



HAL
open science

Etude stratigraphique du Rhétien du Sud-est de la France : (Bordure du Massif Central et Dauphiné)

Marie-Claire Lebouche-Bernet-Rollande

► **To cite this version:**

Marie-Claire Lebouche-Bernet-Rollande. Etude stratigraphique du Rhétien du Sud-est de la France : (Bordure du Massif Central et Dauphiné). Stratigraphie. Université Paris Sud - Paris XI, 1972. Français. NNT: . tel-00799274

HAL Id: tel-00799274

<https://theses.hal.science/tel-00799274>

Submitted on 12 Mar 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

ORSAY

Série :

N° d'ordre :

M. Leuché

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ DE PARIS-SUD

(CENTRE D'ORSAY)

pour obtenir le grade de DOCTEUR ÈS-SCIENCES

par

Marie - Claire Lebouché — Bernet-Rollande

Etude stratigraphique du Rhétien du Sud-est de la France

(Bordure du Massif Central et Dauphiné)

Soutenue le *26 avril 1972* devant la Commission d'examen

F. ELLENBERGER

Président

J.-H. BRUNN

S. DUPLAIX

J. RICOUR

} Examineurs

ORSAY
Série :
N° d'ordre :

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ DE PARIS-SUD
(CENTRE D'ORSAY)

pour obtenir le grade de DOCTEUR ÈS-SCIENCES

par

Marie - Claire Lebouché — Bernet-Rollande

Etude stratigraphique du Rhétien du Sud-est de la France

(Bordure du Massif Central et Dauphiné)

Soutenue le

devant la Commission d'examen

F. ELLENBERGER	Président
J.-H. BRUNN	} Examineurs
S. DUPLAIX	
J. RICOUR	

AVANT PROPOS

Le sujet de ma thèse : le Rhétien du Sud-Est de la France (bordure du Massif-Central, Dauphiné) prolonge un diplôme d'études supérieures entrepris au laboratoire de Monsieur le Professeur Ellenberger.

Si j'ai eu le goût de la géologie, puis la vocation de géologue, c'est au Professeur P. Pruvost que je les dois. Des leçons de ce maître incontesté de la stratigraphie, j'ai retenu que les faits bruts n'acquièrent de signification que de l'idée qui en jaillit; et j'ai lentement compris la stérilité de vaines accumulations de données amassées par devoir. Avec lui j'ai constaté que la pensée doit se contrôler elle-même sans relâche, affaire d'esprit critique et, disons-le aussi avec ce Professeur aimé et regretté, affaire de pudeur et d'humour.

Mademoiselle Duplaix m'a encouragée et conseillée avec sa bienveillance coutumière, au cours d'une étude dont la finalité, pendant les premières années, me paraissait imprécise. Elle sut me montrer que la quête acharnée d'informations sur le terrain, en laboratoire et dans les travaux antérieurs ferait surgir le fil directeur de l'entreprise. Comme parrain au C.N.R.S. son aide scientifique et morale me fut précieuse; qu'elle trouve ici le témoignage de ma reconnaissance.

Vivre dans le laboratoire du Professeur Ellenberger est un honneur et un plaisir dont je mesure le prix. Curieux de tout, Monsieur F. Ellenberger s'intéressa d'emblée à mon travail, m'accueillit dans son laboratoire, m'associa à ses travaux de terrain et me fit profiter de son immense culture. Avec un oeil de tectonicien, il sut me montrer l'intérêt que l'on pouvait tirer de l'étude d'une période des temps géologiques capitale dans l'histoire de l'Europe. Sa gentillesse et sa délicatesse m'ont permis de surmonter les découragements devant l'accumulation des faits, des données. Il sut m'arré-

ter, lorsque je me lançais dans des voies qu'il savait stériles. Je lui dois des incitations discrètes, jamais contraignantes et de ce fait infiniment précieuses, qui me permirent souvent de "redresser la barre". Enfin je lui sais gré d'avoir pris tant d'intérêt efficace aux différentes étapes de la rédaction de ce mémoire.

La stratigraphie du Trias français a été revue par Monsieur J. Ricour; il a bien voulu juger ce travail qui prolonge le sien dans un secteur géographique bien déterminé. Je lui en suis très reconnaissante.

A l'Université d'Orsay, le Professeur J.H. Brunn enseigne la stratigraphie. C'est donc tout naturellement à lui que je me devais de présenter les résultats de mes travaux; je le remercie d'avoir bien voulu accepter de connaître et de juger cette thèse.

Travailler pendant plusieurs années dans un laboratoire n'est possible, agréable et fructueux que si quelques collègues et amis se cotoient, échangent des idées, des impressions et par boutade, ou par système, reconstruisent le monde et sa géologie. Le mouvement de la pensée est indispensable à l'étude d'un sujet particulier et à sa mise en perspective. D'être associé à des tectoniciens, à des stratigraphes, penchés sur des problèmes souvent bien différents rend l'esprit curieux de disciplines qui en toutes autres circonstances auraient été négligées. Mes amis P. Freytet, J.C. Plaziat, F. Orszag, appartiennent à l'équipe qui entoure F. Ellenberger. Je leur suis reconnaissante d'être ce qu'ils sont, de leur aide précieuse, du climat qu'ils font régner; lors de la finition de ce travail, j'ai pu mesurer l'ampleur de leur dévouement et il est difficile de dire à quel point je les en remercie.

J'ai été initiée au lever stratigraphique précis et même minutieux par Monsieur F. Ellenberger et ses collaborateurs. Dans les Alpes j'eus la chance insigne d'être dirigée par Monsieur M. Lemoine dont la connaissance des hautes chaînes du Briançonnais est universellement reconnue. Il me désigna les coupes les plus propices et m'enseigna les règles indispensables au travail dans les hauts alpages.

Hors du laboratoire j'ai recueilli des informations, confronté des résultats et des opinions avec des maîtres et des confrères. Madame Lefavrais à qui la couverture du Massif-Central est si familière me fournit de nombreux documents, me suggéra des voies de recherche. Monsieur le Professeur G. Lucas examina plusieurs de mes lames minces et mit à ma disposition sa profonde connaissance de la pétrographie sédimentaire. Monsieur L. Courel dont l'étude du Trias sur les marges du Massif-Central était parallèle à la mienne, a pendant sa thèse discuté avec moi de problèmes communs. Messieurs Palut et Macquar me firent profiter des informations recueillies par l'équipe du Professeur Dars chargée de l'action concertée sur programme Plomb-Zinc. Monsieur Loboziak accepta très aimablement la tâche délicate d'extraction et de détermination de la microflore. A tous j'exprime ma reconnaissance.

Mener à bien la rédaction d'un travail de thèse, chacun de mes prédécesseurs le sait, nécessite la connivence de toute une équipe. D'elle dépend que les miracles nécessaires se réalisent et surtout qu'ils s'accomplissent dans les sourires ou les récriminations, l'aigreur ou la sympathie. La réalisation de ce mémoire a été menée à bien, dans l'effervescence certes grâce à l'amabilité et la gentillesse de tous. La frappe est due à la diligence efficace de Madame Coquelle. M. Prouvost, dessinateur, traça la lettre des colonnes stratigraphiques dressées par mes soins et redessina les cartes. M. Coquelle a tiré les photos reproduites ici, il assura également la gravure des plaques offset et conduisit l'impression de l'ensemble. Sa compétence technique et son acharnement patient ont compensé largement la modestie des moyens utilisés. Les typons sortent du laboratoire de M. Mémin qui en contrôla l'exécution avec son savoir-faire coutumier. Les références bibliographiques ont été standardisées, vérifiées et je dois l'avouer, rectifiées par Mademoiselle M. Cohen. Je ne voudrais pas que la réalisation du mémoire me fasse oublier qu'il a été lentement élaboré dans la vie quotidienne de tout un laboratoire. A ce titre Madame Pelletier me facilita la tâche de tous les instants; M. Klein avec sa grande amabilité et une habileté bien connue confectionna les centaines de lames minces que j'ai analysées. A eux et à tous ceux qui, par leur dévouement de chaque jour m'ont permis de travailler avec plaisir je

dis ma gratitude.

Au terme de ce travail le but de tant d'années est atteint. J'en sais les imperfections et les limites, et déjà pointent à l'horizon les prochaines étapes, autrichiennes, roumaines, de mes recherches. Je me tourne vers l'avenir et constate l'immensité des problèmes à résoudre avant toute tentative ambitieuse de conclure.

Ce travail a été réalisé à l'Ecole Normale Supérieure de la rue d'Ulm, puis à la Faculté des Sciences d'Orsay devenue Université de Paris-Sud, en tant que stagiaire, puis attachée de recherches au C.N.R.S.; les missions sur le terrain ont été subventionnées par le Centre. Je remercie Monsieur le Directeur Général, ainsi que les Membres des Commissions de m'avoir permis de mener à bien la tâche assignée.

AVERTISSEMENT

Dans les pages qui suivent j'expose succinctement le démarche d'esprit suivie. Je présente le découpage du mémoire et la localisation des paragraphes synthétiques qui permettent d'aborder les conclusions sans analyser les descriptions, base de ce travail.

1ère partie : Problèmes et méthodes.

Les séries rhétiennes sont très fréquemment individualisées dans les descriptions régionales. Les Avicula contorta, lorsqu'elles sont présentes sont un excellent repère stratigraphique. Les mentions en sont nombreuses dans toutes les séquences mésozoïques du S E de la France; mais une ambiguïté existe quant à la position stratigraphique de l'étage caractérisé par ces faunes dans un système. Tout travail régional devait donc être situé dans un ensemble stratigraphique plus vaste. J'ai pour ce faire, étudié : le Rhétien : les faits et les problèmes (p. I. 1 à p. I. 37). J'ai en particulier discuté de l'attribution du Rhétien au Trias ou au Jurassique (p. I. 34 à p. I. 37).

Dans le secteur étudié j'ai repris les travaux antérieurs, les ai souvent utilisés pour localiser les coupes à lever. J'ai donc présenté : une étude bibliographique portant sur les régions étudiées dans ce mémoire (p. I. 38 à p. I. 56).

L'analyse pétrographique de séries essentiellement carbonatées et détritiques a été menée en usant des nomenclatures récentes. J'ai présenté un catalogue raisonné des termes utilisés p. I. 57 à p. I. 95. J'ai été amenée à reconnaître onze faciès, qui, par leur association, permirent de caractériser toutes les séquences examinées. J'en présente les définitions, les caractères et en propose une discussion génétique. Les faciès types ont été choisis à la périphérie du Massif Central. Ils se retrouvent cependant jusque dans les Alpes mais là les structures primaires sont très recristallisées et ne m'ont pas

semblé constituer de bons types. Les différentes lithologies distinguées sont illustrées par les planches 1 à 15. J'y ai joint quelques photos caractéristiques et quelques paysages destinés à préciser la localisation des coupes et à faciliter leur abord.

