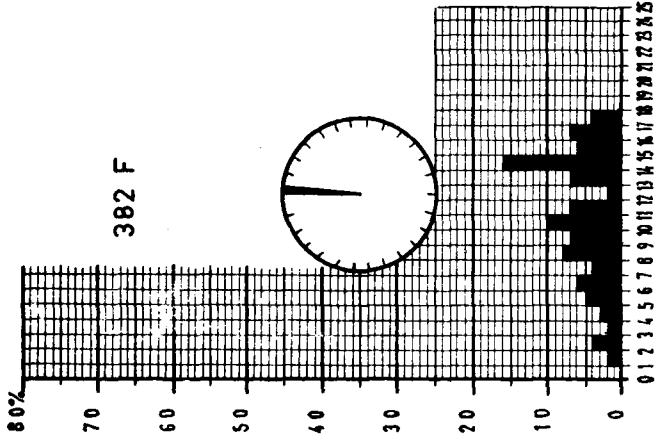
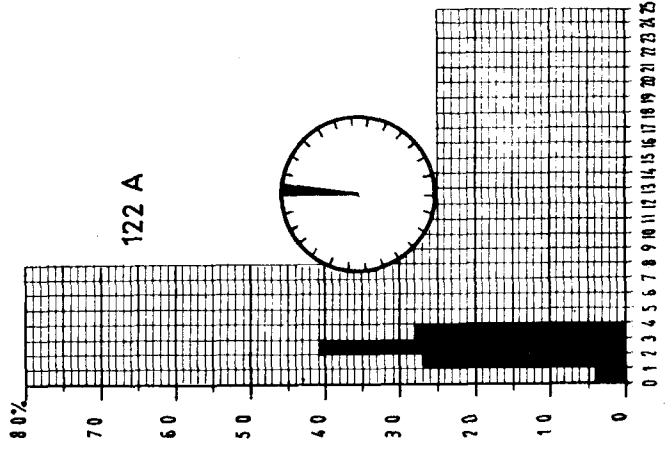
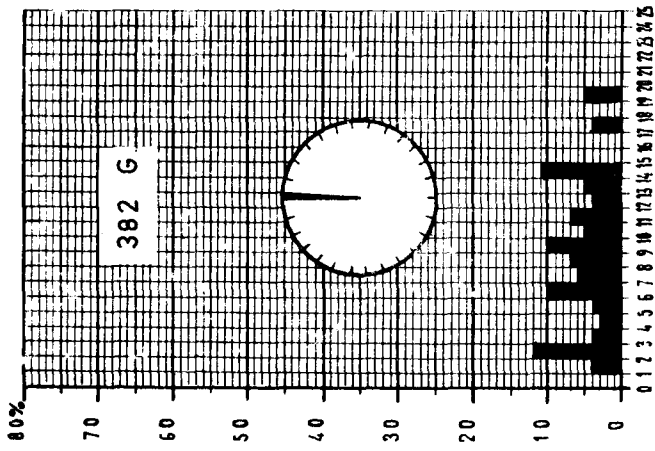
- niveau AG4

Les échantillons 224E et F proviennent de la vallée di Lisca (voir fig. I33) et plus précisément de la base de la séquence argilo-gréseuse (AG4). Ils contiennent 6 % de feldspaths sont fins et mal triés (224F - courbe bimodale) ou même très mal triés (224E - courbe trimodale).

Conclusions relatives à la granulométrie du Numidien

Les grés du Numidien externe argilo-gréseux oligocène sont fins et mal triés.

Les grés du Numidien grés-argileux interne, intermédiaire et externe sont moyens à très grossiers et très mal triés mais l'on constate que le flysch



interne est le plus grossier, ce qui indique qu'il est le plus proche de la patrie nourricière. Il faut remarquer dans ces grès l'absence de plusieurs classes granulométriques qui accentuent le caractère "mal trié" et contribuent à fournir des courbes plurimodales.

Les grès de la partie supérieure du Numidien externe (AG 4) sont fins, ce qui les différencie des niveaux G1 à G3, mais ils sont encore mal triés. Cependant, il ne faudrait pas généraliser que tous les grès du niveau AG4 sont fins, il arrive en effet qu'ils soient moyens, mais jamais ils ne se sont révélés comme des grès grossiers.

D'une façon générale il faut noter un rapport élevé quartz/feldspaths ce qui semble plutôt en faveur d'une érosion de sédiments déjà élaborés; ce qui expliquerait la rareté des feldspaths. En effet, si le massif nourricier était une roche éruptive ou même métamorphique, on ne comprendrait pas pour quelles raisons les feldspaths ne seraient pas plus abondants. Il me semble que S. Calderone et M. Leone émettent une opinion assez semblable puisqu'ils écrivent "qu'il leur semble que les grès qu'ils ont étudiés dérivent de sédiments qui furent sujets à de nombreuses élaborations". Ils ne précisent cependant pas leur pensée et n'indiquent pas de quels sédiments ils pourraient provenir.

4) Les grès glauconieux des Sicani orientaux

Les trois échantillons proviennent de la partie orientale des Sicani. II60 a été prélevé au km3 de la route Castronuovo di Sicilia-Lercara Friddi; I22 A provient de la même contrée (Pizzo della Guardia); I33 A a été recueilli au S du Cozzo Ledera (cote 950) sur la feuille au I/25 000 de Cammarata.

Ces grès peu feldspathiques (0 à 4 %) sont fins, assez bien triés, (I33 A) à bien triés I22 A ou même très bien triés (II60).

On constate qu'ils sont comparables au grès du niveau AG4 du Numidien externe quoique légèrement plus fins; ils sont cependant mieux triés que les grès du niveau AG 4.

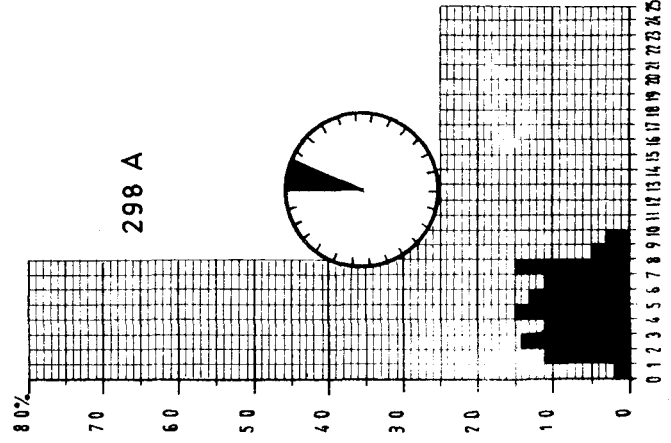
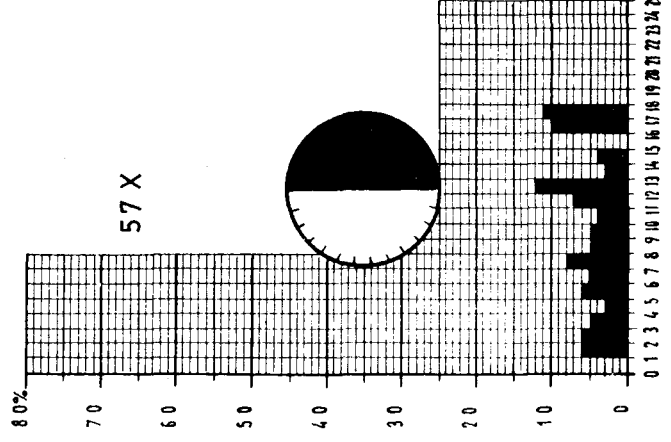
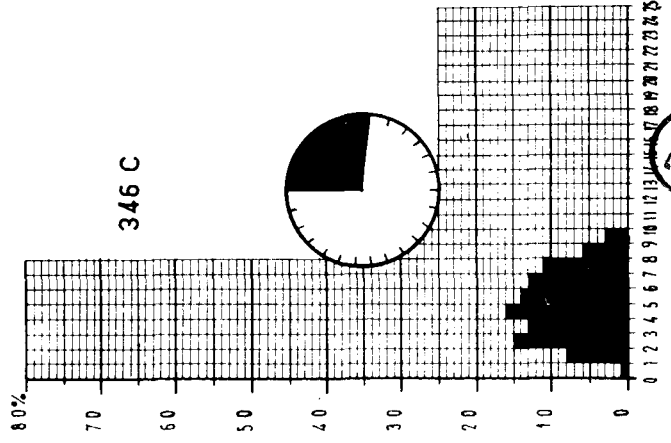
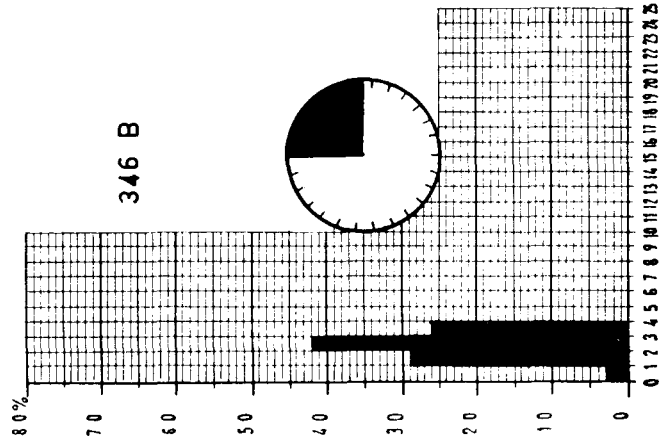
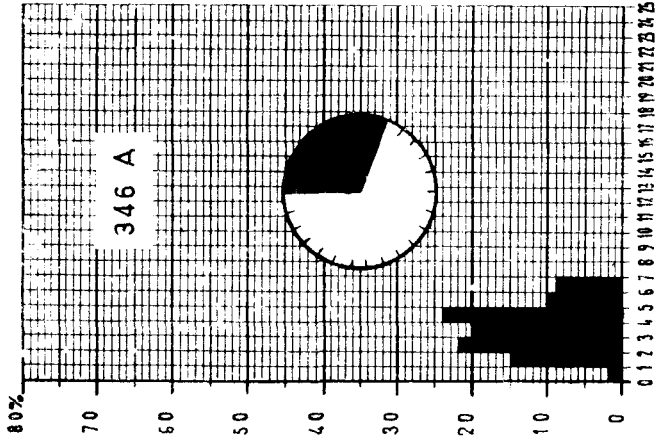
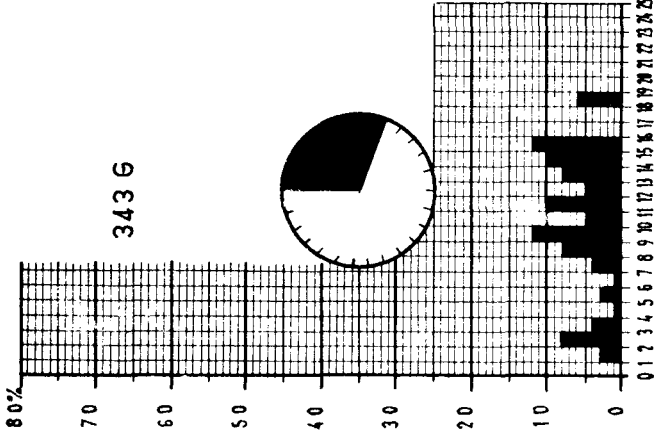
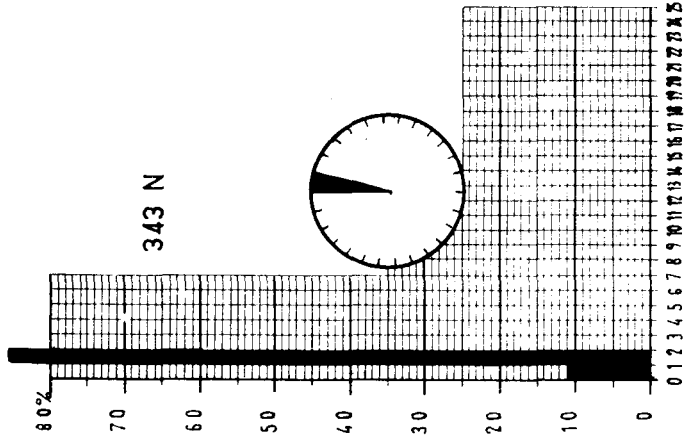
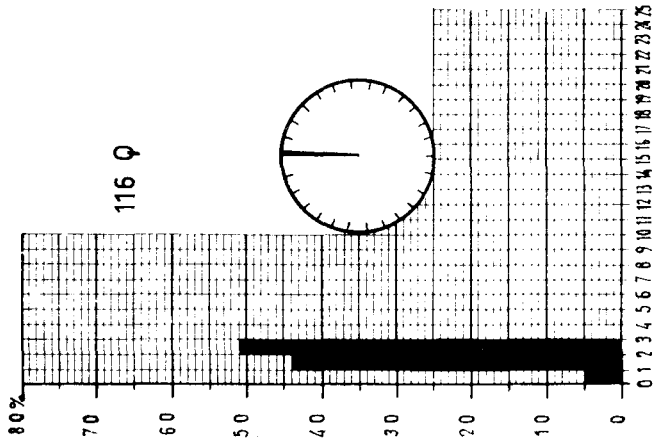


fig. 185



Ceci est en faveur de notre hypothèse qui considère les grès glauconieux des Sicani comme un équivalent latéral des grès du niveau AG4 du flysch-numidien externe (voir chapitre stratigraphique) avec lesquels ils s'apparentent indiscutablement comme le prouvent les résultats granulométriques, alors qu'ils diffèrent énormément des grès des niveaux G1 et G3.

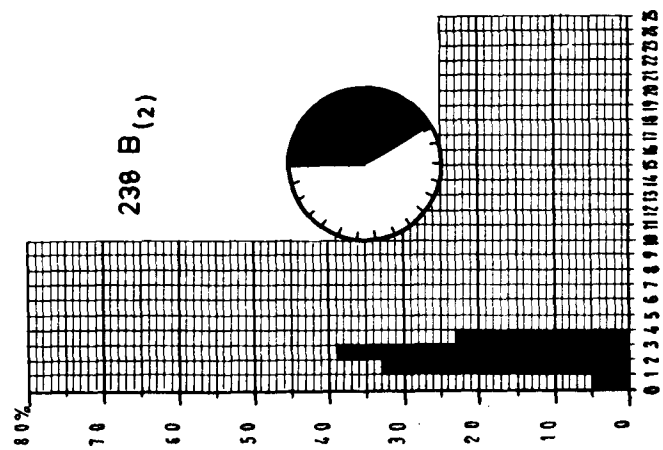
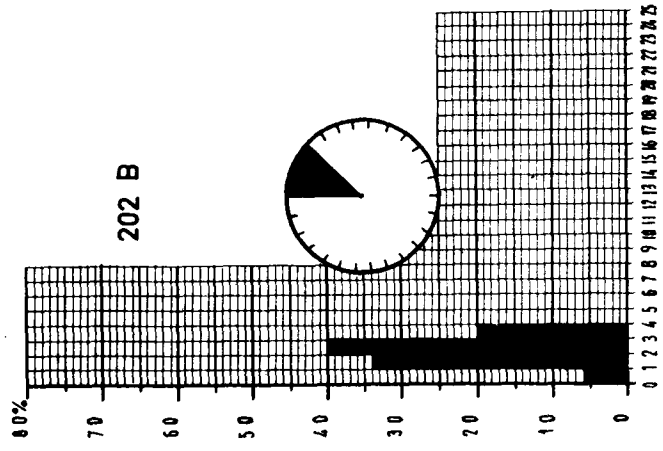
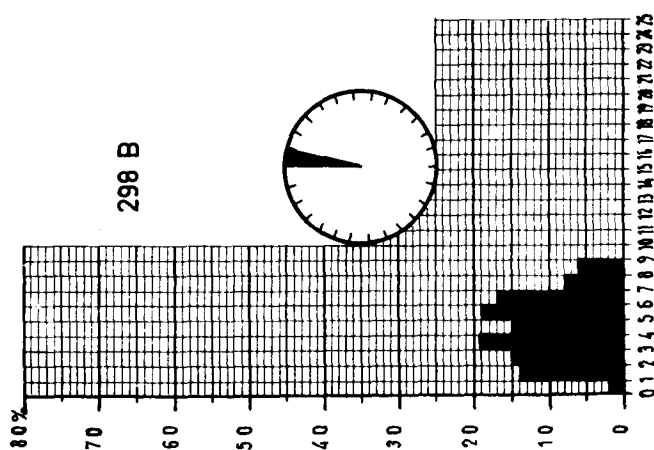
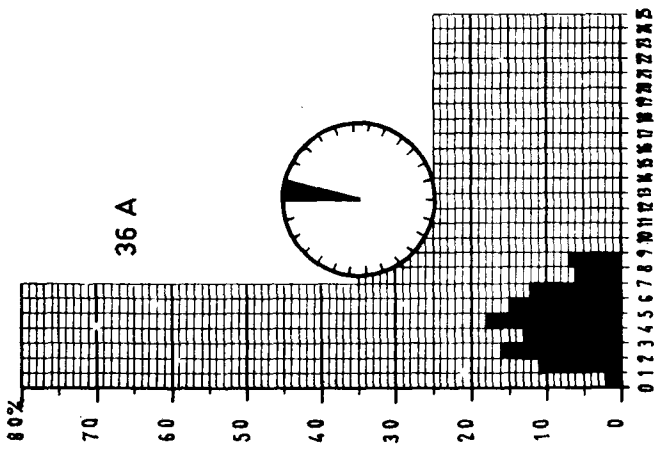
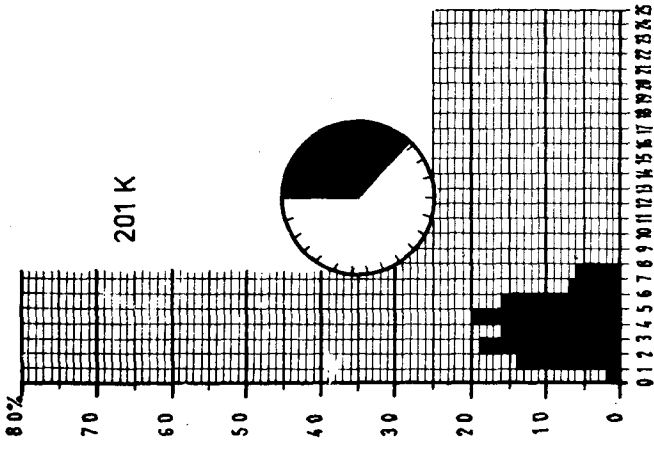
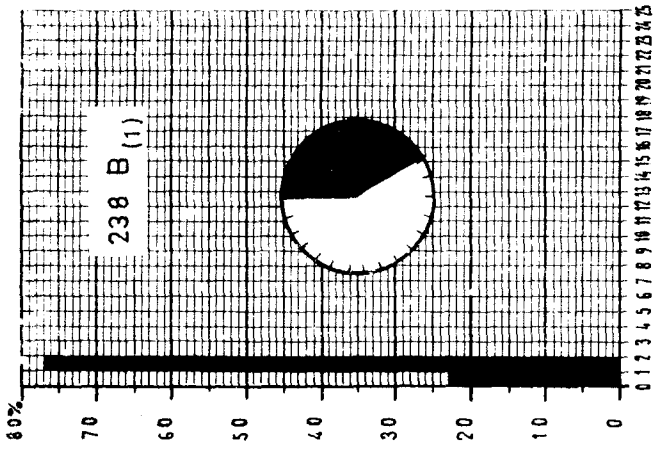
Le fait qu'ils soient mieux triés que les grès du niveau AG 4 du Numidien externe admet une explication logique; puisque l'on s'éloigne de la patrie nourricière, il semble normal que le tri augmente vers la partie externe du bassin.