2ème partie : Monographies

Les bordures du Massif Central sont examinées p. II. 3 à p. II. 113, une transversale du domaine alpin p. II. 114 à p. II. 158. Chacun de ces secteurs géographiques a été scindé en domaines homogènes; pour tous une description des coupes précède un résultat synthétique. Les différents domaines du Massif Central sont localisés fig. II. 1, p. II. 2 :

A - Bordure S de la Montagne Noire (arc de St-Chinian) p. II. 23 à p. II. 30.

B - Bordure Nord-Est de la Montagne Noire. (Bédarieux, Lodève, Monts de Lacaune) p. II. 52 à p. II. 57.

C - Région de Saint Affrique p. II. 72 à p. II. 76.

D - Bordure occidentale des Cévennes p. II. 87 à p. II. 90.

E - Bordure orientale des Cévennes p. II. 103 à p. II. 105.

F - Prolongement méridional des Cévennes, p. II. 109 à II. 113.

G - Arc de Digne-Castellane p. II. 127 à II. 133.

H - Zone sub-briançonnaise p. II. 156 à II. 158.

La part de l'illustration est capitale. Elle permet une présentation objective des faits. Pour chacun des domaines distingués j'ai dressé une planche que l'on trouvera dans la pochette en annexe; toute lecture du texte est supposée être faite en ayant sous les yeux la planche correspondante, ce qui a permis d'alléger les descriptions.

Conclusions

J'ai traité à la suite les conclusions relatives au Massif Central et aux Alpes. Je souhaite que cette présentation mette clairement en évidence l'unité fondamentale du secteur étudié depuis les terres émergées des Cévennes et de la Montagne Noire jusqu'à la

fosse piémontaise. La lecture des conclusions est censée se faire, pour celle du Massif Central (II. 159-164) devant la figure synthétique B II H, pour celle des Alpes (p. II. 165 - 173) devant les diagrammes schématiques fig. II. I

En deux pages de conclusions générales p. II. 171 175, j'ai proposé au terme de cette étude une vue synthétique des problèmes du Rhétien. Mais ce n'est évidemment qu'après l'analyse menée dans les niveaux marins riches en faune que l'on sera autorisé à proposer une conclusion générale sur le Rhétien d'Europe.

Première Partie

EXPOSE DES PROBLEMES ET DES METHODES

I - LE RHÉTIEN : LES FAITS, LES PROBLÈMES

L'étage Rhétien introduit au milieu du siècle dernier eut une fortune quelque peu paradoxale. Admis d'emblée, il représenta dès son introduction deux faciès fondamentalement différents présentant très peu de fossiles communs. En outre, alors que pour l'ère secondaire la stratigraphie est systématiquement basée sur les faunes d'Ammonites, le Rhétien, au moins pour son faciès épicontinental, est caractérisé par un Lamellibranche.

Nous allons présenter succinctement, par une analyse bibliographique, les problèmes propres à cet étage. On envisagera successivement :

- l'introduction d'un étage Rhétien ;
- le problème de ses limites ;
- ses principaux faciès : souabe, alpin et carpatique ;
- ses relations avec les périodes de déformations cimériennes ;
- son attribution aux systèmes triasique ou jurassique.

Nous nous cantonnerons dans cette analyse à l'Europe occidentale et éviterons, dans la mesure du possible, de faire référence aux travaux menés en Russie et en Amérique.

Une série de mises au point récentes est riche d'informations ; il s'agit des colloques stratigraphiques concernant le Trias (1963) de la France et ses régions limitrophes, le Lias français (1961) et le Jurassique (1964) qui tous, apportent une moisson abondante de documents. En outre à une échelle plus vaste, incluant des régions extra-européennes, D. A. PEARSON (1970) évoque les problèmes gé-

néraux de la stratigraphie du Rhétien.

En usant largement de ces travaux généraux, des publications originales et des monographies régionales dans le secteur faisant l'objet de ce mémoire, nous présenterons maintenant les différents aspects de ce problème.

A) LA DEFINITION D'UN ETAGE RHETIEN (C. GÜMBEL 1861, E. RENEVIER 1864)

Quelques précurseurs prêtèrent attention à des couches qui ultérieurement furent incluses dans le Rhétien ; tels L. von BUCHS en 1831, aux environs de Tegernsee en Bavière, F. A. von ALBERTINI qui en 1834, après avoir proposé une division en trois termes du système triasique, individualisa en Souabe les grès de Tübinger riches en fossiles de vertébrés, concordants sur les marnes du Keuper.

Cette formation fut bientôt parallélisée avec le niveau à bone-beds connu en Grande Bretagne. Les deux horizons, caractérisés par leur position entre le Keuper à la base et les couches indubitablement à faune d'Ammonites de cachet jurassique, que l'on rangera plus tard dans l'Hettangien, au sommet se rattachaient fort difficilement aux systèmes les encadrant. A. LEYMERIE (1839) créa donc à leur intention le terme Infralias il fut suivi par ses confrères français et de nombreux géologues d'outre manche.

Parallèlement à ces travaux menés en France et en Grande Bretagne les couches de Kössen avaient été reconnues dans les Alpes autrichiennes et bavaroises. E. SUESS (1854) et E. SUESS et A. OPPEL (1856) établissent une corrélation entre les niveaux à vertébrés connus en Souabe et les couches de Kössen.

Cette assimilation est basée sur la présence commune de Lamellibranches :

Avicula contorta PORTL.

Chlamys valoniensis DEFR.

Protocardia rhaetica MERIAN.

En outre, après quelques hésitations (A. OPPEL et E. SUESS, 1856, rangent les formations de Tübinger dans le Jurassique), A. OPPEL (1859) affecte au Trias la zone à R. contorta et fait commencer le Jurassique avec la zone à Psiloceras planorbis qu'avec E. RENEVIER on appellera, après 1864, Hettangien.

Dans ce climat, C. W. GÜMBEL (1861), à l'occasion d'un travail en Bavière, proposa l'introduction d'une formation rhaétique. On trouvera dans L. PUGIN (1962), d'une façon aisément accessible, la citation complète de la définition de C. W. GÜMBEL. Nous ne la reprendrons pas ici ; nous retiendrons simplement qu'il ne lui paraissait pas anormal de placer les niveaux supérieurs du Keuper, les couches de Kössen et les calcaires du Dachstein dans une formation indépendante entre le Keuper et le Lias, formation à laquelle on pourrait donner le nom de formation rhétique, d'après la région principale où elle se développe dans les Alpes" (Rhätikon ou Rhaetikon).

L. PUGIN analysant ce travail original montre que c'est essentiellement dans la région du Rhaetikon qu'il faut chercher l'"aire" rhétienne, puisque aucun stratotype n'a été proposé par l'inventeur. Devant tenir compte dans la suite de ce mémoire des formations lithologiques rhétiennes alpines, je cite brièvement ci-dessous celles que l'on rencontre dans le Rhaetikon, de bas en haut :

- Le Plattenkalk "formation bien litée de dolomies alternant avec des calcaires dolomitiques et des calcaires gris clair ou sombres (500 à 700 m)"..., "un même banc peut être dolomitique à la base et calcaire au sommet".

- Les Kössenschichten (= oberer Muschelkeuper de C. W.

GÜMBEL) formant de multiples replis disharmoniques ; leur épaisseur difficile à évaluer varie de 0 m à 600 m à la Schesaplana, mais en moyenne semble être de 150 m : calcaires divers, souvent lumachelliques parfois coralligènes, alternant avec des schistes argileux noirs brunâtres et des schistes marneux.

- L'Oberrhätik (= Dachsteinkalk) de 0 à 100 m ; calcaire massif.
- Le Lias : Adneterschichten du Lias inférieur à brèches et calcaires rougeâtres.

Remarquons que tous ces faciès sont marins et que les faunes sont riches en Brachiopodes, Lamellibranches et Polypiers, mais que dans cette région type les Ammonites ne sont pas connues.

C. MOORE (1861), en Angleterre utilisa le concept de "formation rhaétique" créée par C. W. GÜMBEL pour y désigner l'ensemble du Lias blanc et des bancs à Avicula contorta.

Le terme Rhétien fut créé par E. RENEVIER (1864) : "parmi les dénominations proposées pour désigner d'un seul nom la zone à A. contorta, celle d'étage rhétien me paraît de beaucoup la plus convenable... (ce nom)... a le grand avantage de pouvoir être adopté par tous les géologues quelle que soit leur opinion dans la question controversée de son âge" (in J. RICOUR, 1961).

B) LES LIMITES DE L'ETAGE

1) Limite inférieure

E. von MOJSISOVICS (1869), a reconnu trois zones d'Ammonites dans le Trias supérieur, dans les Alpes Autrichiennes de la région d'Hallstatt (A. BITTNER 1890, en étudia les faunes de Brachiopodes et Lamellibranches). Des inversions de séries liées à une tectonique importante ne lui permirent qu'en 1892 de reconnaître la succession suivante, de bas en haut :

- Carnien
- Norien Hallstatterkalk
- Groupe du Rhétien.

La zone d'Ammonites la plus élevée du Norien était Pinacoceras metternichi ; une autre zone fut proposée ultérieurement dans les niveaux supérieurs du Norien (Sirenites argonautae) : les recherches postérieures ne l'ont pas retenue en raison de l'endémisme de ce fossile de zone, et de la confusion des relations géométriques des formations à S. argonautae avec la zone à P. metternichi.

Enfin rappelons que les travaux récents (E. T. TOZER 1967) réalisés dans le Canada occidental et en Arctique aboutissent à proposer la zone à Rhabdoceras suessi comme dernière biozone du Norien abandonnant ainsi l'espèce Pinoceras metternichi, mais conservant la même limite supérieure.

Revenant aux Alpes où cet étage est né, nous constatons que les couches de Kössen qui ont livré des associations faunistiques contenant des Ammonites à J. F. PÖMPECKJ (1895) paraissent à E. KITTL (1903) n'être que des faunes noriennes appauvries. Mais une étude menée dans le Salzkammergut, dans les Alpes Autrichiennes, le conduit à nuancer cette affirmation. En effet, il reconnaît là, dans la nappe de Hallstatt inférieure, une formation qui, dans sa partie basale, est interstratifiée avec les calcaires de Hallstatt et qui dans sa partie sommitale passe aux horizons hettangiens. Il constate que le contenu faunistique de la partie basale est caractéristique de la zone à Rhabdoceras suessi (Norien), alors que celui de la partie supérieure seule est riche en Choristoceras.

La comparaison des faunes le conduit finalement à corréler les couches de Kössen avec la seule partie supérieure du niveau étudié, confirmant par là même l'individualisation des couches de Kössen en tant que formation déposée entre le Norien et l'Hettangien.

H. ZAPFE (1967), reprenant en détail l'étude de la base du niveau riche en Choristoceras, et comparant l'épaisseur de ces couches dans le Dachstein et à Berchtesgaden (à 45 km de distance) est conduit à placer la limite du Rhétien quelque peu plus bas que E. KITTL : dans des horizons où subsistent encore des Ammonites noriennes. Il n'est pas exclu que cette réduction soit due à une érosion préliasique.

A la suite de ces différentes monographies on peut considérer comme établi que le Rhétien correspond à la zone à Choristoceras marshi reconnue en Amérique du Nord. Cependant récemment Y. N. POPOV (1961) suggéra d'étendre vers le bas l'étage rhétien en lui adjoignant la zone à R. suessi. Cette extension est fondée sur une discussion statistique du nombre d'espèces d'Ammonites dans les différentes biozones qui viennent d'être citées. Elle se réduit à une question d'accolades.

Plus intéressante semble être la proposition de I. I. TUCHKOV (1964) qui base l'extension du Rhétien sur les Lamellibranches du genre Monotis, dont on sait l'abondance dans le Trias supérieur pélagique de l'ensemble du globe. Le Rhétien commencerait selon lui avec l'extinction de plusieurs espèces de Monotis. E. T. TOZER (1967) a montré que certaines espèces de Monotis utilisées par I. I. TUCHKOV (M. subcircularis par exemple) n'avaient pas exactement la même extension que les zones d'Ammonites utilisées comme limite supérieure du Norien. La proposition de I. I. TUCHKOV revient à vieillir la base du Rhétien. Il n'en reste pas moins que, eu égard à l'abondance des Lamellibranches pélagiques et à la rareté des Ammonites dans les domaines de sédimentation pélagique, l'échelle proposée aura la faveur de nombreux stratigraphes.

Quoiqu'il en soit et pour conclure cette rapide analyse bibliographique des travaux dans les localités classiques du Rhétien,

on dira que la base du Rhétien est, par définition, caractérisée par la disparition d'un certain nombre d'Ammonites dont, parmi les plus caractéristiques, Rhabdoceras suessi et Cochloceras et par l'apparition de l'Ammonite Choristoceras marshi, du Lamellibranche Rhaetavicula contorta et du Brachiopode Austrynchia cornigera.

2) Limite supérieure

Depuis l'introduction du Rhétien par C. W. GÜMBEL, la limite supérieure n'a jamais posé de problème.

Les différents auteurs s'accordent à la fixer à la base de la zone à Psiloceras planorbis.

Auparavant, nous rappelons que A. LEYMERIE avait individualisé un 'Infralias' dans lequel il plaçait les grès de Tâbingen en Souabe, les bone-beds d'Angleterre, les niveaux équivalents en France, la zone à Psiloceras planorbis et la zone à Schlotheima angulata.

Actuellement on emploie l'Infralias, comme regroupement en France de la zone à A. contorta du Rhétien et des zones de l'Hettangien.

Remarque : Le terme d'Infralias eut une histoire parallèle à celle des étages rhétien et hettangien. Il nous faut le préciser quelque peu et la façon la plus simple d'aborder un exposé embrouillé est évidemment d'user de la méthode historique.

A. LEYMERIE, 1838, créa le terme d'infralias pour des formations comprises entre des grès que l'on appellera plus tard Rhétien et des calcaires à Gryphées. Compte tenu des formations auxquelles s'applique ce vocable d'après l'auteur, il s'agit de couches aujourd'hui attribuées à l'Hettangien.

G. A. DUFRENOY et E. BEAUMONT (1841-48) utilisèrent le terme "grès infraliasiques" pour des horizons reposant dans l'Est de la France sur les marnes irisées, contenant des Avicula contorta, et recouverts par les calcaires à Gryphées.

Le sens initial de A. LEYMERIE fut ainsi rapidement altéré et dans notre domaine d'étude en particulier L. DIEULAFAIT, (voir "Zone à A. contorta et Infralias" : 1870), l'a étendu également à tous les horizons compris entre les calcaires à Gryphées et les marnes irisées du Keuper. Revenant aux sources, différents auteurs, dont E. RENEVIER, usèrent du terme infralias au sens restrictif de son auteur. Pour arrêter les ambiguïtés et confusions ce dernier proposa le terme d'Hettangien (1864) défini comme le laps de temps pendant lequel se sont déposées des couches reposant sur le Rhétien et sous les calcaires à Gryphées.

Le contact de base de l'Hettangien est marqué par un changement de faciès correspondant à une transgression. Il y a renouvellement de la faune des Lamellibranches. Les premiers niveaux sont riches en Lamellibranches et Gastéropodes mais dépourvus d'Ammonites (R. MOUTERDE 1957 in lexique stratigraphique).

Mais loin d'être abandonné, le mot infralias continua à être employé avec une ambiguïté croissante ; c'est ainsi que J. GOSSELET, 1881, et avec lui de nombreux auteurs, l'utilisèrent comme synonyme de Rhétien et en excluaient l'Hettangien. Mais il semble que l'usage soit, depuis la fin du siècle dernier, d'appeler infralias les dépôts rhétiens et hettangiens. C'est le cas dans notre région où la transition est caractéristique de l'un à l'autre, c'est aussi le cas en Ardennes sur les marges d'un autre massif paléozoïque émergé (A. THIRIET, 1894 in G. DUBAR, 1956 lexique stratigraphique).

Dans la suite de ce travail nous éviterons d'utiliser ce terme qui pourtant continue à être employé, généralement lorsqu'

une ambiguïté persiste dans l'attribution stratigraphique des couches terrigènes - marines ou continentales - au Rhétien ou à l'Hettangien de la plateforme périalpine (voir par exemple Flore infraliasique du Boulonnais, Mém. Soc. Géol. du Nord de la France, n° 15, 1963).

C) DEFINITION DES DEUX FACIES PRINCIPAUX DU RHETIEN

L'assimilation des grès de Täßinger affleurant en Souabe et des bone-beds de Grande-Bretagne d'une part, aux couches de Kössen des Alpes autrichiennes et bavaroises d'autre part, a été à la base de la définition et de l'adoption de l'étage rhétien.

D'emblée deux grands faciès se trouvaient donc parallélisés, tous deux essentiellement marins, l'un dit faciès alpin dont les formations types sont les schistes de Kössen, l'autre dit faciès souabe, dont les formations types sont les grès de Täßinger.

Le synchronisme de ces faciès, proposé par A. OPPEL et E. SUESS (1856), a été accepté unanimement depuis lors. Ce n'est que très récemment qu'il a été remis en cause par V.I. SLAVIN (1963).

Cet auteur range le faciès alpin (couches de "Kessensh" = Kössen auct.) avec le Norien dans le Trias et le faciès souabe dans le Jurassique.

1) Le faciès alpin

Il est essentiellement caractérisé par ses horizons carbonatés, moins dolomitiques que ceux des couches sous-jacentes ; ses horizons admettent cependant au sein des calcaires des zones de dolomitisation ; les schistes francs y sont rares et les grès exceptionnels. La faune caractérisée par des Brachiopodes et des Coelentérés a, comme on l'a vu dans les pages précédentes, livré de rares Ammonites. Tout indique une sédimentation en mer ouverte, peu profonde : les Dasycladacées sont abondantes. Toutefois il est souvent difficile de

restituer les conditions bathymétriques pour tous les niveaux dans l'état actuel des travaux mais il existe des horizons plus particulièrement pélagiques (ce qui ne veut pas forcément dire profond).

Nous considérerons ultérieurement ce type de faciès dans le domaine briançonnais (coupes dans la nappe de Peyre Haute ; zone du Gondran).

On s'accorde à reconnaître au sein du faciès alpin à côté du faciès de Kössen, les faciès coralligènes du Dachstein et un faciès carpatique mixte (M. TRUMPY 1963) que nous étudierons ultérieurement.

2) Le faciès souabe

Essentiellement caractérisé par ses dépôts terrigènes, on y a attribué dès les premiers travaux, des grès et des niveaux de marnes carbonatées.

La faune est constituée essentiellement de lumachelles de Lamellibranches dont "Avicula" Rhaetavicula contorta. Pour la suite des discussions soulignons que les Ammonites sont absentes.

Les débris végétaux y sont fréquents. Enfin les bone-beds du bassin de Paris et du bassin de Londres sont célèbres. Ces différents éléments indiquent une plateforme peu immergée bordant un continent attaqué par l'érosion. Il est classique d'interpréter les bone-beds comme le résultat d'hécatombes de Poissons provoquées par des variations brutales de la salinité des eaux.

Nous examinerons ce faciès répandu sur la bordure S E du Massif Central et dans la zone dauphinoise.

Nous ne présenterons pas ici une analyse bibliographique exhaustive de ces différents faciès ; on trouvera plus loin une présentation régionale des travaux de nos prédécesseurs : pour le faciès souabe à propos de la bordure S E du Massif Central et de la zone dauphinoise ;

pour le faciès alpin à propos de la zone briançonnaise et de ses marges.

Nous allons maintenant envisager les relations structurale et stratigraphique des faciès ainsi définis avec les autres couches ; ce sera l'occasion de détailler quelque peu les faciès et de définir le faciès carpatique.

D) LE RHETIEN ET LES PERIODES OROGENIQUES

Les dépôts rhétiens sont classiquement considérés en continuité sur les marnes du Keuper, dans la plupart des affleurements où ils ont le faciès souabe, et sur les dolomies (où les calcaires) noriens là où ils ont le faciès alpin.

On connaît cependant des secteurs où existent des discordances tantôt à la base, tantôt au sommet du Rhétien. Nous verrons que cette double discordance (et ses effets atténués lointains) créent précisément l'individualité de l'étage rhétien en Europe.

En Europe, dans la presqu'île de Crimée, E. SUESS a reconnu deux périodes de plissement, l'une entre Trias et Lias, l'autre entre Jurassique et Crétacé. H. STILLE (1924) les a appelées respectivement phases orogéniques cimmériennes ancienne et récente. Il a tiré ce nom d'une ancienne colonie grecque sensée avoir peuplé la région. E. SUESS, à l'instar des géologues allemands, rangeait le Rhétien dans le Trias et la phase cimmericienne, appelée souvent éocimmérienne, sépare pour lui le Trias du Lias.

H. STILLE montre que "le plissement cimmérien ancien se situe à une époque pré-rhétienne ou paléorhétienne" et estime que la transgression du Rhétien sur diverses couches du Trias constitue un indice, une répercussion à distance, d'évènements tectoniques de cette phase cimmérienne ancienne. Le terme cimmérien fut l'objet de mésinterprétation (certains auteurs confondant Cimmérien qui en

allemand s'écrit Kimmerische avec le Kimmeridgien). A. MOISSEIEV (1937) proposa donc le nom d'orogénèse chersonienne. Moins encore que la phase éocimmérienne, cette "orogénèse chersonienne" ne s'est imposée (voir discussion in W. J. ARKELL (1956). A. MOISSEIEV proposa plus précisément le terme de sub-phase Salghir pour celle qui nous intéresse, c'est-à-dire post-rhétienne et anté liasique. Des études régionales ont montré en outre ainsi que nous le verrons, que localement en Europe des mouvements existaient entre le Rhétien et le Norien.

Il est de grande importance de déterminer les relations géométriques entre le Rhétien, sous ses deux faciès principaux, et les terrains qui l'encadrent. Dans ce but nous considérerons successivement les relations géométriques des différents faciès du Rhétien :

- faciès alpin dans les Alpes autrichiennes, franco-italiennes et dans les Dinarides ;
- faciès souabe en France, en Pologne, en Allemagne et en Grande Bretagne ;
- faciès souabe et alpin, qui, nous le verrons, coexistent dans les Carpates.