5) La formation de Reitano

Cette formation oligo-miocène se décompose en deux parties dont l'une d'âge probablement oligocène (formation de Tusa) a été échantillonnée près de Cefalù, dans la Contrada Prima Croce (343 N - voir fig. 80); près de la Casa Guercio au km 1,7 de la route Cefalù-Gibilmanna (343 G - voir fig. 79) à la Contrada Armizzo (345 A-B-C) (feuille au I/25 000 de Collesano).

Ces échantillons de grès feldspathiques, arkosiques ou même tuffitiques riches en feldspaths (4 à 33 %) ont une texture variée. Ils peuvent être fins et très bien triés (343 N et 346 B), ou fins et mal triés (346 C), ou moyens et mal triés, ou même grossiers (343 G). Ils sont fréquemment granoclassés.

La seconde partie, correspond réellement à la formation de Reitano, d'âge miocène et de faciès molassique. La molasse est principalement représentée par des arkoses ou des psammarkoses micacées (notation Michot, 1959). Les feldspaths détritiques sont abondants et représentent jusqu'à 65 à 70 % de l'ensemble. Ils sont constitués de feldspaths potassiques (orthose et microcline) et de plagioclases dont les proportions relatives sont généralement variables. L'orthose présente fréquemment des phénomènes de perthitisation. Les plagioclases sont allongés, parfois zonés (faciès typique des roches magmatiques). Le quartz représente 25 à 50 % de la roche totale. Les phyllites sont représentées par de la muscovite, de la biotite parfois chloritisée. Les micas sont plus abondants lorsque le grain de la roche diminue. Ils représentent jusqu'à 10 % de la roche



totale. Certains échantillons renferment de la calcite authigène. Parmi les minéraux accessoires il faut citer la zircon et l'épidote.

L'échantillon 57 X prélevé à l'W de Cefalù près de la Casa Cefalù, sur la côte révèle un grès à 50 % de feldspaths, grossier, très mal trié (fig. I85).

En conclusion, les grès de cette formation oligo-miocène ont des caractères très variables, comme on peut le constater à l'examen de la figure I85.

6) Le flysch interne crétacé-éocène (A.S.)

Nous avons analysé les grès des A. S. et en particulier ceux d'âge crétacé supérieur-éocène du Cozzo Accontesi près de Gratteri (36 A) et de la Contrada Spina Santa (298 B-B1) sur la feuille au I/25 000 de Collesano.

Il s'agit de grès quartzeux feldspathiques (0 à 25 % de feldspaths), contenant parfois de la calcite authigène. Les feldspaths sont principalement composés de plagioclases. Les grains de quartz sont anguleux. Ces grès peuvent contenir des restes végétaux de petite taille. Les échantillons 298 B-B1-36 A1 (4 à 6 % de feldspaths), sont des grès fins très mal triés (courbe bi et trimodales). Les histogrammes présentent un aspect assez constant (voir fig. I88).

7) Le flysch permien des Sicani orientaux

L'échantillon 202 B a été prélevé dans les Madonies près de Cerda, à l'W du Cozzo Rasolocollo, cote 333 (voir figures I2 et I3) alors que les deux autres échantillons proviennent des Sicani, de la Contrada Balatelle (20I k) et de la Contrada Panicella très exactement à côté de la Casa Cantoniera (233 B), (voir le Permien, traité au chapitre stratigraphique, la Contrada Panicella est voisine de la Contrada Rocca Rossa; fig. 6).

Il s'agit de grès feldspathiques (10 à 50 % de feldspaths), légèrement calcaires (3 à 13 % de $\text{Co}_3 \text{Ca}$). Ils ont été décrits page 20).

Les histogrammes de la figure I86, indiquent qu'il s'agit de grès fins bien triés (238 B - 202 B) ou assez mal triés (20I k). Deux histogrammes ont été réalisés pour l'échantillon 238 B dont les grains présentaient un allongement très net suivant la stratification. L'histogramme 238 B (1) a été réalisé sur une ligne perpendiculaire à la stratification et 238 B (2) sur une ligne parallèle à cette stratification. On remarque une analogie marquée entre les grès du Permien (20I k) et ceux du flysch interne crétacé-éocène (A.S.), néanmoins les grès du Permien semblent en général mieux triés que ceux des A. S. et plus riches en feldspaths.

B) Etude du rapport grès sur argiles

Nous avons choisi d'étudier ce rapport dans des séries situées sur le bord nord du sillon (Numidien interne) et sur le bord sud (Numidien externe). Comme il est difficile de corréliser deux coupes, même très proches, nous avons préféré considérer l'ensemble du Numidien grés-argileux et établir le "Sand/Shale ratio" au sens de Krumbein et Sloss (1955, p. 270) c'est-à-dire le rapport:

épaisseur totale des grès
épaisseur totale des argiles et des silts.

Nous avons inclus dans les silts les grès fins des niveaux AG1-2 - AG2 et AG3 (voir fig. I32). C'est ainsi que pour le Numidien externe nous avons obtenu un coefficient inférieur à 1 et très proche de 0,7⁽¹⁾; alors que pour le Numidien interne ce coefficient est nettement supérieur à 1.

Dans leur écrits, W.C. Krumbein et L. Sloss (1955) indiquent que les rapports décroissent en s'éloignant de la source du matériel, ce qui paraît logique et d'ailleurs confirmé par des études sur des sédiments actuels. On

(1) Remarque : Selon que l'on admet ou non les grès fins dans la classe des silts ou que l'on rapporte les grès du niveau AG 4 aux silts, ce que je n'ai pas fait, le coefficient obtenu varie entre 0,55 et 0,85 mais demeure toujours inférieur à 1.

consultera à cet effet, entre autres, les travaux de D.S. Gorsline et K.O. Emery (1959, p. 283) qui démontrent sur les côtes californiennes que les rapports sables/argiles décroissent en allant du rivage vers le centre des bassins (voir l'étude des bassins de San Pedro et Santa Monica). Ceci est également évident dans l'avant-fosse molassique du Miocène moyen-supérieur des Madonies où le rapport passe de 1,5 près de la zone nourricière à une valeur voisine de 0 en se déplaçant d'une trentaine de km vers l'intérieur du bassin (voir chapitre stratigraphique). Si l'on croit ces données, le Numidien interne est donc plus proche de la source du matériel détritique que le Numidien externe.

Ce résultat est confirmé par le calcul de l'épaisseur moyenne des bancs de grès, obtenu en divisant sur une coupe l'épaisseur totale des grès par le nombre de bancs mesurés. De nombreuses mesures sur le terrain m'ont révélé que l'épaisseur moyenne des bancs de grès du Numidien interne était supérieure à celle du Numidien externe.

C) Etude de la cohésion des grès

L'étude de la cohésion des grès est évocatrice. Le Numidien recèle des bancs de plus en plus cohérents au fur et à mesure que l'on se déplace du Numidien interne vers le Numidien externe. Ceci est évident sur le terrain, les grès du Numidien interne sont friables mal cimentés et si peu consolidés qu'ils se présentent fréquemment à l'état de sables mal stratifiés en voie de consolidation. Par contre le Numidien intermédiaire présente des grès déjà beaucoup plus cohérents et la cohérence maximum est atteinte dans le Numidien externe dont les bancs bien stratifiés se suivent pendant des kilomètres dans la topographie. Exceptionnellement, dans la région de Sclafani, ils sont très localement tendres dans les niveaux de base.

Le Numidien interne n'a pas un caractère flyschöide aussi affirmé que les Numidiens intermédiaire et externe comme nous l'avons déjà écrit. Replacé dans un cadre général, ceci rejoint l'opinion de divers auteurs qui pensent qu'en bordure d'un sillon où se déposent des flyschs, près de la source du matériel détritique, les sédiments sont grossiers et peu consolidés, voir sableux.

Là encore les arguments avancés tendent à démontrer que le Numidien interne se situe plus près de la patrie nourricière que les numidiens intermédiaire et externe.

D) Le problème des minéraux lourds

Nous relaterons les intéressants résultats de S. Calderone et M. Leone (1966) qui ont identifié le cortège de minéraux lourds suivants :

ilménite

leucoxène

zircon

tourmaline (séries shorlite-elbaite et shorlite-dravite)

rutile

grenat

staurolite

cianite

monazite

apatite.

Les minéraux sont ici classés par ordre de fréquence. M. Leone a remarqué dès 1962 que l'ilménite présente dans les grès numidiens 3 stades d'altération. Dans le premier stade, il remarque une oxydation partielle du "Fe²⁺ en Fe³⁺ avec formation d'un mélange d'oxyde de fer et de titane amorphe et d'un résidu de ferro-ilmenite plus ou moins altéré. Dans le second cas l'oxydation du Fe²⁺ est totale avec une transformation consécutive de toute l'ilménite en substance isotrope (ferro-ilménite). Le troisième stade coïncide avec la formation du leucoxène.

Ceci est particulièrement intéressant, mais S. Calderone et M. Leone qui ne distinguent, comme L. Ogniben (1960), qu'un seul Numidien ne tirent pas parti de leurs résultats. Nous avons analysé ceux-ci et constaté que, dans les échantillons que nous assimilons au Numidien interne, l'ilménite est plus abondante que le leucoxène. Les pourcentages ont tendance à s'équilibrer dans le Numidien intermédiaire et par contre, dans le Numidien externe, le leucoxène

est beaucoup plus abondant que l'ilménite, par exemple :

Numidien (Alia (59) : 8,6 % d'ilménite et 44,7 % de leucoxène
externe)	Caltavuturo (53) : 3,8 % d'ilménite et 70,0 % de leucoxène

alors que dans le Numidien interne on note le **pourcentage moyen** suivant :

55 % d'ilménite et 15 % de leucoxène.

A notre avis, ceci indique probablement que l'ilménite a subi un transport beaucoup plus important avant d'arriver dans le sillon du Numidien externe et, par conséquent, que le domaine où se sédimente le Numidien interne est situé beaucoup plus près de la patrie nourricière du flysch que le domaine où se dépose le Numidien externe.

E) Conclusions

Les figures I87 et I88 résument les principaux résultats obtenus.

Le premier croquis situe le domaine étudié, le second indique les grandes unités numidiennes reconnues en Sicile par P. Broquet, A. Caire, G. Duée et R. Truillet (1963 a et b) et par P. Broquet et G. Duée (1967) qui distinguent 3 numidiens qualifiés d'externe, intermédiaire et interne. Le troisième schéma reconstitue, au niveau des Madonies, l'organisation des trois zones numidiennes au Miocène inférieur, avant charriage. Il est évident que les limites indiquées sont hypothétiques. Afin de simplifier l'exposé nous ~~faisons~~ abstraction de la formation oligo-miocène de Reitano dont nous envisagerons ultérieurement les rapports avec le Numidien.

L'étude du rapport grès sur argiles (4) permet de constater qu'il est toujours supérieur à I dans le Numidien interne et inférieur à I dans le Numidien externe. La flèche indique le sens dans lequel diminue le rapport grès sur argiles. Ce résultat prouve que le Numidien interne est le plus près du domaine nourricier ce qui est confirmé par d'autres arguments parmi lesquels la granulométrie qui démontre que les sédiments les plus grossiers sont situés au Nord (Numidien interne) et évoluent dans le sens indiqué par la flèche marquée Gr. (5). De plus, l'étude de la cohésion des grès révèle que le Numidien interne

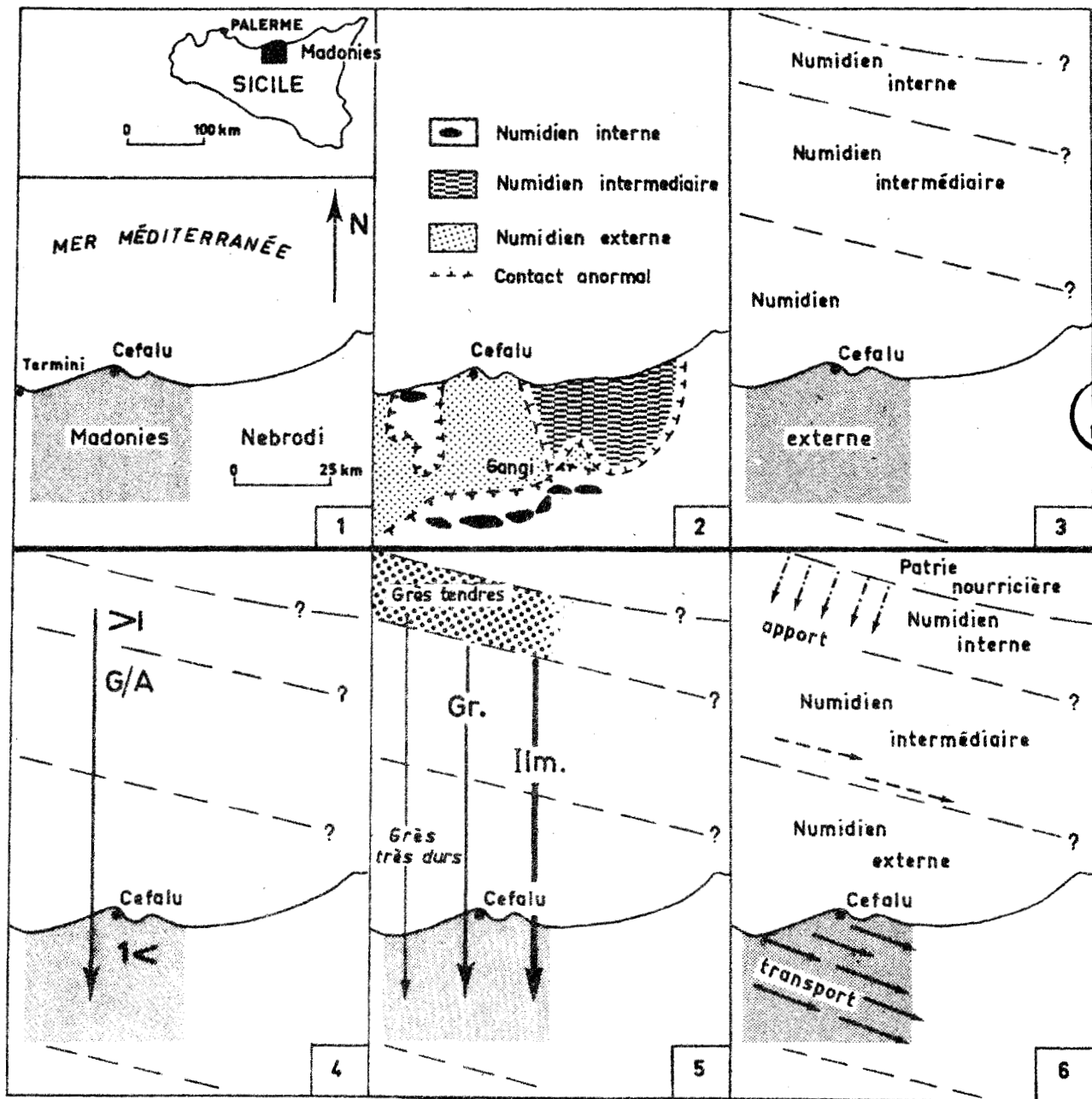
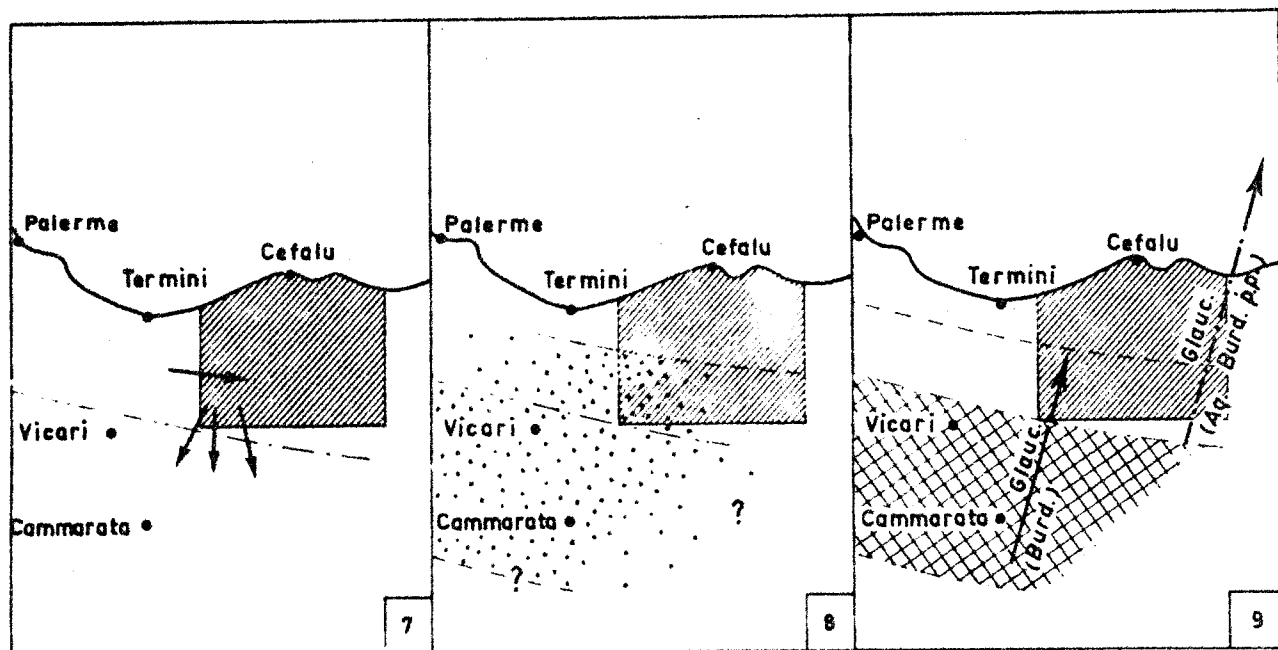


fig. 187 Principaux résultats de l'étude sédimentologique.

est constitué par des grès tendres, mal cimentés et mal stratifiés figurés par des points sur le cinquième schéma où une flèche indique le sens d'accroissement de la cohésion des grès.

Une étude récente des minéraux lourds par S. Calderone et M. Leone (1966) révèle que l'ilménite présente 3 stades d'altération. Ces auteurs considèrent le Numidien comme autochtone ou parautochtone et n'interprètent pas leurs résultats. Leurs échantillons prélevés dans le Numidien externe des Madonies (Alia-Caltavuturo) révèlent un très fort pourcentage d'ilménite altérée alors que les échantillons de Numidien interne contiennent essentiellement de l'ilménite fraîche. A mon avis, ceci démontre que le Numidien interne se situe plus près de la patrie nourricière puisque l'ilménite, qui est moins altérée dans ce domaine, a probablement subi un transport plus limité. Une flèche discontinue (II m) montre le sens suivant lequel augmente l'altération de l'ilménite.

Les directions de courant mesurées dans la partie externe du sillon numidien indiquent un transport longitudinal du matériel détritique (P. Broquet 1964a). La direction moyenne est comprise entre les vecteurs SE et E; le sédiment a donc été transporté vers l'ESE (6). On note une constance du sens de transport dans le temps et dans l'espace, cependant au Burdigalien dans la partie méridionale du sillon numidien on remarque que le sens dominant des courants devient Sud (7) ce qui correspond peut-être à un changement de la pente dans le bassin de sédimentation, consécutif à une migration vers le Sud de l'axe de subsidence qui annonce le transfert du bassin de sédimentation. En effet, la molasse du Miocène moyen supérieur va succéder en continuité au flysch numidien du Miocène inférieur et ne se sédimenter dans une avant-fosse plus méridionale que le sillon du Numidien. Nous avons indiqué par des points (8), au Burdigalien l'extension maximum du flysch numidien qui franchirait le haut-fond de Vicari pour s'installer jusque dans la zone de Cammarata où se sédimentent des grès glauconieux tendres qu'il serait impropre de qualifier de flysch. Des flèches figurent (9) le sens suivant lequel diminue le pourcentage de la glauconie au Burdigalien et également à l'Aquitaniens-Burdigalien p.p. dans le domaine du flysch numidien externe. Il est évident que la teneur maximum en glauconie correspond au bord externe du bassin de sédimentation et cette teneur n'est réellement importante que dans la zone de Cammarata au Burdigalien (9 - zone couverte de hachures croisées).



Principaux résultats de l'étude sédimentologique (suite).
 fig. 188 Légende dans le texte.

En conclusion, tous ces arguments permettent de penser que le matériel détritique du flysch numidien vient de la marge septentrionale du sillon, donc du Nord (6) et a été transporté et réparti par des courants longitudinaux.

Si le travail de terrain a fourni un cadre paléogéographique qui semble solide, à notre investigation, certains problèmes demeurent sans réponses et en particulier la nature de la patrie nourricière du flysch numidien et également des autres formations détritiques (flysch permien-flysch crétacé-formation oligo-miocène de Reitano etc... que nous avons évoquées fort succinctement). Les méthodes classiques s'avérant impuissantes à résoudre ces problèmes, il fallait donc trouver un moyen d'étude nouveau et c'est la thermoluminescence qui nous l'a fourni.

IV) LA THERMOLUMINESCENCE DES ROCHES DETRITIQUES QUARTZO-FELDSPATHIQUES

A) Introduction

Avant d'entreprendre cette recherche par la thermoluminescence, j'ai tenté avec l'aide précieuse de M. Beugnies de résoudre le problème posé en étudiant les minéraux argileux des diverses formations signalées précédemment. Ce ne fut malheureusement pas un succès et les résultats n'apportèrent pas la solution escomptée. Il s'est avéré que des bassins semblables ont des argiles de nature variée, alors que des bassins différents peuvent présenter des argiles de composition semblable. Bref, ceci ne permettait pas de distinguer les formations qui procédaient d'un même domaine nourricier ou qui provenaient de patries différentes. Un autre moyen d'étude s'imposait. C'était en 1963 et à cette époque, mon ami J.M. Charlet, se penchait sur le problème de la thermoluminescence des quartz et des feldspaths sous la direction éclairée de M. Le Professeur A. Beugnies. Les premiers résultats qu'obtenait J.M. Charlet en étudiant un matériel ardennais étaient encourageants et je lui proposai d'appliquer cette méthode à l'étude des flyschs siciliens et autres formations détritiques avec le secret espoir d'obtenir des résultats permettant d'aider aux reconstitutions paléogéographiques si difficiles dans ce pays de nappes.

Mon unique mérite (si mérite il y a) est d'avoir pensé aux applications possibles de cette méthode dans l'étude des flyschs et par voie de conséquence dans la résolution des problèmes paléogéographiques qui est l'aboutissement du travail de terrain. La mise au point de la méthode est due en totalité à J.M. Charlet qui a exposé le résultat de ses travaux dans une thèse de Sciences appliquées, soutenue le 21 décembre 1966 à la Faculté Polytechnique de Mons (Belgique). Le premier travail relatif aux séries détritiques siciliennes (P. Broquet et J.M. Charlet, 1965) est donc le résultat de la collaboration du géologue de terrain et du géologue de laboratoire. C'est, à notre connaissance la première étude de ce type jamais réalisée. Il s'agit d'un premier essai et il est bien évident que seul le temps et de nombreuses expériences pourront dans l'avenir confirmer ou rejeter cette nouvelle méthode de travail. Des compléments d'information obtenus depuis 1965, tant sur les formations siciliennes que tunisiennes ou algériennes confirment l'intérêt de la méthode et renforcent la

conviction que nous avons acquise depuis plusieurs années quant au bien-fondé de ce nouvel outil de travail.

B) Généralités

I) Définition de la méthode et historique des recherches

a) Définition de la méthode

Les développements récents de la physique de l'état solide ont engendré une science nouvelle nommée paléophysique dont le but essentiel est d'étudier l'état de fossilisation de certains paramètres physiques tels que la température, la pression, le magnétisme. La thermoluminescence, c'est-à-dire la luminescence déclenchée par effet thermique, s'intègre dans le domaine de la paléophysique de l'état solide. Elle trouve son essence dans la libération d'une certaine quantité d'énergie stockée dans les réseaux cristallins sous forme plus ou moins durable. Le principe fondamental de la méthode consiste en une analyse et un dosage précis de cette quantité d'énergie libérée dont les paramètres physiques sont représentés sur une courbe dite de thermoluminescence. Nous n'insisterons pas sur l'aspect théorique de la thermoluminescence, notre but étant d'utiliser les résultats acquis par les physiciens dans l'étude des phénomènes géologiques et en particulier dans celle des roches détritiques.

La thermoluminescence naturelle est la propriété que possède un minéral ou une roche d'émettre un flux lumineux lorsqu'on le porte à une certaine température sans l'avoir soumis au préalable à une excitation artificielle. Ce minéral ou cette roche, vidée de sa thermoluminescence naturelle n'est plus thermoluminescent, sauf si on le soumet à une source radioactive (^{60}Co). La nouvelle thermoluminescence restituée après essai thermique est alors qualifiée de thermoluminescence artificielle ou induite.

La thermoluminescence est liée à la présence d'électrons piégés dans les cristaux. Ces pièges dépendent essentiellement des imperfections des réseaux cristallins et peuvent se situer à divers niveaux. La quantité d'énergie emmagas-

sinée dans un minéral est fonction de son évolution physico-chimique (conditions de cristallisation, radioactivité du milieu, nature et teneur en oligoéléments, déclin thermique, etc...).

b) Historique général

Bien que l'utilisation de la thermoluminescence soit très récente, le phénomène en est connu depuis le XVIIème siècle puisqu'en 1663, Sir Robert Boyle l'observa pour la première fois.

A. Lambert (1935) ⁽¹⁾ est certainement un des premiers géologues à en faire état. Il signale la thermoluminescence d'échantillons de cipolins prélevés près de Fort-National (Algérie). Puis L. Royer (1937, p. 602-604 et p. 991-993) constate empiriquement que certaines roches cristallophylliennes et éruptives d'Algérie sont thermoluminescentes. Il écrit que "toute une série de roches cristallophylliennes de cette région émettent une luminescence intense quand on les chauffe tandis que les roches éruptives ne donnent dans les mêmes conditions, soit aucune luminescence, soit une luminescence très faible et de teinte différente". Il fait remarquer que dans les roches cristallophylliennes, la thermoluminescence semble liée à la présence d'orthose mais qu'elle ne peut être due à des impuretés car un échantillon réduit en poudre et traité par de l'acide nitrique fumant pendant plusieurs heures garde la même intensité de thermoluminescence. L. Royer pensait que la thermoluminescence devrait apporter des renseignements nouveaux sur l'âge relatif de certaines roches éruptives ou métamorphiques. Bref, L. Royer est certainement un précurseur, mais faute de pouvoir mesurer l'intensité de thermoluminescence, ses travaux demeurent empiriques et passent bientôt dans le domaine de l'oubli.

A la suite des travaux de Randall et Wilkins (1945), le phénomène de la thermoluminescence quitte le domaine de l'empirisme pour devenir utilisable. Il faut néanmoins attendre les années 1950-54 pour assister à une utilisation effective de la thermoluminescence dans les Sciences de la Terre et cette innovation est due à un concours de circonstances associant d'une part les progrès techno-

(1) Bull. Soc. Hist. Nat. de l'Afrique du Nord, 26, p. 68.

logiques réalisés dans le domaine des tubes photomultiplicateurs qui vont permettre de doser le flux thermoluminescent et d'autre part les progrès théoriques réalisés par la physique de l'état solide. C'est en 1952, au Congrès d'Alger, que Zeller préconise l'utilisation de la thermoluminescence dans la datation absolue des calcaires. D'autres auteurs (Daniels, Boyds, Saunders, 1953) entrevoient également des applications géologiques. On peut donc dire que la méthode de la thermoluminescence prend naissance dans les pays anglo-saxons. Par la suite, elle est testée en Union Soviétique où Komovski et Lozhnikova (1959), étudient la thermoluminescence des granites et Krasnobaev (1964) celle du zircon.

En France, M. d'Albissin (1963) montre l'influence de la recristallisation sur la sensibilité à la thermoluminescence et indique l'intérêt des courbes de thermoluminescence dans l'étude des déformations subies par des calcaires au cours d'une orogénèse. On consultera également à ce sujet des travaux de M. d'Albissin, G. Fornaca-Rinaldi et E. Tongiorgi (1962).

Les premiers minéraux qui ont été étudiés sont la calcite, la fluorine, le quartz (T. Futagani, 1938; W. L. Medlin, 1963), la dolomite (D.R. Lewis, 1956, W.L. Medlin, 1961), les feldspaths et les feldspathoïdes (Daniels, Boyd et Saunders, 1953).

Cet historique est assez bref et nous conseillons le lecteur qui désirerait un historique plus complet de se reporter aux travaux de J.M. Charlet (1966).

c) Historique de la thermoluminescence appliquée à l'étude des roches détritiques quartzo-feldspathiques

L'application de la thermoluminescence à l'étude des roches détritiques est basée sur une constatation toute simple de J.M. Charlet qui, en 1963, remarque que le quartz, d'un échantillon à l'autre, peut présenter des variations dans la forme de la courbe de thermoluminescence, alors que ses propriétés structurales, optiques, physiques, chimiques sont invariables. Cette constatation marque pour J.M. Charlet le point de départ d'une recherche appliquée à l'étude de la thermoluminescence des roches quartzo-feldspathiques.

La première publication relative à l'étude en thermoluminescence des roches détritiques quartzo-feldspathiques, (P. Broquet et J.M. Charlet, 1965) porte sur l'étude d'un certain nombre de formations sédimentaires détritiques de Sicile. Il n'existe pas, à notre connaissance, de publication antérieure relative à ce domaine de recherche.

Dans sa thèse soutenue le 21 décembre 1966, J.M. Charlet étudie les roches quartzo-feldspathiques en général et traite :

- de la mesure de l'émission de thermoluminescence;
- de l'étude expérimentale de la thermoluminescence des roches quartzo-feldspathiques et de leurs minéraux;
- de l'application de la thermoluminescence à l'étude des lithofaciès (séries sédimentaires siciliennes et ardennaises) et du métamorphismes;
- de l'application de la thermoluminescence à l'étude de quelques massifs granitiques (intérêt en géochronologie).

Les considérations succinctes qui suivent résultent essentiellement des travaux de J.M. Charlet (1963 à 1966) auxquels nous conseillons de se reporter, le lecteur qui désirerait plus de détails.

2) Conditions expérimentales

a) Appareillage

Pour réaliser une courbe de thermoluminescence, on utilise un photomètre de thermoluminescence (fig. I89) dont les organes essentiels sont :

- une plaque chauffante;
- un thermocouple qui mesure la température de l'échantillon;
- un tube photomultiplicateur qui capte le flux lumineux émis par l'échantillon, (c'est une cellule photoélectrique ultrasensible);
- un enregistreur avec suiveur de spot lumineux. Il indique la variation du flux lumineux en fonction de sa température et fournit la courbe de thermoluminescence;

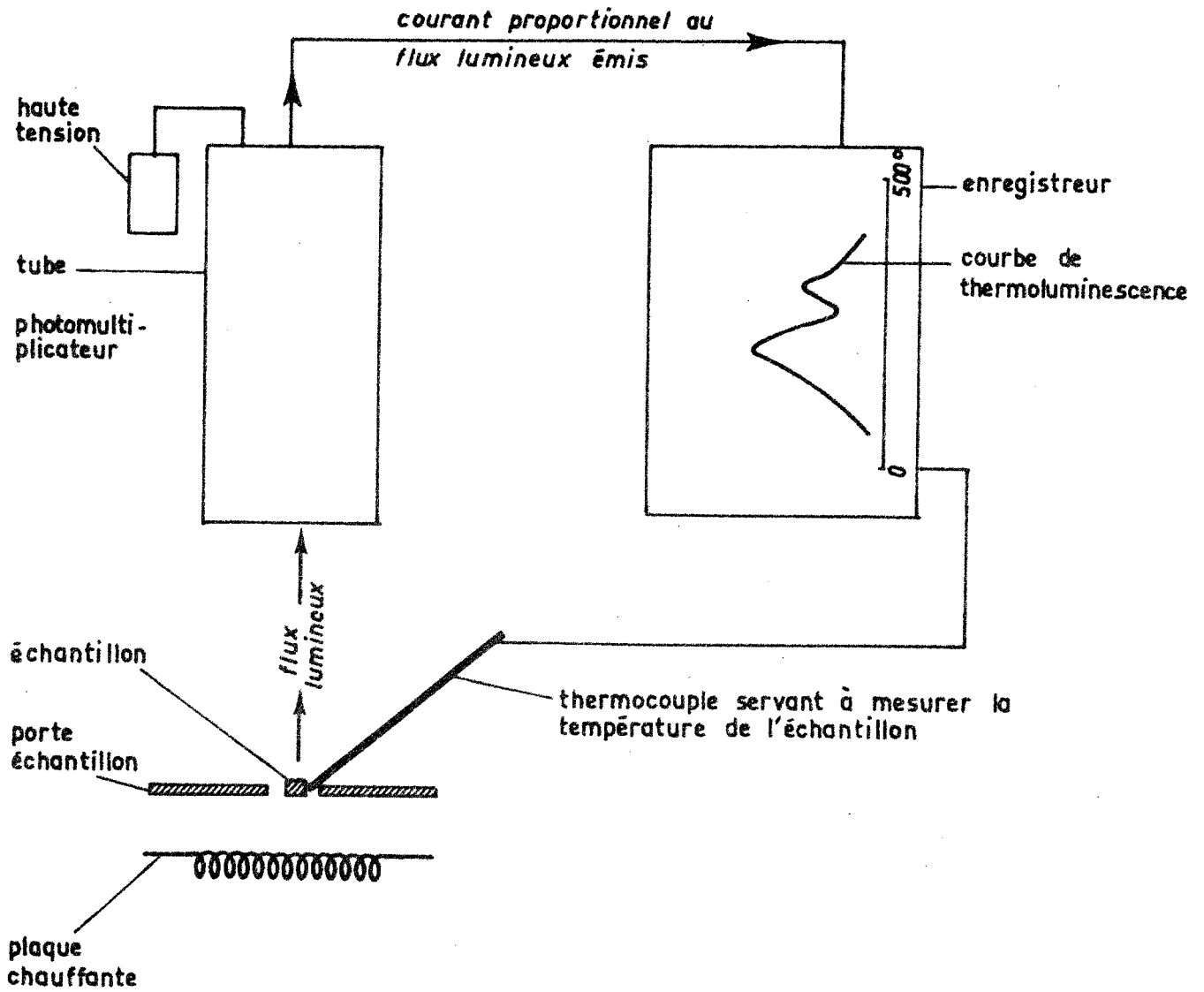


Fig. — 189

PHOTOMÈTRE DE THERMOLUMINESCENCE

b) Echantillonnage et préparation de l'échantillon

Dans le cas de notre étude, il est nécessaire de prélever sur le terrain un échantillon de quelques centaines de grammes. Cet échantillon sert à la confection d'une ou plusieurs lames minces et à la réalisation d'une surface polie qui après coloration permettra d'évaluer le pourcentage en feldspaths alcalins, plagioclases et quartz.