1) Le faciès alpin

Nous verrons dans la partie historique de la monographie de ce mémoire que, dans la zone briançonnaise française, les discordances angulaires sont exceptionnelles. Le Rhétien recouvre systématiquement les dolomies du Trias supérieur, mais le Jurassique vient reposer sur les terrains variés du Trias, témoignant, au moins, d'une activité épirogénique post- ou intra-rhétienne, anté-dogger ou anté-malm selon le niveau transgressif.

Par ailleurs traitant des limites de l'étage rhétien dans

l'aire stratotype, nous avons montré que les différentes études de C.W. GÜMBEL et de ses prédécesseurs y ont établi la continuité de sédimentation entre Norien, Rhétien et Hettangien.

Dans les Dinarides telle est, typiquement, la situation rencontrée. Il est général en effet, de rencontrer dans cette chaîne le Rhétien au sein d'une série compréhensive carbonatée triasico-liasique.

Dans les Alpes autrichiennes, envisageant les différentes unités et sans nous cantonner au stratotype, on constate que : (A. TOLLMAN 1966)

- dans l'avant pays molassique, le Callovien repose en discordance sur le Carbonifère supérieur ;
- dans les Helvétides, la lacune diminue et le Lias moyen (couches de Gresten détritiques) repose en discordance sur le Permien supérieur ;
- dans l'unité allochtone des flyschs, les horizons les plus anciens connus sont néocomiens ;
- avec le Pennique on aborde un domaine où le Rhétien est considéré comme présent et inclus dans la série métamorphisée à chloritoïde (Quarten-schiefer) ;
- mais c'est évidemment avec les différentes zones Austro-alpines que l'on trouve le Rhétien sous son faciès typique. Là il faut remarquer que :

Dans l'Austro-alpin inférieur : le Rhétien affleure sous deux faciès : couches de Kössen à la base, calcaire à Mégalodontes au sommet ; il est en continuité stratigraphique tant avec sa base que son sommet.

Dans l'Austro-alpin moyen dont on sait que la couverture sédimentaire est très réduite, le Rhétien a le faciès de Kössen ; là encore il y a continuité tant à la base qu'au sommet.

Dans l'Austro-alpin supérieur il a le faciès de Kössen, admettant des passages transitionnels avec des formations typiquement récifales (calcaire du Dachstein) dont l'extension est variable et qui peut comprendre à la fois le Norien et le Rhétien : nappe du Dachstein. C'est ainsi qu'il est présent dans l'empilement des nappes calcaires septentrionales, à l'exclusion de la seule nappe de Hallstatt supérieure ; en revanche il manque dans les lambeaux de couverture conservés sur le

Paléozoïque de la nappe de Gurktal. On a là une lacune stratigraphique très importante puisque ce sont directement les couches mésocrétacées de Gosau qui reposent sur l'ensemble paléozoïque et triasique.

Dans la chaîne de la Drave, plus méridionale, le Rhétien est présent et montre la superposition du faciès de Kössen typique et de niveaux plus schisteux admettant des lentilles récifales ; il est recouvert en concordance par le Lias.

Au Sud de la ligne tonalitique, dans les Dolomites du Tyrol méridional, le Rhétien manque ou correspond plus vraisemblablement à des passages latéraux du faciès norien. Dans le Haut-Adige (P. CROS 1962) le Rhétien calcaréo-dolomitique se rattache au Norien, par l'abondance du Foraminifère Triasina hantkenii mais présente un lithofaciès quelque peu différent. Il diffère aussi du Lias sus-jacent ; ayant montré ultérieurement (P. CROS 1962) que ce fossile passe du Rhétien à l'Hettangien, il établit que dans le massif de la Sella le Sinémurien et le Lias moyen manquent. Dans une étude plus générale (1965-1966) sur le Lias des Dolomites italiennes il montre que : la sédimentation est continue du Rhétien au Lias ; la limite supérieure des couches Rhétien-Hettangien (c'est-à-dire infraliasique) est fixée à la limite supérieure d'extension de T. hantkenii, associée à des Mégalodons, des Dasycladacées, des Dicerocardium. La paléogéographie de ce secteur traduit une émergence au Lias et un changement dans les conditions de sédimentation au Lias moyen. Par tous ces caractères les Dolomites se rattachent nettement aux Dinarides. Comme J. AUBOUIN (1960-61) l'a proposé pour les étages jurassiques ; les dépôts sont en effet peu profonds et la différenciation des zones paléogéographiques s'y fait au cours du Lias moyen-supérieur.

Les Dolomites se rapprochent donc nettement des zones dinariques externes. Là les zones paléogéographiques se sont individualisées en deux temps (voir pour la Yougoslavie J. AUBOUIN et al. 1970 ; pour la Grèce J. AUBOUIN et al. 1963 et 1970 ; et pour les Alpes méridionales J. AUBOUIN 1963)

- une première fois durant le Trias inférieur
- une deuxième fois au Domérien.

Dans les zones pélagiques du Trias-Lias le Rhétien n'a jamais été individualisé. En revanche il est caractérisé par des faunes de Mégalodontes (Conchodus) dans les séries de plateformes bordières (M. HERAK 1961). J. MERCIER (1966) suggère que dans les Dinarides internes le sillon de Peonias ait pu être individualisé au Rhétien.

De même dans les autres zones internes des Dinarides, en bordure du bassin panonique, une discordance post-rhétienne fait reposer différents termes de la série jurassique sur les niveaux carbonatés triasico-rhétiens.

En Hongrie K. BALOGH, S. VEGH et S. VEGH (1963), utilisant essentiellement des arguments de sondages, implantés dans le vaste bassin panonique, remarquent que dans les zones internes dinariques le Rhétien se rattache au Trias supérieur dont il a le faciès ; et que, en revanche, l'ensemble triasico-rhétien est systématiquement séparé des dépôts liasiques par une discordance. Ils soulignent "la présence d'une portion ou bien de la totalité des dépôts rhétiens au-dessus de cette surface de discordance n'est observée nulle part". Si ces informations correspondent bien à un nombre suffisant de sondages régulièrement répartis, il apparaîtrait donc qu'une phase tectonique a affecté l'ensemble du substrat des bassins molassiques tertiaires ; il s'agit donc de la phase éocimmérienne.

Au terme de cette rapide analyse, dans les Alpes et dans les Dinarides on constate :

- a) que le faciès alpin du Rhétien est en continuité sédimentologique avec les niveaux du Trias supérieur en général, du Norien lorsqu'une datation a été possible ;
- b) que, hormis quelques rares exceptions, très locales, il n'y a pas de discordance angulaire anté-rhétienne ;
- c) qu'une discordance, témoignage d'une phase orogénique importante, existe entre Rhétien et Lias dans les Dinarides internes et le bassin panonique. Rappelons qu'il s'agit de la phase éocimmérienne telle que E. SUESS l'a proposée et H. STILLE l'a nommée.

2) Le faciès souabe

En Allemagne, en France, en Grande Bretagne, en Hollande et en Pologne, c'est-à-dire dans l'avant-pays alpin, le Rhétien se présente sous son faciès souabe dépourvu d'Ammonites, de Brachiopodes et de Coelentérés. Nulle part une discordance angulaire importante n'existe, ni à sa base, ni à son sommet.

En Allemagne, nous avons vu la position des grès de Täßingen.

En France, dans les paragraphes consacrés à l'histoire de notre domaine d'étude, nous présenterons l'évolution des connaissances sur la bordure S E du Massif Central. En étudiant la stratigraphie du bassin de Paris, nous pouvons constater dans les affleurements (Auct. in J. RICOURE 1963) que les niveaux gréseux marins du Rhétien reposent généralement en concordance sur les marnes gypsifères du Keuper, mais que leur extension géographique est plus grande, donc que sur les bordures du bassin, ils reposent généralement sur des horizons plus anciens L. COUREL (1970). On connaît cependant de rares exemples qui s'éloignent de ce schéma puisque à Varangéville (M. A. BRACONNIER 1883, P. MAUBEUGE 1949) ils reposent sur le Trias par l'intermédiaire d'un conglomérat.

Nous insisterons sur le Bassin de Paris, car les faciès sont connus non seulement à l'affleurement, mais également en sondage, essentiellement grâce aux travaux pétroliers entrepris dans les années 50 et, à un moindre titre, grâce aux prospections de la Compagnie des Houillères et du B. R. G. M., sur les bordures méridionale (Morvan) et orientale (Franche Comté). Les travaux sont réunis dans le colloque consacré au Lias publié en 1961.

a) Le bassin de Paris

Au Rhétien, le Bassin de Paris est envahi par une mer de salinité normale succédant aux dépôts sursalés du Keuper. La transgression, au sens strict du terme, se fait suivant un chenal central de direction E-NE-W-SW dans l'Est du bassin, atteignant Melun et qui s'amenuise en une gouttière à l'Ouest, à laquelle se superposera ultérieurement le Pays de Bray.

Cette mer dessine le classique V hercynien, elle est flanquée au Nord comme au Sud de domaines émergés, où le Rhétien est connu sous forme de grès continentaux. A la fin de l'étage une régression générale se produit qui conduit au dépôt continental des marnes de Levallois.

Nous présentons ci-après une rapide analyse des données récentes que l'on vient de résumer.

Envisageons tout d'abord les résultats de la campagne de sondages menée dans le centre du Bassin de Paris, de la Brie (Melun) jusqu'à l'Alsace où la série liasique affleure (P. POUJOL 1961).

Le Rhétien est partout bien développé, son épaisseur oscille entre 12 et 43 m. Il est constitué par des argiles et des grès compris entre les dépôts triasiques ou permien (argiles bariolées) et les dépôts de l'Hettangien (calcaires et marnes). Il est daté dans plusieurs sondages par A. contorta et comprend des bone-beds.

. L'ensemble argileux et gréseux de base (10 à 40 m) est très variable dans le détail (teneur en feldspaths, glauconie, nature du ciment, éléments microconglomératiques...) les argiles sont vertes ou sombres et contiennent fréquemment des débris végétaux et de la pyrite.

On rencontre à des niveaux variables des marnes dolomitiques et des dolomies compactes. Les fossiles sont A. (R.) contorta, Modiola, Anaplophora, Nucula, Anatina aff. praecursor QUENST, Myophoria postera QUENST, des débris de Poissons, des empreintes de végétaux...

. L'ensemble argileux supérieur (0 à 7 m) est gris vert à gros cristaux de pyrite ; il passe tant au Nord qu'à l'Est aux argiles de Levallois.

. L'ensemble inférieur a pu, au Nord d'Arcis-sur-Aube (Mailly), être scindé en 3 sous-ensembles soit de bas en haut :

- grès à passées argileuses noires micacées,
- argiles noires et vertes admettant quelques bancs de grès,
- grès à passées argileuses schisteuses noires.

Vers le NE, à Ste Menehould et Vacherauville les grès envahissent tout l'ensemble inférieur, ils sont en outre moins cimentés et plus fréquemment conglomératiques, alors que au Nord à Dontrieu les argiles vertes et les dolomies prédominent. La base du Rhétien est marquée par un niveau gréseux, plus rarement conglomératique ; le contact est parfois net, mais souvent des doutes existent quant à la limite inférieure de l'étage ; d'autant plus que l'attribution des horizons sous-jacents au Trias ou au Permien est problématique. La limite supérieure est parfaitement caractérisée, car au-dessus des argiles continentales de Levallois, les calcaires hettangiens sont fossilifères (zone à Psiloceras planorbis).