Le reste de la roche (100 gr environ) est ensuite broyé, puis pulvérisé dans un broyeur à pilon, à garniture de porcelaine dure jusqu'à ce que les particules passent au tamis de 48 Mesh. Il est ensuite tamisé pendant 10 mn. Enfin, les carbonates sont éliminés par attaque à l'HCl.

c) Conditions expérimentales

Pour réaliser une courbe de thermoluminescence correcte, les conditions expérimentales sont les suivantes :

- Tension du tube photomultiplicateur : 1 200 volts
- Poids de l'échantillon : 0,5 gr
- Granulométrie : 48 à 65 Mesh.
- Sensibilité du galvanomètre enregistreur : $5,85 \times 10^{-11}$ A/div.
- Vitesse de chauffe : 50° par minute

La vitesse de chauffe est linéaire et permet d'effectuer un essai de thermoluminescence qualifié "d'essai thermique" en 7 à 8 minutes.

Dans ces conditions d'expérience, l'erreur sur l'intensité de thermoluminescence naturelle pour une mesure est de 5 à 6 % avec un intervalle de confiance de 90 %.

Les valeurs adoptées pour les divers facteurs expérimentaux indiqués ci-dessus résultent d'un compromis entre sensibilité et précision des mesures.

d) Conditions particulières à la réalisation d'une courbe de thermoluminescence artificielle

Après l'analyse de la thermoluminescence naturelle, on effectue une me-

sure de thermoluminescence artificielle qui nécessite les manipulations suivantes :

- Neutralisation thermique :

L'échantillon est vidé de sa thermoluminescence naturelle après passage au four à moufle à 500° centigrade pendant 1/2 heure;

- Irradiation :

source : ^{60}Co de 2,5 curies.

- Durée d'irradiation :

quelques heures.

Après irradiation, l'échantillon est maintenu à - 20° C jusqu'à l'essai thermique.

3) Facteurs susceptibles de modifier la thermoluminescence originelle

a) Facteurs expérimentaux

- Le broyage

Le broyage est susceptible de créer une luminescence par effet de pression appelée triboluminescence dans le cas des calcaires par exemple, mais le quartz, le feldspath et les roches quartzo-feldspathiques sont insensibles à la triboluminescence. Pour notre étude, nous considérons donc que l'influence du broyage est nul.

b) Facteurs naturels

- la coloration

La couleur d'un échantillon a une influence non négligeable ce qui explique que, pour des échantillons d'une même série, les intensités (I) puissent varier

(voir P. Broquet et J.M. Charlet, 1965). Pour comparer des échantillons il faudra donc tenir compte d'un indice de coloration afin de corriger les valeurs de I (J.M. Charlet, 1966, p. 32). Les facteurs R et T, que nous définirons ensuite, sont indépendants de la coloration, c'est pourquoi nous les utilisons en priorité.

- la pression

L'effet de pression est nul et ce résultat est important car dans notre région d'étude les pressions tectoniques ne sont pas négligeables. Heureusement, elles n'influencent pas la thermoluminescence des roches qui nous intéressent.

- le rayonnement à haute énergie

Le rayonnement à haute énergie qui est fonction des éléments radioactifs contenus dans une roche, joue un rôle capital dans les massifs éruptifs ou métamorphiques puisqu'il engendre la thermoluminescence naturelle, mais s'avère nul ou négligeable pendant la sédimentation et ultérieurement (voir l'étude des quartzites cambriens de l'Ardenne).

- la recristallisation

Cet agent est également négligeable.

- la température

La température qui réalise une véritable pré-chauffe naturelle est un agent dont il faut tenir compte dans l'étude des séries métamorphiques, elle occasionne un déclin thermique.

Les séries que nous étudions n'ont pas été métamorphisées, nous n'avons donc pas à tenir compte du déclin thermique.

4) Représentation des résultats

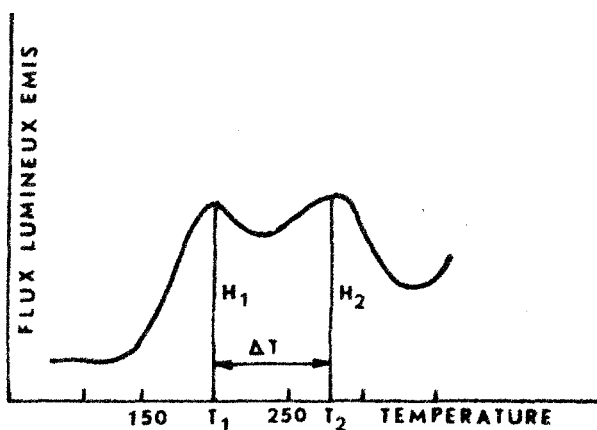


fig. I90 Courbe de thermoluminescence naturelle.
Flysch numidien, Echantillon 16B₁

Généralement, la courbe de thermoluminescence naturelle des minéraux détritiques présente un ou deux pics.

L'allure de la courbe-type conduit à définir les paramètres suivants :

- T₁, T₂ les températures apparentes (en °C) du 1er et du 2e pic (T₁ < T₂);
- H₁, H₂ les hauteurs du 1er et du 2e pic (en cm);
- le rapport R matérialisant la forme générale de la courbe;

$$R = \frac{H_1}{H_1 + H_2} \times 100$$

R. varie de 0 à 100

R = 0 si H₁ = 0 (courbe à un seul pic à haute température);

R = 100 si H₂ = 0 (courbe à un seul pic à basse température);

- l'écart Δ T de température entre les pics (Δ T = T₂ - T₁);

Les limites adoptées pour ΔT en degrés centigrades et pour H en centimètres quand le shunt est égal à zéro sont :

$R < 30$	(R faible);
$30 < R < 40$	(R moyen);
$40 < R$	(R élevé);
$\Delta T < 55$	(ΔT faible);
$55 < \Delta T < 70$	(ΔT moyen);
$70 < \Delta T < 80$	(ΔT élevé);
$H_1 + H_2 < 2$	(H faible);
$2 < H_1 + H_2 < 5$	(H moyen);
$5 < H_1 + H_2$	(H élevé);

Les deux paramètres R et ΔT , caractérisent la forme générale de la courbe de thermoluminescence.

La distribution statistique des résultats expérimentaux portant sur R et ΔT est illustrée par des histogrammes exprimant la fréquence obtenue pour les valeurs des paramètres R et ΔT comprises dans des intervalles préalablement fixés de la manière suivante :

pour R de 0 à 10, de 10 à 20 de 90 à 100;
pour ΔT de 10° en 10°.

L'interprétation de chaque histogramme permet de dégager la forme la plus probable de la courbe de thermoluminescence correspondant à une formation déterminée.

Les séries sédimentaires étudiées ne sont pas homogènes quant aux propriétés de thermoluminescence des minéraux détritiques. Cependant, dans une même formation une étude statistique des résultats expérimentaux nous permet de définir 2 ou 3 types principaux de courbe auxquels tous les échantillons étudiés peuvent être rapportés.

Chaque nouvelle forme étudiée se distingue de la précédente par au moins deux paramètres de thermoluminescence.

A titre d'exemple, nous illustrons par les histogrammes de la fig. 191 la répartition statistique des résultats (60 échantillons) autour des genres QV-1 et Q V1 (associés dans les mêmes formations). L'histogramme du paramètre ΔT est caractérisé par 2 maxima situés dans les intervalles 40-50 et 70-90. De plus les courbes ayant un faible écart de température entre les pics sont également caractérisées par une forte intensité de thermoluminescence. Ces constatations suggèrent l'existence de 2 types principaux de courbe (QV-1 et QV1) associés dans les formations étudiées. (voir également les fig. 192-193).

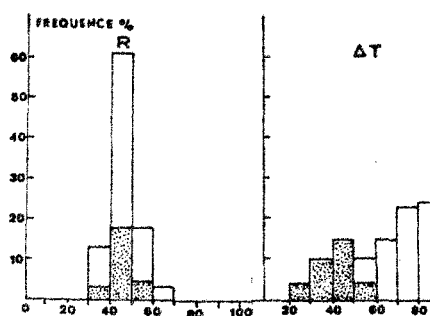


fig. 191

En blanc : genre QV-1;
En grisé : genre QV1.

5) Propriétés en thermoluminescence des roches quartzo-feldspathiques

Les minéraux thermoluminescents des roches quartzo-feldspathiques sont :

- le quartz;
- les feldspaths potassiques et calco-sodiques;
- certains minéraux accessoires tels que le zircon et l'apatite.

D'après J.M. Charlet (1966, p. 63-96), les feldspaths présentent une forte aptitude à la thermoluminescence, une dérive thermique extrêmement nette et une courbe de thermoluminescence naturelle ou artificielle généralement à un seul pic. Le quartz présente une sensibilité plus faible à la thermolumines-

cence, une dérive thermique moins nette et une courbe de thermoluminescence à plusieurs pics, la thermoluminescence artificielle étant notamment caractérisée par un pic intense à 50° C suivi de plusieurs pics de faible intensité dans le domaine 50° -250° C. Chaque pic correspond à des électrons piégés sur des niveaux différents.

La thermoluminescence des roches quartzo-feldspathiques possède des caractères propres à la thermoluminescence du quartz et des feldspaths. Ainsi les granites et les arkoses, roches quartzo-feldspathiques, présentent du point de vue thermoluminescence les caractères propres aux feldspaths (même forme de courbe, dérive thermique importante, etc...). Dans de telles roches la contribution du quartz dans l'intensité globale de thermoluminescence est négligeable.

De même, la thermoluminescence des grès essentiellement quartzeux est comparable à la thermoluminescence du quartz. Quant aux grès feldspathiques, la courbe de thermoluminescence artificielle est caractérisée par le pic du quartz étalé jusque 200° C conséquence de la présence des feldspaths. La thermoluminescence d'une roche dépend donc de sa composition minéralogique, de la thermoluminescence propre à chaque minéral et de sa coloration.

Ce qui peut s'écrire :

$$H_g = a_{iq} H_q + i_f (b_{HK} + c_{Hp})$$

H_g = intensité de thermoluminescence globale de la roche

a = % de quartz

b = % de feldspaths potassique

c = % de plagioclases

i_q = indice de coloration du quartz

i_f = indice de coloration des feldspaths

H = hauteur du pic correspondant à la thermoluminescence du quartz (H_q); du feldspath potassique (HK); du plagioclase (Hp).

Il est évident que des corrélations éventuelles entre deux formations sédimentaires distinctes doivent être effectuées sur un même minéral détritique. Il faut donc extraire de la thermoluminescence globale de la roche l'émission propre au quartz ou au feldspath détritique par une technique expérimentale tenant compte des pourcentages de la roche en quartz et feldspath et des indices de coloration.

Enfin la technique utilisée doit faire appel à une méthode statistique. En effet, un minéral détritique distribué dans un bassin sédimentaire présente des courbes de thermoluminescence légèrement différentes dans tout le bassin mais qui se maintiennent au voisinage d'une forme (la plus fréquente) caractéristique, semble-t-il, d'un apport déterminé.

6) Applications géologiques

L'étude des formations primaires bien connues des Ardennes et des séries secondaires et tertiaires de Sicile a permis de faire plusieurs constatations importantes :

1) dans une série d'âge déterminé on retrouve constamment un ou plusieurs genres de courbes semblables liées soit aux quartz soit aux feldspaths;

2) dans des séries de même âge mais appartenant à des provinces géologiques différentes on observe des courbes différentes;

3) dans des séries d'âges différents, on peut éventuellement retrouver les mêmes genres de courbes (exemple : le Permien des Sicani et le flysch crétaqué externe de Sicile);

4) lorsque le domaine nourricier d'une série détritique est évident, on retrouve les mêmes genres de courbes dans les minéraux constitutifs des roches nourricières et des séries détritiques qui en proviennent (exemple, en Ardennes : le Cambrien du Brabant et le Giveto-Frasnien du bord nord du synclinal de Namur qui en provient).

Ceci peut s'exprimer brièvement en disant qu'en l'absence de tout déclin thermique, les propriétés de thermoluminescence d'une roche détritique sont identiques aux propriétés de thermoluminescence originelle de la roche-mère.

Ces observations conduisent tout naturellement à distinguer des formations en fonction de l'aspect des courbes de thermoluminescence des minéraux qui les composent. Cet aspect étant constant, semble-t-il, dans un même domaine nourricier, on peut espérer, en étudiant par exemple le quartz englobé dans une roche détritique, suivre le chemin qu'il a parcouru et rechercher quel était son continent nourricier, ce qui nous conduit dans le domaine des reconstitutions paléogéographiques.

C) Application à l'étude des séries détritiques des Madonies et des Sicani

I) Les principaux genres de courbes de thermoluminescence des minéraux détritiques étudiés

Dans nos premiers travaux nous avons caractérisés (P. Broquet et J.M. Charlet, 1965) les principaux genres par des lettres A - B - C - D - E. Cette notation ne permet pas de distinguer les genres attribués au quartz ou au feldspath, c'est pourquoi ultérieurement une autre notation a été préconisée. Elle a été utilisée par J.M. Charlet (1966) et consiste à désigner par la lettre Q le quartz et F le feldspath.

Le genre de courbe est désigné par I, II ... (exemple : QI; QII).

L'espèce de courbe est indiquée par 1, 2, 3 ... (exemple QI - 1; QI - 2, etc...).

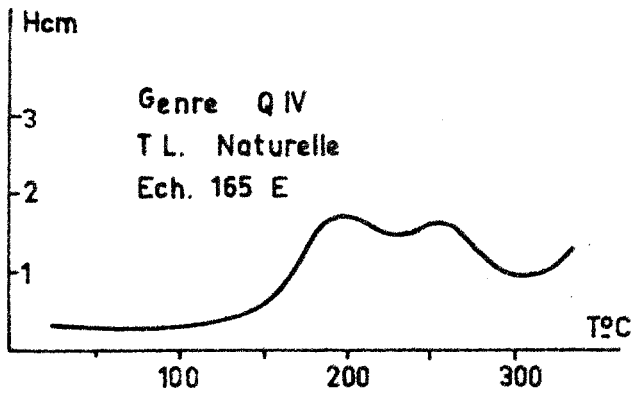
Ainsi dans le cadre de notre étude, on peut mettre en parallèle, l'ancienne notation (P. Broquet et J.M. Charlet, 1965) et la nouvelle, c'est-à-dire :

A = F IV
B = Q IV
C = Q V - 1 + Q VII
E = Q V - 2
D = Q VI

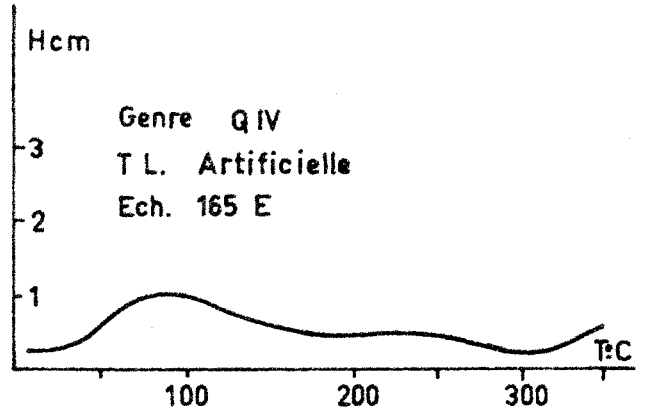
Nous définirons maintenant les principaux genres; ceux-ci ont déjà été décrits (P. Broquet et J.M. Charlet, 1965) et J.M. Charlet, 1966).

a) genre Q IV (fig. I92 a et b)

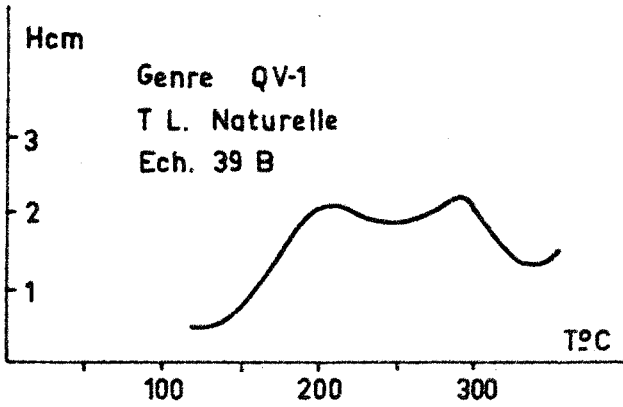
- une courbe présentant deux pics, l'un à 180 - 200° C, l'autre à 260 - 280° C approximativement égaux en intensité (R est élevé puisque situé dans la classe 40 - 50 - R moyen = 47,6; écart moyen = 5,8);
- une intensité de thermoluminescence moyenne (H moy. = 3,2; em = 1;1);
- un grand écart de température entre les pics (ΔT moy. = 75°; em = 7,5).



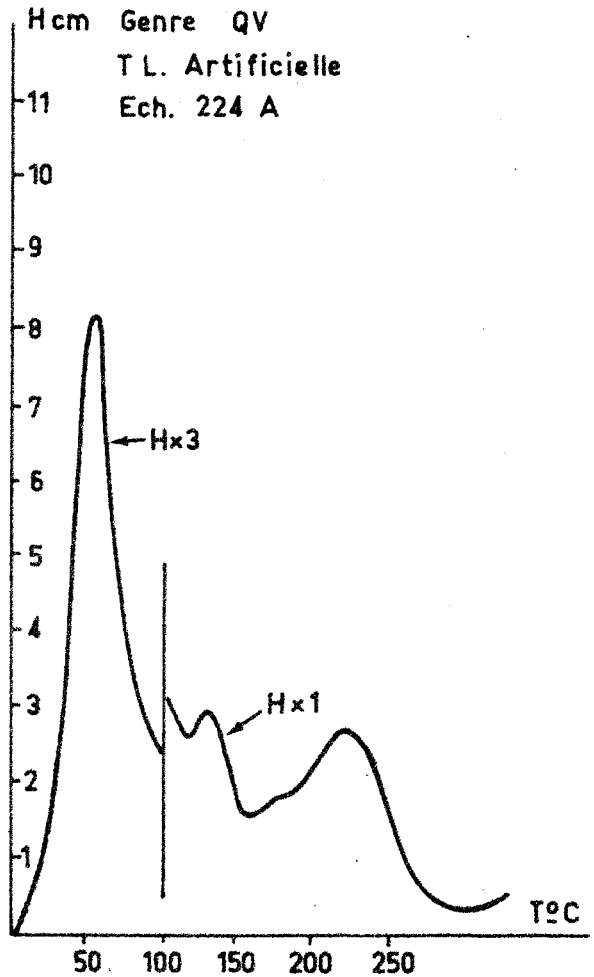
(a)



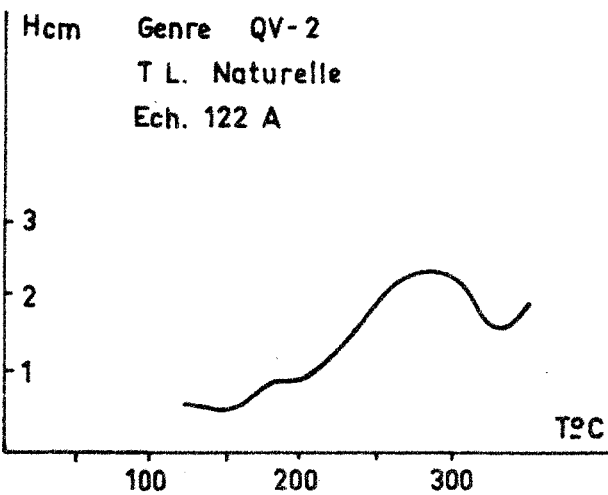
(b)



(c)



(e)



(d)

fig. I92 Courbes de thermoluminescence caractéristiques des genres Q IV et Q V

b) genre Q V (figure I92 c - d - e)

Ce genre comporte deux espèces différentes :

- l'espèce Q V - 1, caractérisée par une courbe à deux pics (180 - 200° C et 260 - 280° C) d'intensité approximativement égale ($35 < R < 65$), une intensité de thermoluminescence moyenne ($H = 3$), un grand écart de température entre les pics ($\Delta T > 55$);

- l'espèce Q V - 2, beaucoup plus rare, apparaît exclusivement dans quelques dragées de quartz du Numidien et ne diffère de l'espèce Q V - 1 que par la faible intensité du 1er pic d'où une courbe à 2 pics dont le plus important est à haute température ($R < 35$) (fig. I92 d). Une étude en cours révélera peut-être qu'il s'agit d'un genre nouveau, qu'il faudra distinguer du genre Q V. La courbe de thermoluminescence artificielle du genre Q V (Q V - 1 et Q V - 2) présente 4 pics (fig. I92 e) : un pic très intense et très aigu à 50-60° C ($H = 25-30$) et trois pics d'intensité plus faible ($H = 2-3$) situés respectivement à 130°, 175° et 225° C.

Si les genres Q IV et Q V sont très voisins en thermoluminescence naturelle, leurs courbes en thermoluminescence artificielle sont par contre très différentes et permettent de les différencier très aisément.

c) genre Q VI (fig. I93)

Il est caractérisé par une courbe à deux pics (l'un à 180 - 200° C, l'autre à 230 - 250° C) approximativement égaux en intensité de thermoluminescence ($H \text{ moy.} = 7,3$), un faible écart de température entre les pics ($\Delta T < 55$). La courbe de thermoluminescence artificielle (fig. I93) présente 3 pics (H_1, H_2, H_3) situés dans l'intervalle de température 60°-140° C et un pic d'intensité faible 200-250° C ($H_4 = 1 \text{ à } 2$). Les trois pics H_1 à 60° C, H_2 à 100° C et H_3 à 140° C sont intenses et vérifient les relations :

$$H_1 > H_2 > H_3$$

$$\Delta T_1 = 40^\circ \text{ C, } \Delta T_2 = 40^\circ \text{ C}$$

$$H_1 \approx 20, H_2 = 10-20, H_3 = 5-9$$

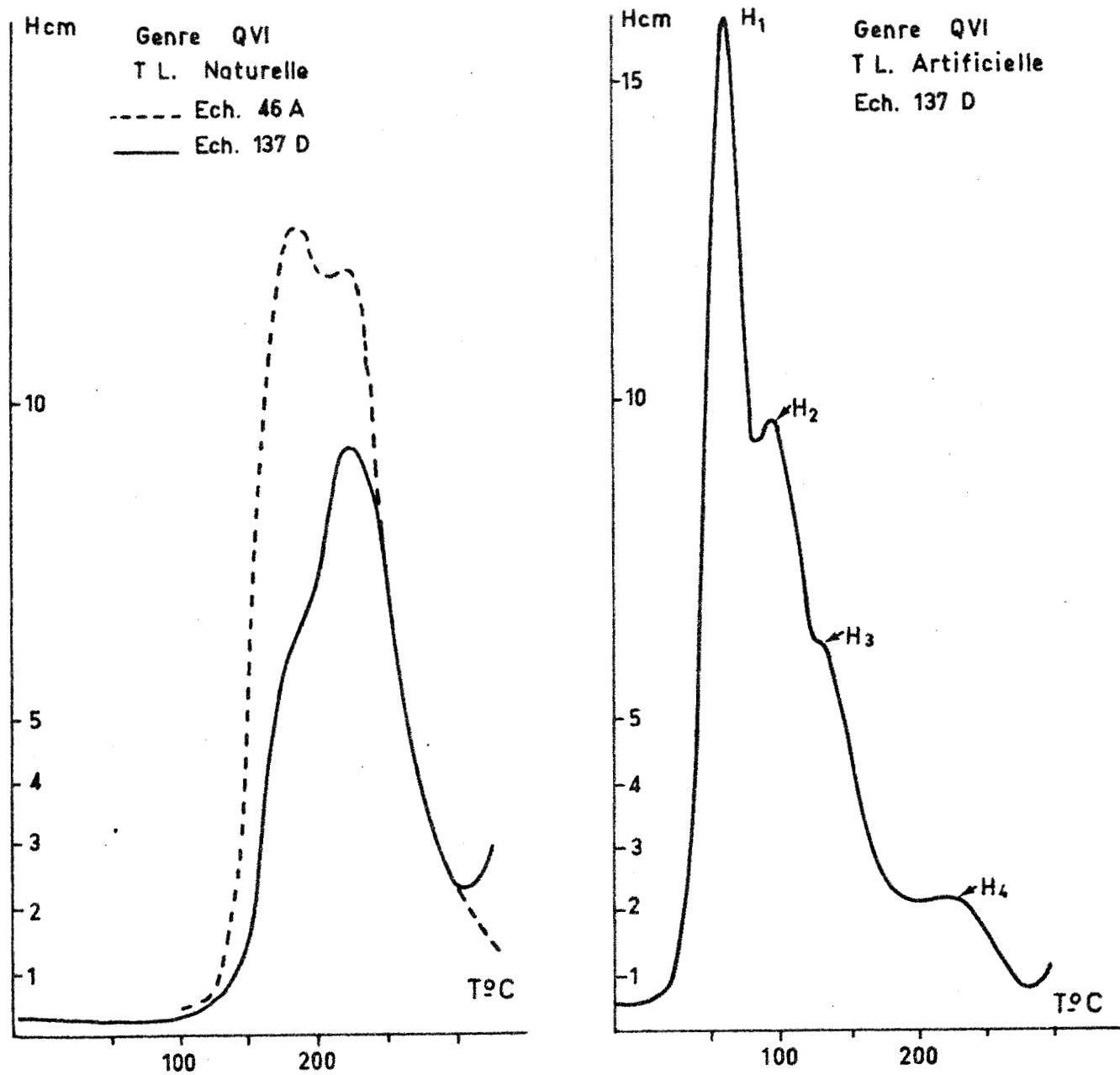


fig. I93 Courbes de thermoluminescence caractéristiques du genre Q VI

Par sa forme générale la courbe de thermoluminescence induite Q VI est typique et aisément identifiable. Elle est caractérisée par un pic aigu à 60° C dont la branche descendante présente deux points d'inflexion à 100° C (H2) et 140° C (H3).

d) genre Q VII

Courbe de thermoluminescence naturelle à 2 pics, l'un vers 200°, l'autre vers 250° d'intensité approximativement égale ($40 < R < 50$);

- intensités de thermoluminescence moyenne $H = 4-5$;
- un écart de température moyen $\Delta T = 50-60$.

La courbe de thermoluminescence artificielle présente des caractères assez analogues à la courbe du genre Q V.

e) genre F IV (fig. I94)

Il est caractérisé par une courbe à 1 pic d'intensité élevée ($H \approx 50$) vers 190-200° C. Parfois la présence d'un élargissement, plus rarement d'un point d'inflexion du pic principal (fig. I98 - b) traduit l'existence d'un deuxième pic très proche du premier.

La courbe de thermoluminescence artificielle comporte un pic principal d'intensité élevée qui débute à basse température (30° C) et dont le maximum se situe à 80-100° C (fig. I94). Un point d'inflexion de la courbe traduit parfois l'existence d'un pic secondaire d'intensité plus faible situé à 250° C.

Pour faciliter les comparaisons, les caractères essentiels des genres Q IV, Q V et Q VI sont réunis dans un tableau. (voir p. 522).

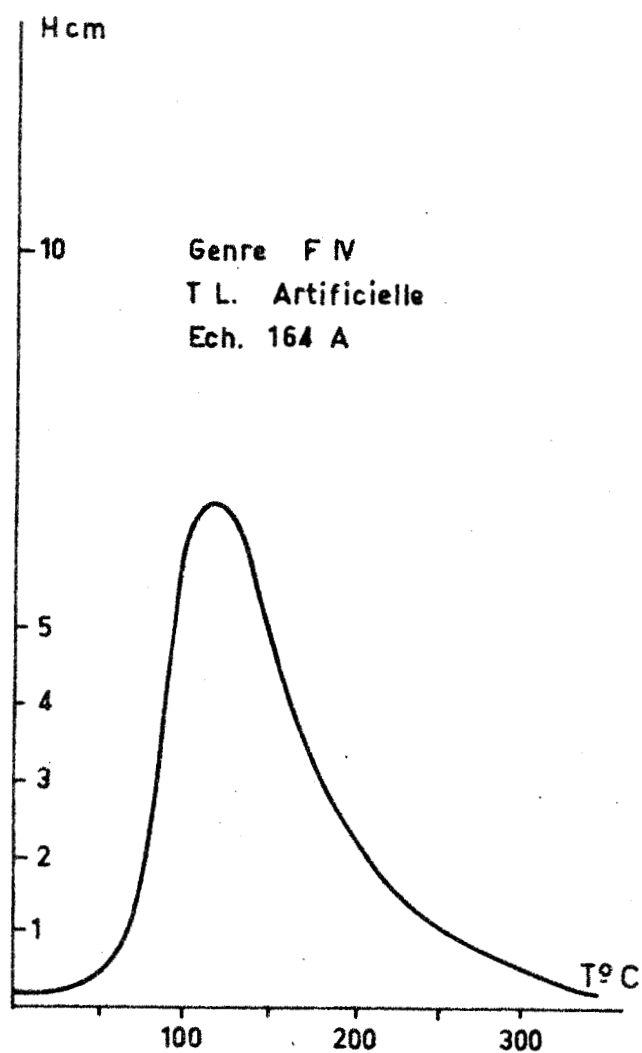
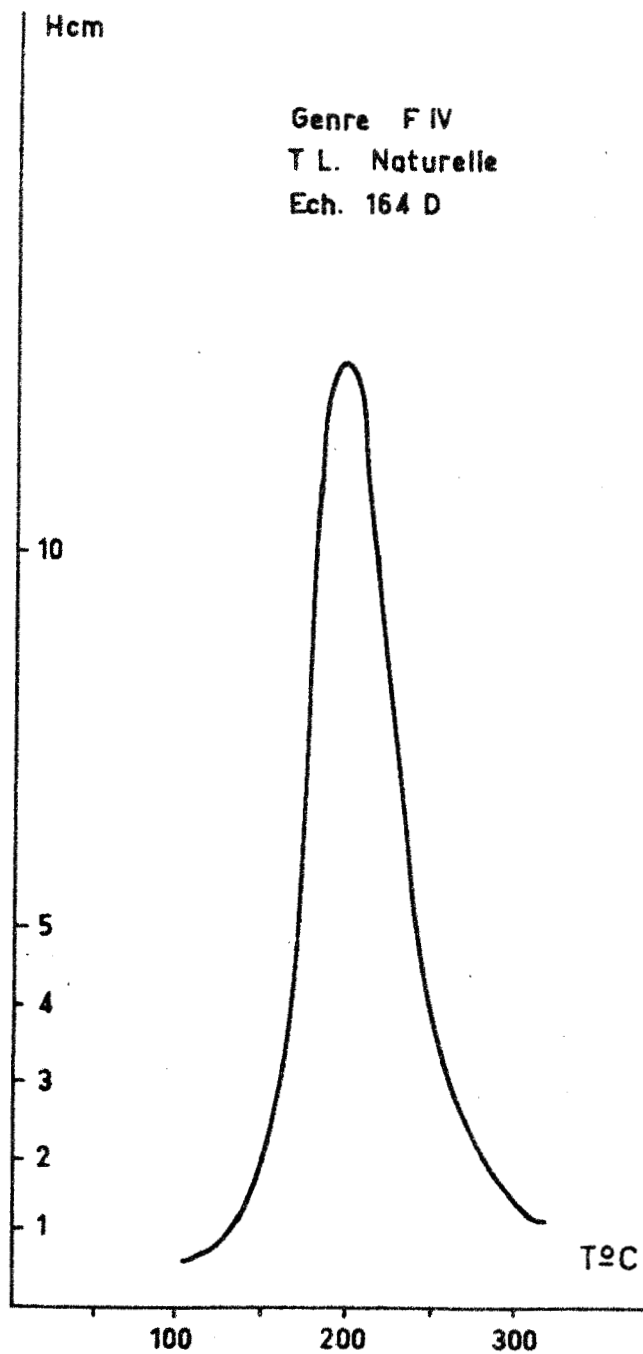


fig. I94 Courbes de thermoluminescence caractéristiques du genre F IV.

Tableau 8 Les principaux genres de courbes de thermoluminescence

Genre	Courbe de thermoluminescence naturelle			Courbe de thermoluminescence artificielle
	R moy.	H moy.	ΔT moy.	
Q IV	élevé (40-50)	moyen (2,5-3,5)	élevé (70-80)	I pic à 80-100° C d'intensité faible (H ≈ 1)
Q V	élevé (40-50)	moyen (2,5-4)	élevé (70-80)	4 pics dont I pic aigu à 50-60° C d'intensité élevée (H = 25-30)
Q VI	élevé (40-50)	élevé (9)	faible (≤ 55)	3 pics intenses H1 > 20 H2 = 10-20 H3 = 5-9 T1 = 60° C T2 = 100° C T3 = 140° C
Q VII	élevé 40-50	moyen 4-5	moyen 50-60	I pic aigu à 50-60° C d'intensité élevée (H = 25-30)

En conclusion, l'étude de plus de 100 échantillons a permis de différencier cinq genres principaux dont 4 sont dus au quartz (Q IV - Q V - Q VI - Q VII) et un au feldspath : F IV.

Comme nous allons le voir, les genres Q V, Q VI et Q VII caractérisent le Numidien et les grès glauconieux des Sicani alors que les genres Q IV et F IV sont présents dans les autres formations :

- flysch permien
- flysch crétacé (Monte-Soro et A.S.)
- molasse oligo-miocène de Reitano

2) Résultats expérimentaux

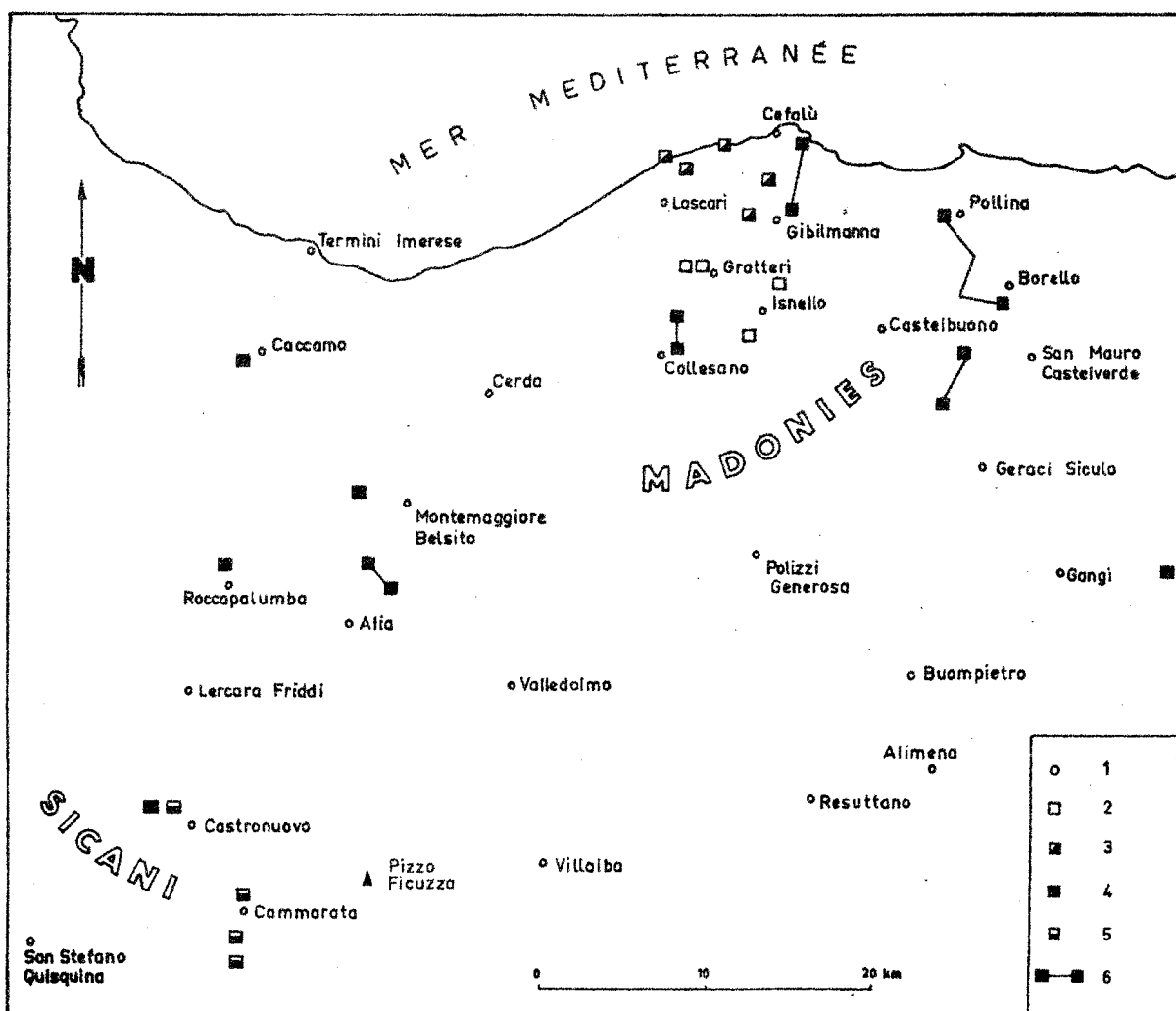


fig. 195 Carte indiquant la position géographique des coupes réalisées et la nature géologique des principales séries étudiées.