Les assises rhétiennes forment une cuvette allon-

gée selon une direction hercynienne (ENE - WSW), dont le centre est approximativement situé à une trentaine de Km au Sud de Reims ; une cuvette satellite est décelable au SW de Thionville.

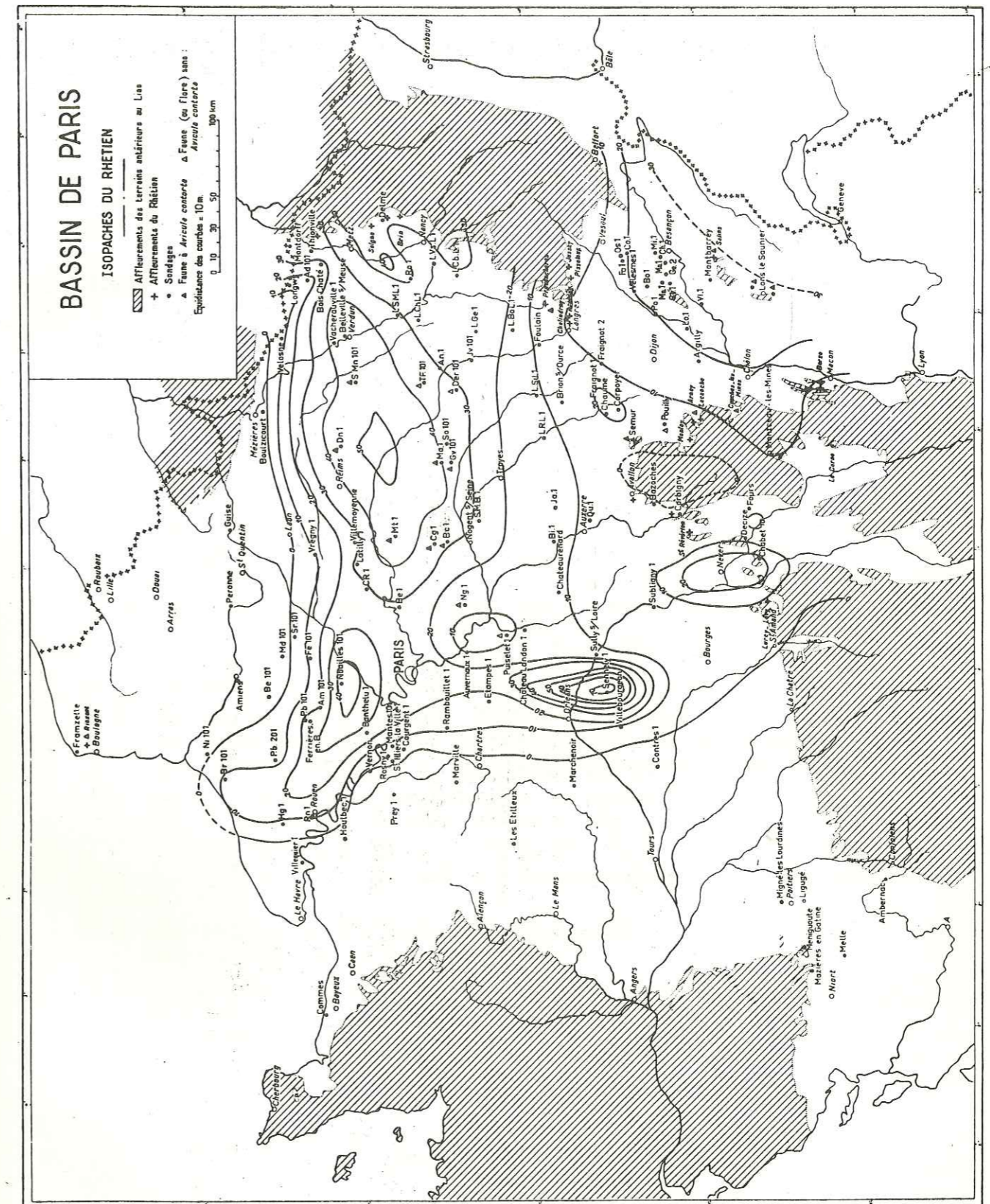
Le bassin est alimenté en matériel terrigène par le Massif ardennais qui était émergé alors. Le Rhétien est réduit vers le Sud (A. THIRIET 1894) et représenté par des argiles feuilletées, surmontées d'un grès jaunâtre passant à des argiles rouges. Son bord méridional correspondait à un Morvan beaucoup plus développé vers le Nord que l'actuel, comme en témoignent les sondages faits dans le Nivernais et le Charollais. Le dernier domaine marque la limite orientale du secteur émergé. La bordure méridionale du Bassin de Paris a été analysée grâce à une campagne de sondages implantés à la périphérie du Morvan, menée par le B. R. G. M. et le service des Houillères. Nous lui rattacherons également, tant les faciès qui nous occupent sont voisins, le sondage établi dans le Charollais (Y. LE CALVEZ, A. LEFAVRAIS - RAYMOND, 1961).

Dans le Nivernais, à Bazoches, directement sur le socle, reposent des formations marneuses ou argileuses silicifiées peu épaisses (1,75 m) surmontées d'un mince niveau de marnes azoïques ; elles sont recouvertes par une zone lumachellique attribuée à l'Hettangien ; ailleurs sous l'Hettangien existent des grès arkosiques azoïques passant à leur sommet à des grès plus fins puis à des argiles ou à des marnes contenant des débris ligniteux.

Dans le Charollais, le Rhétien est éminemment variable, épais d'une dizaine de mètre en général, il se compose de grès et d'argiles schisteuses à débris végétaux. L'épaisseur relative des grès et des schistes varie considérablement d'un sondage à l'autre. Dans l'un d'entre eux, on a traversé une lumachelle à *Anatina praecursora* et *A. (R.) contorta*. Au sommet de l'étage existe un niveau d'argilolite verdâtre à grains de quartz, récurrence du Trias continental. Aucun Foraminifère n'a été récolté.

La comparaison de ces deux séries de sondages est riche d'informations. Dans le Nivernais, le Rhétien, s'il est présent, est réduit, et de toute façon exclusivement continental. Dans le Charollais il est d'abord marin puis continental et recouvert enfin par une série marine hettangienne. Ici il est tentant de faire du Rhétien la base du cycle sédimentaire jurassique mais une brève invasion marine indépendante rend le mieux compte des faits.

Revenant au centre du Bassin de Paris, nous retrouvons au Sud de Paris, la cuvette précédemment mise en évidence. L'analyse des sondages du centre du Bassin (M. COLLIGNON et M. DARDENNE 1961) montre la présence du Rhétien marin. Au-dessus d'argiles brun rouge et de marnes feuilletées verdâtres, fossilifères attribuées au Keuper supérieur, apparaît un conglomérat de quelques



Carte des isopaches du Rhétien, extraite du Colloque sur le Lias français : rapport de A. Lefavrais-Raymond et O. Horon (1961).

centimètres d'épaisseur, constitué de petits galets de quartz et de silicé noirs, à ciment marneux et pyriteux. Puis sur une épaisseur de 29 m se développe un ensemble de grès fins, de marnes versicolores se terminant par des Argiles vertes. Aucun Foraminifère n'a été observé. Cependant la distinction entre les niveaux situés au-dessus des conglomérats et en dessous est nette, non seulement par la lithologie mais aussi par des caractérisations physiques (polarisation spontanée, résistivité).

Dans la région d'Etampes et Achères (J. G. DURAND 1961) les résultats sont moins riches en ce qui concerne le Rhétien ; il est représenté par 2,5 m d'argiles verdâtres avec un lit lumachellique à Isocyprines, puis 9 m d'argiles rouge lie de vin surmontant une alternance d'argiles gréseuses lie de vin et de grès fins à structure entrecroisée ; cette dernière formation est susceptible de représenter le Rhétien inférieur sous un faciès continental ou lagunaire difficile à distinguer du Trias.

On retrouve les faciès marins francs dans une gouttière, prolongement occidental de la cuvette dont l'existence a été établie précédemment. A cette unité paléogéographique, appelée gouttière normande, se superpose grossièrement aujourd'hui le Pays de Bray ; elle a été mise en évidence par de nombreux forages (D. BERTHE, G. NOUET et H. CHAMPEAU 1961).

Le Rhétien marin repose, par un conglomérat parfois (Noailles), sur des marnes rouges rapportées au Keuper ; il est représenté dans l'axe de la gouttière par des argiles noires, compactes, rarement vertes dans lesquelles s'intercalent quelques bancs gréso-calcaires ou dolomitiques. Vers l'Ouest, les niveaux gréseux connus dans le centre du bassin disparaissent et ils font place à des faciès dolomitiques, en même temps que les argiles prennent un caractère de plus en plus continental. Les niveaux sus-jacents, attribués à l'Hettangien-Sinémurien p. p. présentent de nombreux changements de faciès (dolomitique vers Rouen, oolitique vers Noailles) qui témoignent d'une extension de la transgression sur les marges de la "gouttière".

Les résultats confirment les données anciennes du sondage de Ferrières-en-Bray (P. PRUVOST 1928). Ils précisent en outre que les faciès rhétiens réduits atteignent la région de Rouen. L'invasion marine fut saccadée jusqu'au Nord de cette ville. L'Hettangien-Sinémurien inférieur est sous forme de dolomies accompagnées d'anhydrite (cf. la plateforme d'Aquitaine, A. ARTIERES et P. DURIF 1961, J. MAGNE et R. M. SERONIE-VIVIEN (1961), les Causses du Quercy et le schéma général des séries évaporitiques).

La gouttière normande, s'insinue entre le Massif armoricain au Sud et le Massif de l'Artois-Boulonnais au Nord. Dans

le Massif armoricain, en Basse Normandie (Régions d'Isigny et Sud de Bayeux) (M. RIOULT et J. J. BIZON 1961) reprenant les travaux antérieurs confirment que les calcaires hettangiens d'Osmanville reposent sur les marnes rouges attribués au Trias. La transgression n'a donc pas débuté ici par le Rhétien à faciès souabe, et aucun dépôt attribuable à cet étage ne peut se distinguer du Keuper.

Au Nord dans le Boulonnais P. CORSIN, P. CORSIN, DANZE J. (1950) et P. CORSIN (1971) ont décrit dans un karst creusé au sein de calcaires carbonifères des flores rhétiennes à infraliasiques témoignant d'un domaine émergé.