- 1 - agglomération;
- 2 - flysch interne (Crétacé supérieur et Eocène);
- 3 - formation de Reitano (Oligo-Miocène);
- 4 - flysch numidien (Oligo-Miocène);
- 5 - formation grésoglaucconieuse des Sicani (Miocène inférieur);
- 6 - tracé schématique des coupes.

Le flysch permien a été échantillonné entre Lercara-Friddi et Roccapalumba.

a) Le flysch numidien externe oligo-miocène

Les échantillons étudiés ont été prélevés sur diverses coupes réalisées d'une part dans les Madonies et d'autre part dans la zone intermédiaire entre les Madonies et les Sicani. L'emplacement des coupes a été choisi de manière à constituer une série complète allant de la base au sommet du Numidien épais de plus de 2000 m. Les échantillons ayant été prélevés sur l'ensemble de la zone d'affleurement du flysch.

I - la première coupe a été faite au NE de Collesano (fig. I02) en partant du Vallone della Mora et en allant jusqu'au Pizzo Giammarusa; elle a permis d'échantillonner les quartzites fins de la partie inférieure du flysch encore appelé Numidien argilo-gréseux (220 B, 94 P-Q) et les grès grossiers de la base du Numidien grés-argileux soit de bas en haut (60 G, 61 A, 68 E-H, 53 G, I08 E-A-D, 67 A-A1).

D'autres coupes ont été réalisées dans le Numidien grés-argileux des Madonies, de la base au sommet de cette série. (Tableau p. 525-526).

Elles se situent :

- 2 - entre Cefalù et Gibilmanna (échantillons n° I09 B, 77 B, 5 A, 73 C-C₁ - D - L - M - M₁ - N; les échantillons sont toujours énumérés de la base (I09 B) au sommet de la série (73 N);
- 3 - entre Borello et Pollina. Dans cette zone, une coupe permet de rencontrer 3 importants niveaux gréseux (P. Broquet, 1964 a). Un échantillon (4I B) a été prélevé sur le niveau supérieur (G 3); I4 C et I4 B proviennent du niveau moyen (G 2) et 86 A du niveau inférieur (G 1).
- 4 - au N de San Mauro Castelverde, à la Contrada Buonanotte (I6 B₁ - B);
- 5 - dans la zone de Geraci Siculo, près du Cozzo Cavolino et plus précisément le long du Vallone dei Molini (P. Broquet, 1962). Les échantillons portent les numéros 24I, 24I₁, 39 B₁, 39 B (niveau G₁ - fig. I32)

Les dernières coupes ont été exécutées dans la zone comprises entre les Madonies et les Sicani :

- I - à l'W de Montemaggiore Belsito, à la Contrada Friscaro, près du Monte Scardilla (224 F - A₁ - A);
- 2 - entre Alia et Montemaggiore Belsito, le long du Vallone Cernigliaro (2I8 I-H-G-F, II3 C);
- 3 - à Roccapalumba au lieu dit La Portella (208 E);
- 4 - au SW de Caccamo (227 A);
- 5 - au NW du Pizzo della Guardia, près de Castronuovo-di-Sicilia. On y rencontre les grès à dragées typiques du flysch numidien reposant sur les grès glauconieux miocènes des Sicani. Les affleurements sont assez mauvais, mais étant donné le cadre tectonique régional, ces grès à dragées, dont le faciès rappelle le Numidien de la zone d'Alia, reposent anormalement sur le Miocène des Sicani; les échantillons prélevés portent les numéros I22 A₃ - A₂ - A₁ - A -

A' - 121 F - F₁ - E₁ - E, 117 G. Etant donné l'aspect chaotique de la formation, ces échantillons ne sont pas dans un ordre stratigraphique.

Echantillon n° d'ordre	H ₁	H ₂	R	Δ T
Z O N E D E S M A D O N I E S				
1) NE de Collesano				
a) Numidien grés-argileux miocène				
67 A-A ₁	1,9	2,4	44,1	85
I08 D	1,5	1,5	50	81
I08 A	1,1	1,7	39,2	85
I08 E	0,8	0,8	50	-
53 G	0,9	0,8	52,9	85
68 H	3,1	6,2	33,3	85
69 E	1,5	1,4	51,7	81
61 A	1,9	2,7	41,3	72
60 G	2	2	50	81
b) Numidien argilo-gréseux oligocène				
94 Q	0,8	0,9	47	90
94 P	0,9	0,9	50	90
220 B	1,1	0,7	61	65
252 D	1,8	1,8	50	70
2) entre Cefalù et Gibilmanna				
73 N	2	1,9	51,2	-
73 M	1,8	2,3	43,9	72
73 M ₁	2,3	2,8	45	77
73 L *	1,2	2	37,5	68
73 D	0,9	0,9	50	75
73 C ₁ *	1,7	2,4	41,4	68
73 C	1,2	1,5	43,6	85
5 A	1	0,8	55,5	78
77 B	1	1,6	33,4	78
I09 B	1,4	1,3	51,8	90

Echantillon n° d'ordre	H ₁	H ₂	R	Δ T
3) entre Borello et Pollina				
4I B	1,2	1,4	46,1	63
I4 C	1,3	1,3	50	60
I4 B	0,9	0,7	56,2	77
86 A *	0,3	0,6	33,3	68
4) au N de San Mauro Castelverde				
I6 B ₁	2,1	2,2	48,8	72
I6 B ₂	3,1	5,6	35,6	68
5) zone de Geraci Siculo				
39 B	1,6	1,7	48,4	85
39 B ₁	1,6	1,2	57,1	65
24 I ₁	1,6	0,9	54	77
24 I	1,2	0,8	60	72
ZONE COMPRISE ENTRE LES MADONIES ET LES SICANI				
I) W de Montemaggiore Belsito				
224 A	1,4	1,7	45,1	63
224 A *	1,5	1,6	48,3	68
224 F	3,4	3,6	48,5	40
2) entre Alia et Montemaggiore Belsito				
II3 C	1,5	1,6	48,3	72
2I8 F *	2	2	50	72
2I8 G	1,9	2,2	46,3	54
2I8 H	20	19	51	18
2I8 I	2,5	3	45,4	42

Echantillon n° d'ordre	H ₁	H ₂	R	ΔT
208 E	5,5	3) Roccapalumba 7	44,4	42
227 A	1,3	4) Caccamo 1,6	44,8	63

Echantillon n° d'ordre	H ₁	H ₂	R	ΔT
I2I E	2,4	2,4	50	68
I2I E ₁	5	6,4	43,8	40
II7 G	2,1	2,2	48,8	72
I22 A	-	1,7	-	-
I22 A *	0,2	1,8	11,1	95
I22 A ₁	4,5	7,2	39,4	54
I22 A ₂	0,6	0,6	50	-
I22 A ₃	4	3,1	56,3	45
I2I F ₁	0,5	1,4	26,3	72
I2I F *	0,2	0,8	20	-

Tableaux 9 Le flysch numidien oligo-miocène

Ces tableaux mettent en évidence la présence des genres QV (espèce QV-1) QVI et QVII. Exceptionnellement dans quelques dragées de quartz apparaît l'espèce QV-2

qui ne diffère de l'espèce QV-1 que par un seul paramètre (voir p. 518). L'espèce QV-1 est largement dominante.

Remarque : Pour les échantillons marqués d'un astérisque, les essais ont été effectués sur un lot de dragées de quartz. Dans certains cas la mesure a été effectuée sur une seule dragée (échantillons marqués de deux astérisques).

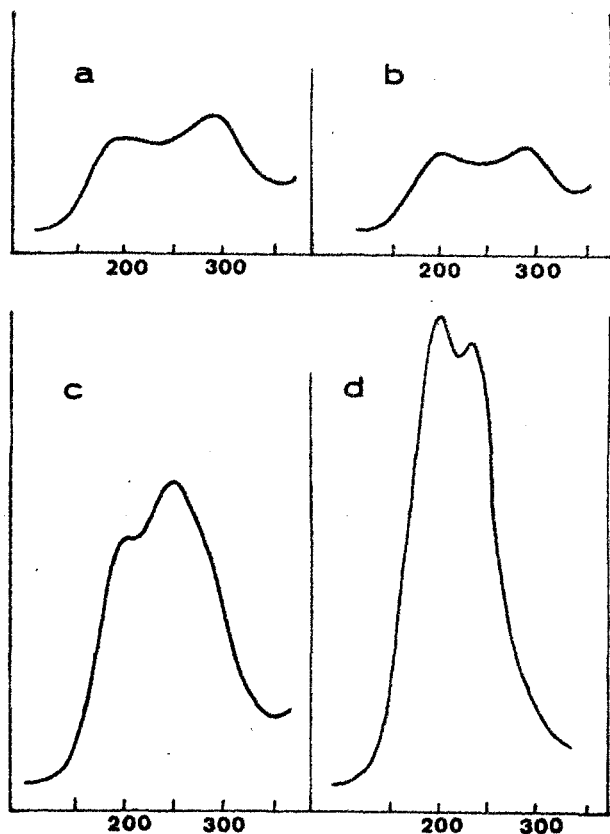


Fig. I96 Courbe de thermoluminescence naturelle : Flysch numidien

- | | |
|-------------------------------------|--------------|
| a - échantillon 67 A-A ₁ | } genre QV-1 |
| b - " 39 B | |
| c - " 121 E ₁ | } genre Q VI |
| d - " 46 A | |

Ces courbes ont été établies à partir d'un échantillon global comprenant des dragées de quartz et le ciment qui les unit. On comparera utilement la courbe d à celle qui a été obtenue sur le même échantillon à partir de dragées de quartz isolées (fig. I97 a). La similitude des courbes montre l'identité qui existe entre le ciment quartzueux et certaines dragées de quartz ce qui indique probablement

qu'ils proviennent d'un même domaine nourricier. Cette remarque est valable pour l'échantillon 224 A (fig. I97 d - e).

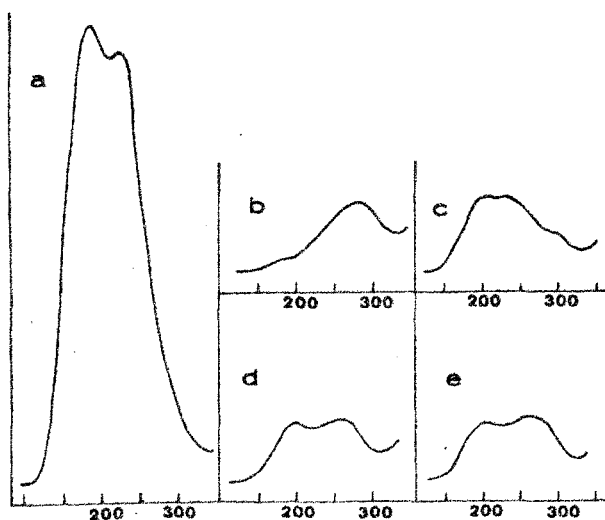


fig. I97 Courbe de thermoluminescence naturelle : Flysch numidien.

- a - dragées de quartz isolées (éch. 46 A) - genre QVI
- b - dragées de quartz isolées (éch. 122 A) - genre QV-2
- c - échantillon 73 N - genre QV-1
- d - dragées de quartz isolées (éch. 224 A) - genre QV-1
- e - ciment quartzeux (éch. 224 A) - genre QV-1

L'échantillon 46 A appartient au Numidien interne alors que tous les autres échantillons (fig. I96-I97) proviennent du Numidien externe.

Remarque

Les sédiments élaborés à partir de plusieurs minéraux détritiques ou d'un seul minéral polymorphe quant à ses propriétés de thermoluminescence donnent des courbes complexes résultant de l'interférence de plusieurs courbes simples.

La courbe de thermoluminescence de certains échantillons du flysch numidien présente 3 pics (190° C, 220° C, 270° C) (fig. I97 - c). Les deux premiers ont une même intensité (présence de QVI), le troisième une intensité plus faible (présence de QV-1).

De tels exemples n'ont cependant été observés que très rarement. Généralement, la courbe de thermoluminescence globale est dominée par le minéral dont l'intensité de thermoluminescence est la plus forte. Ainsi une courbe de thermoluminescence du genre FIV est due soit au seul genre FIV soit à un mélange genre FIV - genre QIV; une courbe de thermoluminescence du genre QVI est due soit au seul QVI, soit à un mélange type QV-1 - type QVI

Nous avons également étudié la partie supérieure du Numidien externe et réalisé deux coupes (fig. I33 et I36).

1) coupe du Vallone Verbaumcaudo (soit de bas en haut 257 B-C₁-C)

2) coupe de la vallée de Lisca (soit de bas en haut les échantillons 277B₁ - B - D₁ - D - G₁).

L'échantillon 274 I a été prélevé au S du Pizzo Pipitone (811 m) près de la Casa Croce sur la feuille au I/25 000 de Sambuchi (n° 250-IV-SE).

Echantillons n° d'ordre	H ₁	H ₂	R	Δ T
277 G ₁	14,4	18,6		40
277 D	13	17,4	42,7	50
277 D ₁	11,7	14,4	44,8	45
277 B	40,2	-	100	-
277 B ₁	13,3	16,5	44,6	35
257 C	6,3	7,1	47	45
257 C ₁	5	5,5	47,6	35
257 B	21,9	-	100	-
274 ₁	12	11,7	50,6	25

Tableau IO La partie supérieure du Numidien externe.

Tous ces échantillons appartiennent au genre QVI à l'exception de 257 B et 277 B qui caractérisent un feldspath ou un quartz d'un nouveau genre qui reste à déterminer.

b) Le Flysch numidien interne

Celui-ci a été échantillonné près de Gangi, à proximité du Monte Barbagiano 80 C et près de Sperlinga (46A et A₁). Ces grès sont très tendres et riches en dragées de quartz.

D'autres échantillons ont été étudiés, ils proviennent d'une coupe réalisée au Balza Falcone (fig. 95) et portent le numéro 248 D à D₃).

Le tableau qui suit met en évidence les genres QVI et QVII. Le genre QVI est nettement prédominant (7 échantillons). Le genre QVII apparaît sur les échantillons 248 D₃ * et 248 D *.

Echantillon n° d'ordre	H ₁	H ₂	R	Δ T
248 D	10,5	11,5	47,8	35-40
248 D ₁	5	5,5	47,6	30
248 D ₂	6	6,5	48	40
248 D ₃	7	7,8	47,3	35
248 D ₃ *	6,1	4,1	59,8	60
248 D*	1	1,6	42,3	65
80 C	3,6	3,8	48,6	32
46 A	3,6	3,7	49,3	45
46 A ₁ *	11,7	19,8	52	35

Tableau 11 Le Numidien interne.

c) Le Numidien intermédiaire

Les échantillons ont été prélevés sur une coupe réalisée au Piano della Chiesa, c'est-à-dire 3,5 km à l'ESE du village de Pollina, sur la feuille au I/25 000 de San Mauro Castelverde.

Le tableau suivant fait ressortir la présence des genres QV (369 E* et 369 E₁); QVI (369 E et 376 D) et QVII (376 D₁). Le nombre d'échantillons étudiés n'est pas suffisant pour établir un pourcentage précis des constituants.

Echantillons n° d'ordre	H ₁	H ₂	R	Δ T
369 E*	8,5	5,6	60,2	80
369 E ₁	10,7	6,8	61,1	65-70
369 E	7,9	7,2	52,3	25-30
376 D ₁	9,6	6,7	58,8	55
376 D	5,8	5,2	52,7	30

Tableau 12 Le Numidien intermédiaire.

d) Les grès glauconieux du Miocène inférieur des Sicani orientaux

Les séries étudiées ont été réalisées :

- 1) sur le flanc oriental du Monte Cammarata (fig. 226) :
 - au Cozzo di Cesaro (131 I-131 A);
 - à la Contrada Piano di Conte (136 H-136 G, 133 A₁) (fig. I22-3);
 - à Cammarata (171 C, 137 D);
- 2) au NW de Castronuovo di Sicilia, à la Contrada S. Caterina (116 Q) et juste au NW du Pizzo della Guardia (117 F-F₁);

Les minéraux détritiques du Miocène inférieur des Sicani sont caractérisés essentiellement par le genre Q VI et très accessoirement par le genre Q VII. On remarquera l'étroite analogie qui existe entre cette formation et la partie supérieure du Numidien externe (voir p. 530).

Echantillons n° d'ordre	H ₁	H ₂	R	Δ T
Flanc oriental du Mont Cammarata				
131 I	2,5	3,2	43,8	45
131 A	2,4	3,2	42,8	54
136 H	1,5	1,6	48,3	55
136 G	3,1	4,4	41,3	42
133 A ₁	6	7,5	44,4	45
171 C ₁	2,5	3,1	44,6	42
137 D	5,8	9,1	39,3	40
Zone de Castronuovo di Sicilia				
116 Q	4,3	4,5	48,8	23
117 F-F ₁	4,2	5,5	43,2	38

Tableau 13 Le Miocène inférieur des Sicani orientaux

e) le Permo-Trias de faciès verrucano des monts Péloritains

Les 7 échantillons étudiés proviennent des monts Péloritains et ont été aimablement fournis par René Truillet que je remercie très vivement.

Position des échantillons :

84 G : unité de Taormina, au S de Floresta;

250I : unité de Taormina, au N de Taormina;

330 I-J-K : unité d'Ali;

248I₁ : unité de Longi-Gallodoro, au N de Taormina.

Echantillons n° d'ordre	H ₁	H ₂	R	Δ T	Genre
84 G	2,8	3,1	47,7	55	QVII
250 I	5,9	6	49,5	55	QVII
330 K	3,2	6,7	32	62	QVII
330 J	4,5	5,2	46,4	70	QV-1
330 J*	4,6	2,9	61,3	60-65	QVII
330 I	2,5	7,3	25,5	60	QVII
236 F	6	7,3	45,1	50	QVI
236 F*	5,5	6,3	46,6	30	QVI

Tableau 14 Le Verrucano des monts Péloritains.

Les genres QVII, QVI et QV sont représentés comme on peut le constater dans le tableau précédent. Accidentellement le genre F IV peut apparaître dans des échantillons situés à l'extrême base de la série.

Le nombre d'échantillons figurant dans le tableau précédent ne permet pas d'établir un pourcentage des constituants, statistiquement valable. On remarque cependant que dans ce tableau, le genre QVII est dominant.

f) La molasse de Reitano (Oligo-Miocène)

Les échantillons étudiés ont été prélevés au S de Cefalù : à la Contrada Prima Croce (165 A, 57 V, 57 W; 61 I) et dans le Vallone dei Gucci (37 C) pour la partie inférieure de la série et à l'W de Cefalù, le long de la côte, de la Contrada Cefalù au Capo Plaia, ainsi qu'à la Contrada il Capo pour la partie supérieure (soit de bas en haut : 76 G, 124 I, 164 A-B-C-D-E-F-G). L'ensemble de la série étudiée a une puissance de plusieurs centaines de mètres.

Les roches détritiques sont principalement représentées par des arkoses et des psammarkoses micacées (notation Michot, 1958).

- Les feldspaths détritiques sont abondants et représentent 65 à 70 % de l'ensemble. Ils sont constitués de feldspaths potassiques (orthose et microcline) et de plagioclases dont les proportions relatives sont généralement variables. L'orthose présente fréquemment des phénomènes de perthitisation. Les plagioclases sont allongés, parfois zonés (faciès typique des roches magmatiques).
- Le quartz représente 20 à 35 % de la roche totale.
- Les phyllites sont représentées par de la muscovite, de la biotite parfois chloritisée.

Les micas sont plus abondants lorsque le grain de la roche diminue. Ils représentent jusqu'à 10 % de la roche totale.

- Certains échantillons renferment de la calcite authigène.
- Parmi les minéraux accessoires, citons le zircon et l'épidote.

Echantillons n° d'ordre	H ₁	H ₂	R	Δ T
164 G	6,6	-	100	80
164 F	7,4	-	100	
164 E	9,1	-	100	
164 D	13,7	-	100	
164 C	10,2	-	100	
164 B	18,7	-	100	
164 A	19,8	-	100	
124 I	5,9	-	100	
76 G	0,6	0,6	50	
61 I	3,9	-	100	
57 W	17,7	-	100	
57 V	12,2	-	100	
165 A	19,8	-	100	
37 C	1	-	100	

Tableau 15 La formation de Reitano (Oligo-Miocène).

Les échantillons sont énumérés de la base (37 C) au sommet de la série (164 G).

Ce tableau met en évidence la présence des genres F IV et Q IV. Nous avons rencontré également quelques quartz d'un genre nouveau qui sera défini ultérieurement. Ces quartz apparaissent, en plus des genres F IV et Q IV dans l'Oligo-Miocène péloritain qui est l'équivalent latéral de la formation de Reitano.

g) Le flysch crétaé

Primitivement attribués au flysch externe (P. Broquet 1964 a) les lambeaux de flysch crétaé qui affleurent dans les Madonies, sous le Panormide mais aussi sur le Numidien externe appartiennent plutôt au flysch interne. Les échantillons étudiés ont été prélevés principalement au NW de Gratteri : au Cozzo Carbone (36 A et 68 D₂) et dans la Contrada tribuna (74 B, 165 C) et à la Contrada Barva d'Oro (165 H-I-J).

Quelques échantillons proviennent également de la région de Polizzi Generosa.

On remarque dans le tableau suivant la présence des genres F IV et Q IV.

Echantillons n° d'ordre	H ₁	H ₂	R	Δ T
36 A'	0,6	0,6	50	77
68 D ₂	0,4	0,4	50	81
74 B	0,2	0,2	50	81
165 C	0,9	0,9	50	81
165 D	0,5	-	100	-
165 E	1,5	1,4	51,7	72
165 F	0,7	0,8	46	72
165 G	3,5	-	100	-
165 H	0,2	0,2	50	81
165 I	2,4	-	100	-
165 J	0,3	0,3	50	-

Tableau 16 Le flysch interne (Crétaé).

- flysch crétacé externe ou Monte-Soro

Celui ci a été échantillonné par G. Duée dans les monts Nebrodi (voir P. Broquet et J.M. Charlet, 1965, p. 37). Les échantillons D 13 I - D 22 D et D 13 A proviennent des niveaux albo-aptiens de la région située au S de Galati-Mamertino.

	N° d'ordre	H ₁	H ₂	R	Δ T
Crétacé supérieur	D 64 N	0,6	0,5	54,5	72
	D.I64 F	2,3	-	100	-
Albo- Aptien	D.I3 A	1,9	-	100	-
	D 22 D	2,2	-	100	-
	D I3 I	2,8	1,8	60	70

Tableau 17 Flysch crétacé externe (Monte Soro) des monts Nebrodi.

Les échantillons D 22 D - I3 A - I64 F correspondent au genre F IV, alors que D 64 N et D I3I indiquent le genre Q IV.

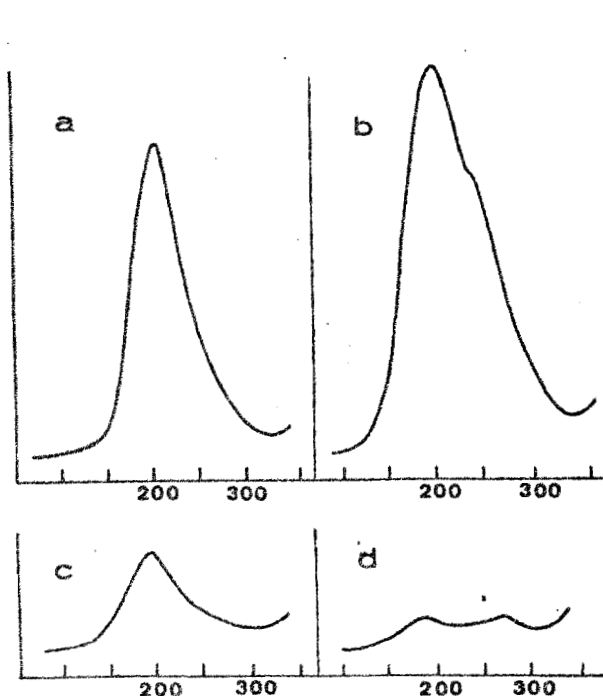


fig. 198 Courbes thermoluminescence naturelle.

Formation de Reitano	{	a) échantillon 165 A	{	genre F IV
		b) " 164 E		
Flysch crétacé (A.S.)	{	c) " 165 I	→	genre F IV
		d) " 165 F	→	genre Q IV

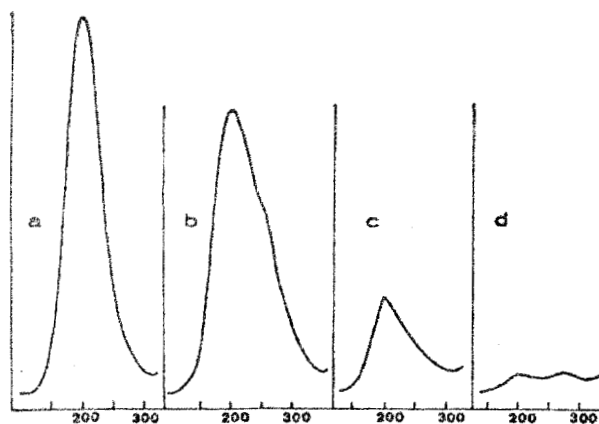


fig. 199 Courbe de thermoluminescence naturelle.

Formation de Reitano :

a - échant. 164 D-arkose à 75 % de plagioclases; genre F IV;

b - échant. 164 C-arkose à 60 % de feldspaths

30 % environ de plagioclases

30 % environ de feldspaths potassiques; genre F IV.

Flysch crétacé (A.S.) :

c - échant. 165 G - quartzite feldspatique à 22 % de plagioclases; genre F IV;

d - échant. 165 F - quartzite à 2-3 % de plagioclases; genre Q IV.

h) Le flysch permien des Sicani orientaux

Il a été échantillonné près du Pizzo Colobria, dans le Vallone San Antonio (fig. 6) : Echantillon 268 I; dans le val Riena (2670); dans la Contrada Le Rocche : 276 A-B (fig. 6); au Pizzo Parrino (622 m) : 238 D - D₁ - D₂; à la Contrada Balatelle (218 B - D et 201 I - J) (fig. 6).

Le genre Q IV est représenté dans l'échantillon 201 I; mais on peut constater que le genre F IV est très fréquent puisqu'il apparaît dans tous les autres échantillons.

Echantillon n° d'ordre	H ₁	H ₂	R
268 I	17	-	100
267 O	7,5	-	100
276 B	12	-	100
276 A	10	-	100
238 D	4,5	-	100
238 D ₁	11,3	-	100
238 D ₂	4,4	-	100
218 B	1,6	-	100
218 D	2,2	-	100
201 J	1,5	-	100
201 I	0,3	0,3	50

Tableau 18 Le flysch permien des Sicani orientaux

Le Permien des Sicani est donc caractérisé par les genres Q IV et F IV.

Pour faciliter les comparaisons, un tableau indique les genres reconnus dans chaque formation et leurs pourcentages relatifs.

Formations	Permo-Trias à faciès Verrucano	Numidien interne Mioc. inf.	Numidien inter-méd. Mioc. inf.	Numidien externe Oligocène Mioc. inf.	Partie supérieure du Numidien externe. Série de la vallée de Lisca. Burdigalien p.p.	Grès glauconieux des Sicani Mioc. inf. (Aquit. (1) Burdigalien)	Flysch permien des Sicani	Flysch externe crétacé à Eocène	Flysch interne crétacé	Molasse de Reitano (Oligo-Miocène)
F IV							■	■	■	■
Q IV							■	■	■	
Q V-1	■		■	■						
Q V-2										
Q VI	■	■	■		■					
Q VII	■	■	■	■						

Tableau 19 Répartition des différents genres de Quartz et de Feldspath. Les pourcentages relatifs sont indiqués par des bandes noires.

3) Répartition quantitative des différents genres de quartz et de feldspaths. Tableau récapitulatif.

Nous grouperons :

- le flysch permien, le flysch crétacé et la formation de Reitano, caractérisés par la présence des genres F IV et Q IV;
- le Verrucano, le flysch numidien et la formation oligo-miocène des Sicani, caractérisés par la présence des genres Q V + Q VI et Q VII.

4) Principaux résultats obtenus dans les Madonies et les Sicani

Plusieurs formations sont caractérisées par les mêmes genres de courbes de thermoluminescence et, en conséquence, leur matériel détritique provient très vraisemblablement d'une même patrie nourricière ou de plusieurs patries identiques, séparées ou non, qui ont fourni ce matériel détritique à 3 époques différentes. Il suffit de regarder le tableau récapitulatif de la page précédente pour constater qu'il s'agit :

- du flysch permien
- des flyschs crétacés interne et externe
- de la molasse oligo-miocène de Reitano.

Les genres FIV et QIV qui caractérisent ces formations sont en proportion variable et on constate que le genre F IV est plus abondant au Permien qu'au Crétacé ce qui pourrait laisser penser :

- que les flyschs mésozoïques remanient le Permien;
- ou que dès le Permien des termes assez inférieurs de la série métamorphique étaient érodés alors qu'au Crétacé seuls les termes les plus supérieurs, les moins métamorphisés, donc les moins riches en feldspaths étaient attaqués par l'érosion. A partir de cette époque, l'érosion progressive du domaine nourricier métamorphique permettrait d'expliquer que les séries métamorphiques feldspathiques soient activement érodées à l'Oligo-Miocène.

D'après les travaux de G. Duée (1962) et L. Ogniben (1963) il semblerait que la formation de Reitano ait été alimentée par le domaine péloritain. G. Duée a remarqué à la base de la formation de Reitano des conglomérats dont les élé-

ments constitutifs proviennent des monts Péloritains. A la suite de cette observation et en tenant compte des résultats de la thermoluminescence, on peut donc penser qu'une province à caractères péloritains a alimenté :

- le flysch permien des Sicani;
- les flyschs crétacés interne et externe, l'apport se maintenant dans ce sillon jusque dans l'Eocène;
- la molasse oligo-miocène de Reitano.

Ceci appelle plusieurs remarques paléogéographiques importantes à commencer par l'âge de la cordillière péloritaine qui serait donc, si l'on suit le raisonnement précédent, anté-permien puisqu'elle alimentait dès le Permien inférieur semble-t-il, un sillon situé au Sud et dans lequel se sédimentait un flysch. Ensuite, cette cordillière ne jouerait à nouveau son rôle de province alimentatrice qu'entre le Crétacé inférieur et le Miocène inférieur.

D'autres formations sont également caractérisées par un même type d'apport quartzeux, il s'agit

- du Permo-Trias à faciès Verrucano;
- du Numidien interne, intermédiaire et externe;
- des grès glauconieux des Sicani.

Une remarque importante relative à ces formations s'impose :

- la nature des quartz est différente de celle qui a été caractérisée dans les formations qui admettent, semble-t-il, une source de type péloritain et par conséquent cet apport évoque l'existence d'un domaine nourricier fondamentalement différent. Il faut donc préciser la nature de ce domaine nourricier.

Considérons les constituants du Verrucano et des Numidiens interne, intermédiaire et externe. Nous constatons une étroite analogie, ce qui suggère deux explications :

- 1) Le Numidien admettrait le même domaine nourricier que le Verrucano;
- 2) Le Numidien tirerait son matériel détritique du Verrucano qui serait en quelque sorte resédimenté.

L'étude sédimentologique qui tend à prouver que le matériel du Numidien est réélaboré, nous entraîne à choisir la seconde explication. Ainsi le Numidien prendrait son quartz dans le Permo-Trias de faciès Verrucano. Reculant dans le

temps, on peut s'interroger : quel était le domaine nourricier du Verrucano ? Nous ne le connaissons pas encore, mais il est vraisemblable que des études futures nous l'indiquerons, s'il existe encore. Il s'agirait très probablement d'une très vaste patrie au N du domaine pélcritain.

Les grès glauconieux des Sicani contiennent un fort pourcentage du genre Q VI et nous avons évoqué (P. Broquet et J.M. Charlet, 1965) la possibilité de deux sources pour les genres Q VII et Q VI afin d'expliquer pour quelle raison la proportion $\frac{Q VII + Q VI}{Q VI}$ allait en diminuant vers la bordure externe du bassin du Numidien externe et des Sicani. Pour cela nous admettions que les grès glauconieux des Sicani avaient rigoureusement le même âge que le Numidien grés-argileux externe, or il n'en serait rien. Comme nous l'avons expliqué dans le chapitre stratigraphique, il semble au contraire que les grès glauconieux des Sicani correspondent à la partie supérieure du Numidien externe grés-argileux, c'est-à-dire à la série de la vallée de Lisca (voir fig. I33). Ceci est confirmé par les études de thermoluminescence qui montrent une étroite analogie qualitative et quantitative, entre les constituants des grès glauconieux des Sicani et des grès de la partie supérieure du Numidien externe (série de la vallée de Lisca),

A la lumière de cette précision, il n'est plus nécessaire d'évoquer l'existence de deux sources opposées. En effet, si les genres Q VII et Q VI se sont répartis sélectivement dans le sillon du Numidien interne, intermédiaire et externe dont les séries sont de même âge, ces genres Q VII et Q VI se sont répartis en pourcentages variables dans la partie supérieure du Numidien externe et dans le bassin des Sicani, c'est-à-dire lors du comblement du bassin. On peut alors constater que les pourcentages sont voisins de ceux du Numidien interne. Ceci peut s'expliquer en admettant que le sillon du Numidien interne comblé, alimentait peut-être à l'Aquitaniens (?) - Burdigalien p.p., un bassin plus externe. Dans cette hypothèse, le matériel détritique serait réélaboré une nouvelle fois. De nouvelles conditions d'érosion et de sédimentation contribueraient à engendrer un matériel mieux trié, mieux classé (voir le chapitre réservé à l'étude granulométrique), plus fin et les dragées de quartz seraient peut-être finement broyées ce qui expliquerait qu'on ne les retrouve plus dans la partie supérieure du Numidien externe (série de la vallée de Lisca) et dans les grès

glauconieux des Sicani. Cette explication peut se résumer dans les figures suivantes.