Le bras de mer épicontinental peut-être en liaison avec le bassin de Londres, dont on vient de suivre l'extension dans le bassin de Paris communique à l'Est avec le Bassin germanique. S'intéressant particulièrement à la succession du Rhétien et du Keuper, dans les domaines où se fait la jonction, R. LAUGIER (1961) montre qu'il existe de nombreuses transitions entre ces deux étages : transitions s'étalant sur plusieurs mètres d'épaisseur. C'est dire que la concordance des couches est là toujours parfaite. Sans entrer dans les détails de la stratigraphie d'un secteur connu depuis longtemps, nous reprendrons les conclusions paléogéographiques de cet auteur :

- les grès gypseux sont confinés dans la zone axiale du synclinal de Sarreguemines où des calcaires oolitiques sont connus au Rhétien ;
- au voisinage du seuil morvano-vosgien, une mer peu profonde permet des oscillations de la ligne de rivage.

Franchissant le seuil Morvano-vosgien, il est intéressant de voir quels furent les dépôts de la mer épicontinentale rhétienne, proche là des mers alpines.

En Franche-Comté le Rhétien est connu en sondage et en affleurement.

Les sondages (P. L. ALARD 1961) ont rencontré 15 à 26 m de rhétien sous un faciès argilo-sableux composé d'alternances très fines et très irrégulières dans le détail d'argiles, de siltstones et de grès fins. On connaît des intercalations dolomitiques et des petits bancs d'argiles noires. Les argiles de Levallois qui, dans le Bassin Parisien s. str., terminent l'étage, n'ont jamais été rencon-

trées. Les couches différentes recueillies contiennent des Foraminifères (*Glomospira* probables) et au NW du massif de la Serre, dans des lits gréseux, des vertébrés phosphatés. Le sommet de ces faciès n'est que rarement transitionnel avec l'Hettangien ; on connaît même à Bonboillon (à l'Est de Gray sur Saône) une coupe où le calcaire à Gryphées sinémurien repose par un conglomérat de base sur le Rhétien ; l'Hettangien est là absent. Les données de surface, dont l'étude est reprise par N. THEOBALD et CONTINI (1960) et N. THEOBALD (1961) permettent de retrouver dans le Rhétien les deux ensembles de Lorraine :

. Les grès de base : ils comprennent de nombreux faciès terrigènes : grès ou sables micacés où la faune n'est pas exceptionnelle. Les bone-beds reconnus ont livré des débris de Poissons et de Reptiles, mais ils ne sont pas aussi riches que ceux de Provençères sur Mavra, très célèbres. Les fossiles recueillis sont : *A. (R.) contorta*, *Anatina praecursor* QUENST, *Chlamys valoniensis* DEFR., *Cytherea rhaetica* HENRY, etc... Les intercalations dolomitiques sont exceptionnelles (A. GIRARDOT 1922).

. Les marnes de Levallois : elles ne dépassent pas 5 m de puissance et peuvent manquer. C'est vraisemblablement ce qui explique leur absence dans les sondages. Il semble qu'il existe une relation entre l'épaisseur des horizons de Levallois et la structure. Cette idée, pour étonnante qu'elle apparaisse, puisqu'elle suggère que le Jura est déjà esquissé au Rhétien, a été proposée par R. NICKLES (1914).

Dans le Jura externe, des sondages de la région de Lons-le-Saulnier (A. LEFAVRAIS-RAYMOND 1961) ont rencontré un Rhétien caractéristique où, comme en Franche Comté, on relève un niveau de grès inférieur et les argiles de Levallois au sommet.

Au-dessus des grès, d'épaisseur très variable, on note une alternance de calcaires dolomitiques et de marnes schisteuses noires. *A. (R.) contorta* est fréquent ; on trouve aussi des écailles de Poissons.

Les marnes de Levallois couronnent l'ensemble, l'extrême sommet de l'étage est un calcaire marneux à Bivalves qui passe à un Hettangien réduit.

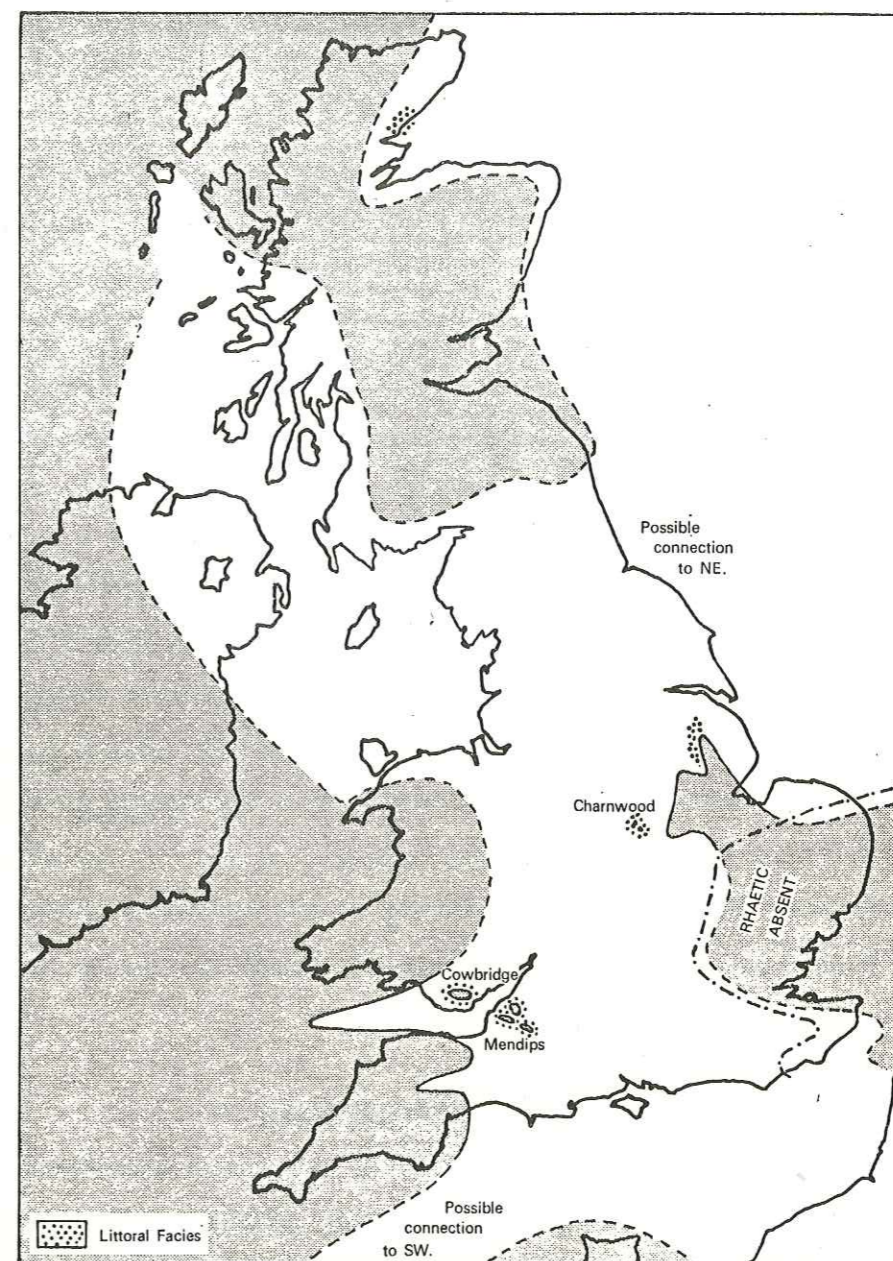
Le Bassin de Paris vient de nous montrer un faciès souabe marqué très généralement par deux sous-faciès nettement individualisés : l'un marin à la base, l'autre continental au sommet. Donc il n'est pas possible d'affirmer ici que le Rhétien correspond à la base du cycle sédimentaire jurassique. C'est un "cycle" à lui seul.

Ce n'est que sur les marges de la cuvette et de la gouttière normande qui la prolonge, qu'il est possible d'observer la superposition de l'Hettangien marin sur le Rhétien marin. Mais là les dépôts rhétiens ne sont pas, contrairement à ce que les affleurements de surface, fort réduits, suggéraient, régulièrement transitionnels avec ceux du Keuper. La présence d'un conglomérat de base est fréquemment reconnu en sondage. Il est donc possible qu'en un point donné du bassin entre les marnes du Keuper et les grès rhétiens, se soit écoulé un laps de temps non négligeable.

Le fait que, dans l'axe du bras de mer et à son débouché dans la mer ouverte (Franche-Comté), des niveaux continentaux s'observent, suggère encore qu'un laps de temps non négligeable mais impossible à préciser, a séparé le dépôt des marnes de Levallois de celui des couches marines à *Psiloceras planorbis*. La superposition, apparemment normale et continue, des niveaux hettangiens au-dessus des grès rhétiens, sur les marges du bras de mer parisien, n'est peut être qu'une trop rapide conclusion. Là où manquent les marnes de Levallois, les grès du Rhétien ont, selon toute vraisemblance, le même faciès que ceux existant à l'extrême base de l'Hettangien (ce niveau basal remaniant d'ailleurs les couches sous-jacentes).

Ces données de sondages permettent donc de poser le problème du Rhétien en des termes tout à fait inhabituels dont nous verrons l'importance : les faciès du bassin correspondent à des dépôts séparés, dans le temps, de ceux du Keuper par une lacune, de ceux de l'Hettangien par une régression.

C'est pourquoi le bassin de Paris, compte tenu des données récentes, ne semble pas être un lieu de choix pour l'étude des mers épicontinentales rhétiennes. Nous verrons que les bordures du Massif Central sont beaucoup plus riches d'informations ; il y a là en effet passage transitionnel des dépôts marins du Rhétien tant



The probable palaeogeography of Rhaetic times. The Rhaetic beds are absent through erosion in eastern England and the form of the London Massif can therefore be predicted only from present Rhaetic contours. The absence of littoral facies, except where shown, makes the position of shorelines of the Rhaetic sea speculative.

Paléogéographie du Rhétien d'Angleterre d'après

G.M. Bennison et A.E. Wright (1970).

à la base avec le Keuper qu'au sommet avec l'Hettangien.

b) Dans les Iles britanniques, les auteurs anciens avaient déjà assimilé les bone-beds aux grès de Tåbinger. Les travaux ultérieurs ont montré (G. M. BENNISON et A. E. WIGHT 1969 et D. H. RAYNER 1967) que la logique sédimentaire du Bassin de Paris s'y retrouvait. Les dépôts transgressifs très détritiques en bordure des côtes passent latéralement d'une part, verticalement d'autre part à des couches carbonatées : dolomitiques puis calcaires.

Notons que dans le Somerset et le Glamorgan, le Rhétien inférieur (Westbury beds) présente à sa base une discontinuité, bien que sans discordance angulaire. Nous ne présenterons pas d'informations détaillées ; les relations existant entre, la mer du Nord, et le Bassin de Paris, ne sont pas clairement établies. Il n'est pas certain à priori que l'on puisse parler, au Rhétien, d'un bassin anglo-parisien, le bassin anglais étant en communication à la fois avec le Bassin de Paris par la gouttière normande et, vraisemblablement, avec la mer du Nord, de part et d'autre du massif du Brabant-Londres.

c) En Hollande, dans le secteur Nord-Est, une nette discontinuité apparaît : le Rhétien y est transgressif du Nord vers le Sud sur le Keuper, le Muschelkalk ou le Bundsandstein supérieur (A. A. BOGDANOFF, M. V. MOURATOV et N. S. SCHATSKY 1964).

d) Dans les plaines allemandes le Rhétien est représenté par des séries de puissances variables, correspondant à des milieux de sédimentation marine, lagunaire ou continentale. Le faciès souabe y a été défini. Il est important de connaître le cadre général de ces dépôts et les grandes lignes de leur paléogéographie afin de pouvoir situer les secteurs que nous étudierons au sein des mers épicontinentales périalpines. Dans les dépôts marins H. JÜNGST

(1928) a distingué, en Allemagne septentrionale, en Allemagne moyenne et dans la Hesse où ils sont épais, des termes inférieur, moyen et supérieur.

En Allemagne orientale en revanche le Rhétien est lagunaire et fluviatile, ce sont des grès riches en kaolin, avec interstratifications d'argiles claires et de lits de charbon qui passent transitionnellement au Lias ; on parle alors de Rhaetolias (L. KRUMBECK 1933). Sa puissance atteint en Poméranie 100 m ; il se poursuit jusqu'en Brunswick et en Bavière. L'attribution du Rhétien de Franconie à un faciès lagunaire ou marin a été douteuse pendant longtemps. F. SANDBERGER (1884) a vu surtout des débris végétaux, W. GOTHAN (1914) en faisait un dépôt limnique et fluviatile, mais les travaux de L. KRUMBECK (1939) ont établi son caractère marin et ont permis d'y retrouver la stratigraphie classique de l'Allemagne occidentale.

Dans le secteur marin, c'est-à-dire essentiellement en Allemagne occidentale, en Hesse et en Franconie les dépôts rhétiens ont une puissance voisine de 100 m. Ils ont été reconnus comme formation indépendante dès 1852 dans le Brunswick par A. V. STROMBECK. La stratigraphie après bien des hésitations (voir lexicographique stratigraphique vol. 1, fasc. 5 d 2) fut établie par H. JÜNGST (1928, 1929) qui y reconnaît successivement :

- le Rhétien inférieur, marqué par une transgression marine qui envahit le domaine préalablement recouvert par les marnes irisées du Keuper ; dans les zones cotières, Harz et chañon du Flechtinge, s'accumulent des couches puissantes de grès bien lités à stratification entrecroisée caractérisée par Anoplophora postera ; plus loin en mer, au sein de grès qui ont livré des débris végétaux, se déposent des argiles vertes légèrement dolomitiques. Il convient de noter des caractéristiques que nous retrouverons dans le Rhétien inférieur de la bordure du Massif central : à savoir la couleur verte des marnes et leur teneur importante en carbonate. Les fossiles marins sont nombreux : outre A. postera, on a reconnu Modiola minuta. Les bone-beds contiennent Acrodus, Hybodus et Saurychtys. On a pu reconstituer un milieu de sédimentation de faible profondeur d'eau, sous un climat aride.

- Au Rhétien supérieur, s'amorce une nouvelle transgression marine qui se marque par des formations de bone-beds et des niveaux de moins en moins gréseux. Là où, comme au Nord du Harz, ces derniers restent importants, la séparation des termes moyen et supérieur est difficile et contestée. En Thuringe, c'est-à-dire à l'Est de la fosse marine rhétienne permanente, les argiles sont rouges et associées à du minerai de fer, les grès sont calcaires. Ces assises passent au Lias sans aucune discontinuité. H. JÜNGST range leur sommet dans un type intermédiaire, dont la limite sommitale est l'apparition d'Ammonites.

Le faciès marin que nous venons très brièvement de présenter passe au SW au faciès rhétien réduit qui caractérise l'Allemagne méridionale rhénane, dit "faciès de Kraighau" et au SE en Franconie, au faciès fluviatile.

Le Kraighaurät (Rhétien de Kraighau) est d'épaisseur réduite, de l'ordre d'une vingtaine de mètres, alors que celui d'Allemagne du Nord atteignait 100 m. H. JÜNGST (1929) y reconnaît :

- le Rhétien inférieur (2 m) : grès carbonatés et argiles verdâtres à bone-beds. Là encore la couleur verte est considérée comme caractéristique.
- le Rhétien moyen (6 à 9 m) : grès quartzitiques, kaoliniques, gris, jaunâtres, intercalés d'argiles grises. Fréquence des bone-beds et richesse en débris de plantes sont très caractéristiques de cette partie des dépôts rhétiens ;
- le Rhétien supérieur (10 à 12 m) : argiles noires à passées lenticulaires sableuses. Le fossile de zone Avicula contorta y est fréquent.

Le Rhétien de Souabe, est comme le précédent, très réduit (10 m). Ce sont des grès fins, jaunâtres, silicifiés, associés à des argiles gris bleu. La limite supérieure avec le Lias est marquée par un bone-bed (ENDLICH 1870) ; M. LAEMMLEN (1954) a montré, comme le suggéraient H. JÜNGST (1929) et L. KRUMBECK (1939) que le Rhétien de souabe est l'équivalent du seul Rhétien supérieur du Kraighau. Une telle situation se retrouve au Sud de la Forêt

Noire (M. PFANNENSTIEL 1932 et O. PRATJE 1922).

Une paléogéographie générale se dessine. Elle est telle que, en Allemagne occidentale et en Hesse le Rhétien est puissant et presque entièrement ou entièrement marin ; en Allemagne orientale il est lacustre ou fluviatile ; en Allemagne méridionale condensé et que enfin, plus au Sud encore - donc étrangement vers le domaine alpin - en Souabe, il est incomplet et précède immédiatement le Lias marin sous un mince niveau gréseux. On arrive là au "seuil vindélien" qui est en fait la Terre alémannique, et correspond à la Bohême prolongée sous la plaine bavaroise en direction du massif de l'Aar. Il a été longtemps émergé (voir R. TRÜMPY 1960). Soulignons que ce Rhétien souabe succède à une période d'émersion ; il n'est donc vraisemblablement pas représentatif de l'ensemble de l'étage. C'est un des nombreux paradoxes de cet étage, que de voir l'un de ses faciès typique ne correspondre probablement qu'à une tranche incomplète des temps rhétiens.

Traitant du Bassin de Paris, nous avons établi qu'un bras de mer envahissait un bas pays cristallin et se résolvait en lagunes à la fin de l'étage. En Allemagne, la régression presque générale qui prend place n'est pas synchrone de celle du Bassin de Paris, puisqu'elle a lieu au Rhétien moyen. Dans les deux cas les reliefs hercyniens ne sont pas totalement aplanis ; une paléogéographie peut être esquissée. On saisit là l'intimité du mécanisme si complexe de l'épirogenèse où de vastes domaines subsidents s'individualisent par à-coups au sein d'une plateforme puis se prolongent pendant des temps fort longs.

Il ne faudrait en aucun cas assimiler la mer rhétienne à une mer épicontinentale régulière, en bordure d'un océan alpin. Des quelques éléments présentés plus haut il semble que les influences océaniques parvenant par la mer du Nord, jusqu'en Grande

Bretagne et en Allemagne occidentale, laissent supposer des dépôts rhétiens épais entre les îles Britanniques et la Norvège. Entre la Souabe et le domaine alpin s'élèvent des hauts fonds épisodiques qui limitent les relations de la mer épicontinentale avec les mers alpines.

Après avoir signalé les principales zones d'affleurement du faciès souabe on constate :

- a) qu'il ne constitue pas directement la base du cycle sédimentaire liasique ; sa liaison avec l'Hettangien est intime mais ce dernier étage marque parfois une transgression,
- b) l'extension du Rhétien dépasse celle du Keuper,
- c) aucune phase orogénique d'importance ne sépare le Rhétien des séries antérieures ; mais la paléogéographie est mouvante et marquée par des épisodes de transgression et de régression se produisant pendant tous les temps rhétiens.

3) Les faciès des Carpates

Les Carpates sont une terre d'élection pour l'étude du Rhétien. On y observe en effet, les deux faciès classiques (alpin et souabe) et on peut analyser leurs relations puisque dans certaines coupes ils sont associés.

On examinera succinctement les différents secteurs des Carpates, où le Rhétien a fait l'objet d'études accessibles. Nous considérerons successivement les Carpates septentrionales de Tchécoslovaquie, les Carpates méridionales Roumaines, et enfin les Monts Apusenes.

a) les Carpates septentrionales

On trouvera dans D. ANDRUSOV (1955) un exposé clair de la structure des Carpates de Slovaquie et dans M. MAHEL et T. BUDAY et al (1968) des informations détaillées. Le Rhétien n'est

pas connu dans les zones les plus externes où les dépôts les plus anciens sont jurassiques (Avant Fosse morave, zone du flysch). A partir de la zone des klippes au Nord, jusqu'aux Gémérides au Sud, notons que :

- dans la zone des Klippes on reconnaît des unités allochtones ayant trois types de faciès,
 - . faciès Czorsztyn :
le Keuper sous le faciès habituel en Europe occidentale est représenté par 100 m de schistes bariolés, où se trouvent des concrétions dolomitiques et des lentilles de gypse, interstratifiées de quartzites et de conglomérats. Le Rhétien est formé de 10 à 50 m de schistes sombres à intercalations de calcaires sombres et de lumachelles. Le Lias inférieur est constitué de schistes gréseux à passées gréseuses et lumachelliques. C'est là un faciès souabe typique.
 - . faciès piénin :
On range généralement sous ce terme des faciès débutant avec le Pliensbachien supérieur et se poursuivant jusqu'au Crétacé supérieur.
D. ANDRUSOV y adjoint des couches inférieures où le Rhétien est représenté par 50 m de schistes et calcaires (de même faciès que dans l'unité précédente), reposant sur un Keuper à lentilles de gypse et recouvert par 100 m de couches gréseuses (grès, calcaires, arkoses).
 - . faciès Manin-Klape :
Les niveaux inférieurs sont des calcaires gréseux fins recouverts de calcaires gréseux verts et rouges datés du Toarcien par des Ammonites. Comme dans toutes les klippes précédentes la série est continue jusqu'au Crétacé supérieur.

Bref dans cette zone des Klippes, le Rhétien, lorsqu'il est présent a un faciès souabe et il repose sur un Keuper de faciès germanique ; il représente la base du cycle sédimentaire liasique.

- Zone de Tatrïdes et suivantes (dites également zone des enveloppes) : couverture des noyaux cristallins. Le Rhétien manque ou n'est représenté que par quelques niveaux de conglomérat reposant sur le Keuper et formant la base de Lias (voir M. MAHEL et M. KOCHANOVA 1964) qui ailleurs est recouvert en transgression par des niveaux plus élevés.