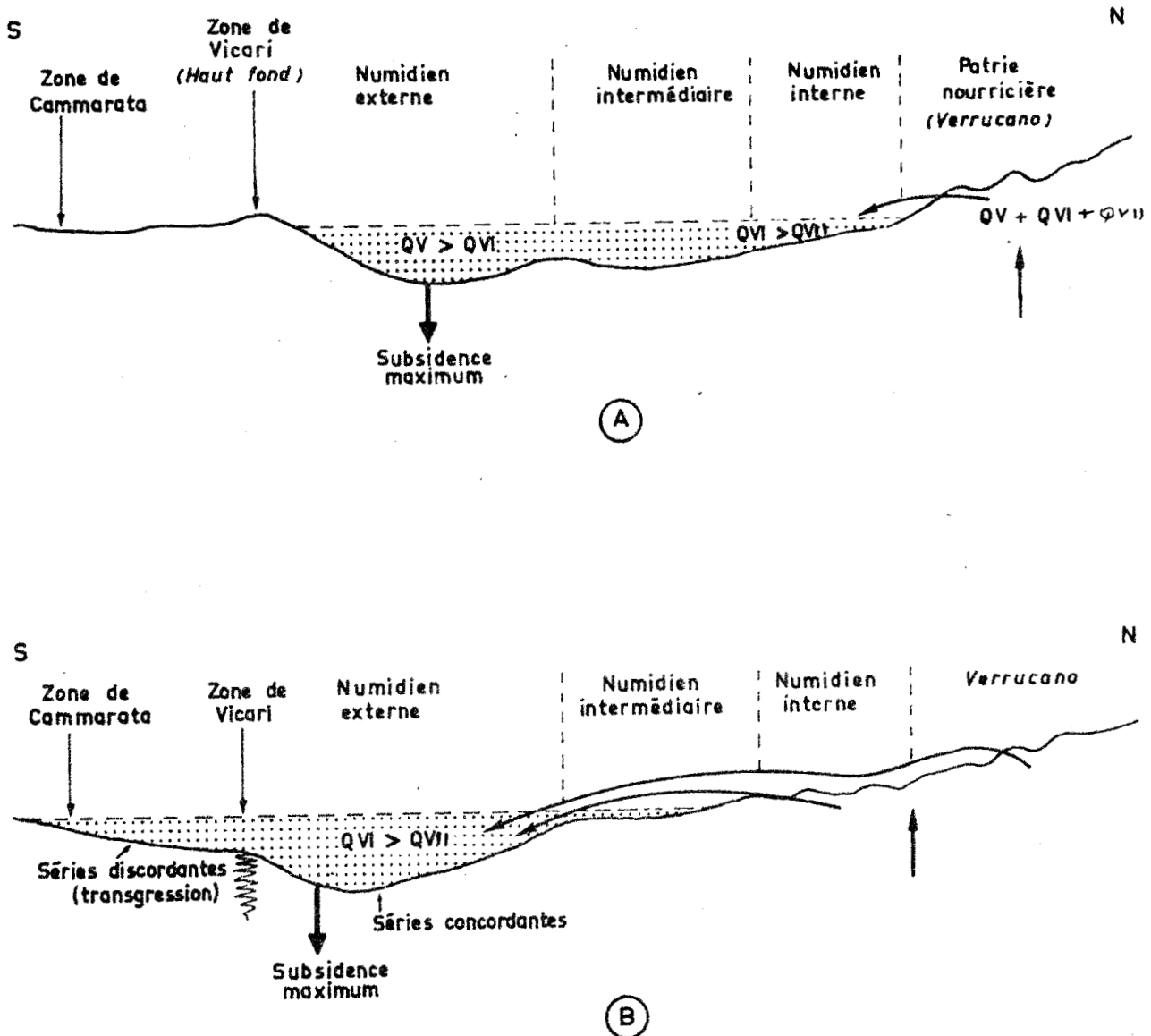


fig. 202 Reconstitution paléogéographique hypothétique :

- A - du sillon du Numidien au Miocène inférieur basal (Aquitaniens ?)
- B - du sillon du Numidien lors de son comblement (Burdigalien p.p.).

Au Burdigalien le haut-fond de Vicari s'estompe et le sillon, par suite d'une légère migration de l'axe de subsidence, se déplace légèrement vers le Sud. Au Nord, le domaine nourricier correspond, peut être encore au continent constitué par le Verrucano auquel s'ajouterait le domaine du Numidien interne dont le bassin de sédimentation comblé est peut-être exondé.

5) Résultats sommaires obtenus hors de Sicile

Une étude semblable à celle que nous venons de développer en Sicile est entreprise à l'échelle de la Méditerranée occidentale par l'équipe du Professeur Caire. Cette étude fera l'objet d'une publication future à laquelle le lecteur pourra se reporter.

Les formations étudiées à l'échelle de la Méditerranée occidentale correspondent à celles que nous avons évoquées en Sicile. Pour notre part, nous avons échantillonné, au cours d'une excursion dirigée par A. Caire et M. Durand-Delga, le Verrucano en Algérie (Beni-Amrane (2C) - Chabet el Ameur (2E) - Palestro (2D) - Djurdura); les grès de faciès Guerrouch dans le Djurdura sur la route Kouibal-Maillot. Le Numidien près d'Arbatache (1D) et dans le Djebel Tifileout au S de Tizirt (3B).

Je me suis rendu également en Tunisie où sur les conseils de H. Rouvier j'ai pu échantillonner le Numidien à Tabarka, dans le Djebel Dardyss et les grès du Chérichira à Korbous et Kélibia.

a) Algérie

1) Permo - Trias (Verrucano)

Echantillons n° d'ordre	H ₁	H ₂	R	Δ T
2 E	2,7	3,6	42,8	60
2 D'	3,8	8	32,2	60
2 C	5,2	11	32	65
5 A	11,9	8	59	55

Tableau 20 Le Verrucano d'Algérie

Les échantillons indiqués appartiennent au genre Q VII. D'autres échantillons ont révélé la présence de QV-1, QVI, ainsi que de quelques genres nouveaux qui seront définis ultérieurement.

2) Numidien

Echantillons n° d'ordre	H ₁	H ₂	R	Δ T
3 B	2,7	2,5	51,9	75
3 B *	5,5	4,6	54,4	65
1 D	4,6	5,7	44,6	75
1 D ₁	3,3	3,9	45,8	75
1 D ₂	3,5	4,2	45,4	45

Tableau 21 Le Numidien d'Algérie.

Le genre QV-1 est dominant, le genre QVI est également représenté.

3) Grès de faciès Guerrouch (flysch crétacé).

Echantillons n° d'ordre	H ₁	H ₂	R	Δ T
10 A	2,8	1,5	65,1	75-80
10 C	2	1,6	55,5	65
10 D	2	1,2	62,5	70
6 B	4,6	5,2	46,9	50

Tableau 22 Grès de faciès Guerrouch.

Trois des échantillons étudiés appartiennent au genre QV-1 comme l'ont prouvé les courbes de thermoluminescence artificielle. Il ne peut s'agir du genre QIV, 6. B correspond au genre QVII. Cette formation a des constituants semblables à ceux du flysch numidien, en conséquence, elle admettrait probablement la même patrie nourricière (ou une patrie nourricière du même type).

b) Tunisie

Numidien

1) Coupe de Tabarka

Echantillons d'ordre	H ₁	H ₂	R	Δ T
I4 D *	3,7	2,6	58,8	50
I4 C *	4	3,3	55	40
I4 B	7,4	7,4	50	30
I4 A *	4,4	3,3	57,1	40

Tableau 23 Numidien de Tabarka

2) Coupe du Djebel Dardyss

Echantillons n° d'ordre	H ₁	H ₂	R	Δ T
I5 E	8,9	11,1	44,4	30
I5 D	5,5	5,9	48,3	30
I5 C	10,7	13,7	43,9	30
I5 B	9,6	11,8	44,8	30
I5 A	9,6	12,2	44	40

Tableau 24 Numidien du Djebel Dardyss

Les échantillons étudiés appartiennent tous au genre QVI. Cette étude nous révèle une composition très semblable des Numidiens de Tabarka et du Djebel Dardyss.

Il reste à savoir si les grès du Chérichina peuvent admettre une même patrie nourricière que le Numidien, en un mot, sont-ils constitués du même genre de quartz ?

Grès du Chérichira

1) Coupe de Korbous

Echantillons n° d'ordre	H ₁	H ₂	R	Δ T
I6 G'	I7	22,9	42,5	35
I6 G	II,8	I4,4	45	35
I6 F	I3,3	I8,8	4I,3	40
I6 E	I8,5	27,7	40	40
I6 D	20,7	29,6	4I,I	40
I6 D'	I8,5	29,6	38,4	40
I6 B	7,4	IO,4	4I,6	45

Tableau 25 Grès du Chérichira (Korbous)

2) Coupe de Kélibia

Echantillons n° d'ordre	H ₁	H ₂	R	Δ T
I7 G	I3,3	I5,I	46,7	50
I7 F	7	8,I	46,3	50
I7 E	6,6	9,I	45	50
I7 D	6,6	7	48,6	50
I7 C	8,9	IO,3	46,I	50
I7 B *		I,8	0	
I7 B **		I,5	0	
I7 B ₁ *		I,5	0	
I7 B	5,5	6,6	45,4	55
I7 A	4,8	5,5	46,4	50

Tableau 26 Grès du Chérichira (Kélibia)

Comme pour le Numidien, le genre QVI est presque exclusivement représenté. Le genre QVII apparaît également.

En conclusion, on constate que les grès du Chérichira et du Numidien de Tunisie sont composés d'un même matériel détritique qui, de plus, est comparable à celui du Numidien et de ses équivalents de Sicile. Ceci nous conduit à admettre une même patrie nourricière pour toutes ces formations.

IV) CONCLUSIONS GENERALES

Les études sédimentologiques appliquées aux formations détritiques siciliennes se sont révélées efficaces. Elles nous ont permis de mettre en évidence :

- 1) que le matériel détritique du flysch numidien provient d'une patrie septentrionale;
- 2) que ce matériel, issu de la marge septentrionale du sillon numidien a été réparti, transporté par des courants longitudinaux dont la direction moyenne est WNW → ESE.

Une méthode d'étude nouvelle, qui en est par conséquent au stade expérimental et doit encore être éprouvée, s'est dans le cadre de notre travail, révélée efficace. En effet, à partir des courbes de thermoluminescence, il nous a été possible d'apporter des arguments nouveaux relatifs à l'origine du matériel détritique des formations sédimentaires de notre secteur d'étude. C'est ainsi que le flysch permien des Sicani, les flyschs crétacés interne et externe la molasse oligo-miocène de Reitano semblent tirer leur matériel détritique d'un domaine équivalent à celui des actuels monts Péloritains. Par contre, les Numidiens interne, **intermédiaire**, externe et les grès glauconieux des Sicani tirent leur quartz d'une patrie **fondamentalement différente** qui nous semble être le domaine d'affleurement du Verrucano (Permo-Trias), comme tend à le prouver l'identité des constituants du Numidien et du Verrucano. Ceci est compatible avec l'étude sédimentologique qui a indiqué que le Numidien provenait d'un sédiment déjà élaboré.

Le domaine d'affleurement du Verrucano était certainement ultra-péloritain, mais il pouvait peut-être se développer également au S des Péloritains quoique rien ne le prouve actuellement. Cette position du domaine du Verrucano entraîne deux hypothèses.

- 1) Si le Verrucano est ultra-péloritain (fig. 203) on doit en déduire que le Numidien se dépose de part et d'autre du domaine péloritain discontinu, amygdalaire qui ne peut s'opposer au passage du quartz numidien. Dans ce cas la formation de Reitano se déposerait dans des bassins paraliques liés aux amygdales péloritaines et empiétant sur le domaine des A.S. Dans cette hypothèse la formation de Reitano mériterait bien le qualificatif de molasse.
- 2) Si le Verrucano est en partie extra-péloritain (fig. 204) on peut concevoir une alimentation vers le S du Numidien à partir d'un domaine hypothétique à matériel Verrucano (Socle panormide ?). Le Reitano alimenté par le domaine péloritain pourrait alors constituer un véritable sillon parallèle à celui du Numidien. Dans le cas de cette hypothèse cylindriste, il s'agirait peut-être d'un flysch.

D'après cette reconstitution paléogéographique, on pourrait également imaginer que le socle du Panormide alimentait vers le Sud le Numidien externe et vers le Nord les Numidiens intermédiaire et interne, mais où serait alors la barrière entre le Reitano et le Numidien interne ?

Les travaux de l'équipe du Professeur Caire sont plutôt en faveur de la première hypothèse. Il est très intéressant de signaler qu'en Algérie les faciès du Numidien et de l'équivalent du Reitano passent latéralement l'un à l'autre (A. Caire, 1957), ce qui irait peut-être dans le sens de la première hypothèse. En effet, si le Reitano s'est déposé dans des bassins paraliques amygdalaires, ceux-ci devaient, en certains points, communiquer avec le vaste sillon qui les entourait.

On n'a jamais observé de Verrucano en position extra-péloritaine mais à la vérité on ne connaît rien du substratum anté-carnien des séries comprises entre le domaine péloritain et la zone de Sclafani et l'hypothèse de A. Caire (1961) qui consiste à voir le socle du Panormide alimenter le Numidien est très vraisemblable.

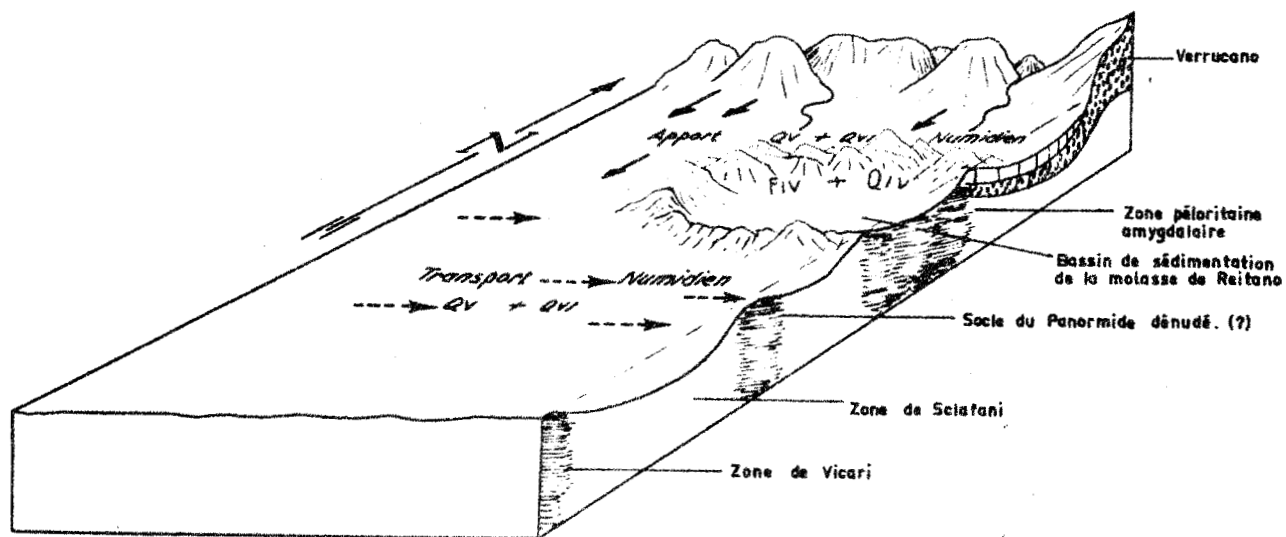


fig. 203 Reconstitution paléogéographique au Miocène inférieur.
Première hypothèse.

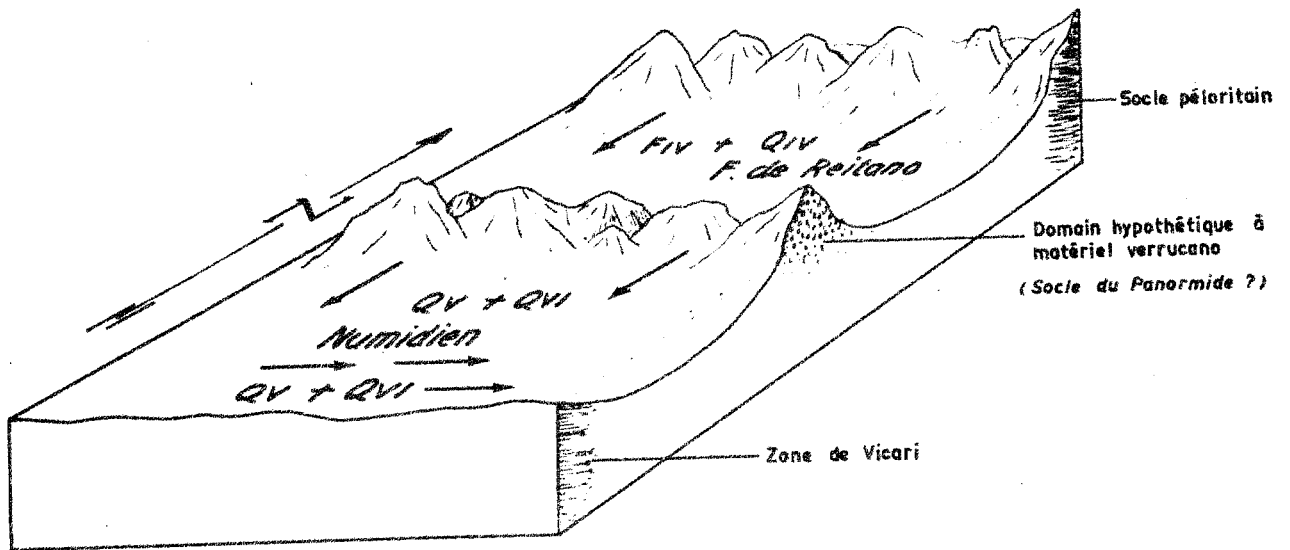


fig. 204 Reconstitution paléogéographique au Miocène inférieur.
Seconde hypothèse.

A. Caire (1961, p. 167) écrit que "l'on peut envisager que le socle panormide, débarrassé de sa couverture décollée et glissée à l'état de klippes sédimentaires, ait continué à se soulever **et ait** fourni des dragées de quartz, par érosion de terrains cristallins ou de formations de type verrucano". Mais A. Caire précise qu'il n'est certes pas question que tout le quartz du Numidien provienne du substratum de la seule couverture panormide connue en klippes sédimentaires. C'est pourquoi dans le livret-guide de l'excursion en Sicile (1967), la terre nourricière du Numidien gréseux comprend le socle panormide "et ses équivalents". Dans ce cas on pourrait même envisager que le socle du Panormide extra-péloritain au niveau des Madonies contourne ce domaine péloritain et que ses équivalents se relient vers le Nord à un domaine ultra-péloritain. Cette solution serait un compromis entre les deux reconstitutions proposées sur les figures 203 et 204.

Toutes ces hypothèses montrent bien la difficulté du problème posé, mais s'il fallait absolument choisir, ma préférence irait à la première suggestion (fig. 203).