- Nappe de Krizna :
Le Rhétien est concordant sur les formations calcaréodolomitiques du Trias, mais il a là successivement les faciès alpins et souabes formant l'association dite faciès carpatiques (E. HAUG 1891). Les deux types passent progressivement de l'un à l'autre du Sud vers le Nord. Le Rhétien est dans les deux cas l'amorce des faciès liasiques, l'Hettangien se rapprochant sédimentologiquement beaucoup du Rhétien dont il diffère cependant par la faune (M. MAHEL 1964). La couverture se poursuit sans discordance jusqu'au terme les plus récents représentés : le Néocrétacé basal.
- Nappe de Choc :
Le Rhétien est, là encore, lié à la formation triasique calcaréodolomitique, une abondante faune (W. GOETEL 1916) des couches de Kössen caractérise des calcaires récifaux interstratifiés dans les couches du Dachstein. La série se poursuit en continuité dans l'Hettangien. La rupture sédimentologique se produit avec le Sinémurien. La série atteint le Jurassique supérieur - Crétacé inférieur.
- Nappe du Strazov et du Nedzo :
Le Rhétien est là tout entier sous le faciès de Dachstein en continuité avec la Dolomie principale à la base et les calcaires à crinoïdes liasiques au sommet.
- Gémérides :
Le Rhétien est étroitement associé au Norien dont il a le faciès calcaréodolomitique. La présence du Rhétien est attestée par des *Avicula (Rhaetavicula) contorta* associées aux Brachiopodes classiques des faciès alpins. Notons au passage que la présence de ces fossiles permet de rattacher le sous étage local des Carpates septentrionales dit Sevantin (sous-zone supérieure du Norien) (cf. M. MAHEL et M. KOCHANOVA 1964) il est recouvert en transgression par le célèbre faciès liasique d'Anet (ou Adneth).

Les équivalences des zones paléogéographiques carpatiques et alpines font l'objet de discussions. Nous retiendrons celle proposée par A. TOLLMANN (1966) qui présente les assimilations suivantes : du bord méridional (interne) au bord septentrional (externe) :

- Gémérides = Austro alpin supérieur : Nappes de Hallstatt et de Dachstein ;
- Nappe de Choc = Austro alpin supérieur : Bajuvanides Tyrolides etc. . .)

- Nappes de Krizna = Austro alpin inférieur
- Couverture des noyaux cristallins (Tatrides) = noyaux à faciès de Hochstegen (c'est-à-dire assimilable, d'après TOLLMANN au Briançonnais).
- Zone des Klippes = Helvétides.

Nous voyons que ces équivalences sont recevables pour le Rhétien, mais que les Carpates ont cependant une individualité :

- Dans les Gémerides la discordance est immédiatement post-rhétienne, alors que dans les Nappes de Hallstatt et de Dachstein elle est de beaucoup postérieure : des lacunes (débutant au Rhétien, Lias, Malm ou Crétacé inférieur) existent sous les calcaires de Gosau, mais aucune discordance d'âge liasique n'est proposée.
- Dans la nappe de Choc la série est tout à fait assimilable à celle des unités les plus septentrionales des Alpes calcaires septentrionales (Bajuvanides-Tyrolides...) ; le Rhétien est un des termes d'une série continue du Trias au Crétacé inférieur.
- Dans la nappe de Krizna tant le type sédimentaire (intercalation de masses récifales dans des calcaires de type Dachstein), que la continuité de sédimentation jusqu'au Crétacé, sont très comparables à ce que l'on connaît dans l'Austro-alpin inférieur.
- Le Trias-Rhétien est, dans les séries d'enveloppe, réduit, lacuneux, terrigène, comparable en tous points à ceux de la couverture des noyaux) à faciès Hochstegen.
- Dans les Tatrides, comme dans la série de Hochstegen le Trias

supérieur, le Rhétien et le Lias sont lacuneux ou totalement absents. La composition de ces deux zones est donc très comparable.

Au Rhétien l'identité des unités externes est frappante entre les Carpates et les Alpes autrichiennes, en revanche les domaines les plus internes (Gémerides) montrent que la phase post-rhétienne des Carpates ne s'est pas fait sentir dans les Alpes autrichiennes (Austro-alpin supérieur).

b) Dans les Carpates méridionales roumaines (G. RAILEANU et al. 1964), c'est-à-dire au Sud du Bassin molassique de Transylvanie, le Rhétien est marin sous un faciès détritique. Il est discordant sur différents étages du Trias et passe en revanche en continuité au Lias.

c) Les Monts Apusenes joignent les Carpates méridionales et les Carpates orientales, entre les dépressions pannoniques à l'Ouest et de Transylvanie à l'Est (en Roumanie). G. RAILEANU et al. montrent que le Rhétien est représenté tantôt exclusivement sous le faciès de Kössen passant en parfaite continuité avec le même lithofaciès au Lias daté, tantôt sous deux faciès : détritique à la base, surmonté du faciès de Kössen, qui se poursuit dans le Lias.

En effet M. BLEAHU et G. MANTEA (1964) dans une mise au point traitant exclusivement du Rhétien, montrent que :

- l'autochtone (c'est-à-dire le domaine oriental) présente un Rhétien non daté sous un faciès détritique passant en continuité à un Hettangien et à un Sinémurien datés. Le Rhétien repose sur des calcaires triasiques corrodés par un Karst. Nous voyons que le faciès est typiquement un faciès souabe ;
- les unités allochtones (c'est-à-dire le domaine occidental) montrent différents types de faciès qui sont pour certaines unités :
 - . des calcaires noirâtres présentant des faunes de Kössen à la base, et liasiques au sommet. Cet ensemble repose sur des calcaires marmoréens du Trias.
 - . des interstratifications de calcaires à faune de Kössen au

sein d'une formation terrigène rhétienne à la base (sédimentation de type continental et paralique), hettangienne au sommet. Comme précédemment cette interstratification de faciès repose sur des calcaires marmoréens triasiques.

Les auteurs insistent sur le fait que le Rhétien est nettement un "Infralias" c'est-à-dire la base du système jurassique, mais que "la faune a plus d'affinités avec celles du Trias qu'avec celle du Lias".

d) Dans l'avant Pays des Carpates, dans le Massif de la Dobrogée au Sud du delta du Danube, on note (V. MUTIHAC 1964) que la série jurassique est transgressive sur des dépôts paléozoïques ou triasiques (jusqu'au Norien), le conglomérat de base et la série détritique qui le surmonte sont Pliensbachien. Le Rhétien et le Lias inférieur manqueraient donc là (1). On constatera que la séquence sédimentaire de cette transgression a des faciès qui évoquent ceux du Rhétien.

Au terme de ce bref examen des Carpates et de leur avant pays, on constate que :

- α) les faciès alpins typiques sont présents dans les zones internes caractérisées ;
- β) le faciès souabe passe en continuité à l'Hettangien et repose en concordance sur les niveaux triasiques ;

(1) Selon M. SANDULESCU (Rens. oral 1971), dans la Dobrogée septentrionale, un important plissement alpin d'âge liasique élevé affecterait une série de type flysch d'âge Trias supérieur - Lias inférieur.

γ) dans des unités proches du bord interne, toutes largement allochtones, existe une interstratification de faciès calcaire alternant avec des schistes livrant la faune de Kössen, et de niveaux terrigènes de type souabe. Dans ces unités le Rhétien est en accordance avec des termes du Trias mais une lacune de sédimentation et, vraisemblablement, une période d'émersion séparent Trias de Rhétien. En revanche aucune discordance angulaire n'est signalée.

Il existe une liaison simple entre les différents faciès du Rhétien et leur position structurale. Dans le domaine alpin, le faciès de Kössen ou faciès alpin est en continuité avec le Trias ; il peut être avec lui intéressé par une phase orogénique telle que différents étages jurassiques les recouvrent en discordance. Remarquons qu'une telle discordance s'observe aussi dans une bande centrale qui regroupe les Dinarides les plus internes, le bassin pannonique, la nappe de Hallstatt dans les Alpes autrichiennes et la Dobrogée alors qu'elle manque dans les Dinarides externes et dans les Alpes méridionales.

Dans le domaine extra-alpin le faciès terrigène représente la base d'une transgression s'avancant sur un pays qui n'avait pas été tectonisé immédiatement auparavant. Il s'agit là, bien évidemment, soit d'un mouvement eustatique, soit d'un mouvement épirogénique négatif du domaine de l'Europe moyenne.

Cette opposition très nette entre les relations structurales des deux faciès est confirmée par les observations faites dans les Carpates. Là, lorsque le Rhétien commence par son faciès souabe, il est la base du cycle sédimentaire liasique, et repose en concordance sur les niveaux inférieurs.

Les horizons à faune alpine que l'on trouve au sommet du Rhétien ne semblent représenter qu'une rapide et fugace avancée de la mer alpine, au sein de la mer épicontinentale où se déposait le faciès souabe. Au passage remarquons que les niveaux

détritiques attribués, peut-être avec légèreté, au faciès souabe sont très généralement azoïques.

E) ATTRIBUTION DU RHÉTIEN A UN SYSTEME

Pendant longtemps deux grandes écoles se sont affrontées, l'une essentiellement constituée par les géologues français et anglais, faisait du Rhétien la base du système jurassique (on trouvera dans le Colloque consacré au Trias français l'argumentation développée). L'autre attribuait le Rhétien au système triasique : il s'agit de l'école principalement allemande. Mais actuellement la majorité des géologues, suivant les révolutions du colloque international du Jurassique (1964), s'accordent pour rattacher le Rhétien au Trias, dont il constitue le terme supérieur. Si certains auteurs continuent à placer le Rhétien à la base du Jurassique, le fait reste exceptionnel, il est toujours clairement explicité, et correspond à des faciès régionaux précis.

Le Rhétien, sommet du Trias

La base de cette affectation est d'ordre paléontologique. Il n'est pas douteux que le nombre des espèces et des genres communs au Norien et au Rhétien est plus grand que celui commun au Rhétien et à l'Hettangien : par exemple W. J. ARKELL 1956 note que tous les genres d'Ammonites rhétiennes existent pendant le Norien, alors que l'Hettangien est marqué par l'apparition de 20 nouveaux genres. De même, l'analyse des microflores, surtout dans le Rhétien de faciès continental, suggère un rattachement au système triasique (E. MIGATCHEVA 1964).

Il serait vain de vouloir citer tous les auteurs qui se rangent à cette opinion. Disons que dans les faciès alpins (voir par exemple R. TRÜMPY, 1963), dans les faciès carpatiques (voir par exemple M. MAHEL et M. KOCHANOVA, 1963), les arguments paléontologi-

ques incitent à placer le Rhétien dans le Trias.

Le faciès souabe est également affecté au système triasique par les allemands qui montrent les relations existant entre les horizons gréseux keuper supérieur et rhétiens, et soulignent les récurrences lagunaires au sein des séries à A. contorta. Cependant en France, où l'on connaît une telle récurrence - les marnes de Levallois - dans l'Est du bassin parisien - on a montré que les minéraux des argiles de ces Marnes de Levallois et ceux des argiles du Keuper (G. MILLOT 1949) ne sont nullement identiques. C'est là un des arguments dont usent les tenants du Rhétien partie basale du Jurassique.

Le Rhétien base du Jurassique

Le fondement de cette attribution est d'ordre paléogéographique et sédimentologique. Ses adeptes font remarquer que le Rhétien est transgressif sur le Keuper et marque le commencement du régime de sédimentation marine jurassique dans les domaines qui bordent vers le Nord et l'Ouest la mer alpine : Angleterre, Bassin de Paris, bordure du Massif Central, etc. . . .

La paléogéographie de ces bassins témoigne d'une invasion marine commençant avec le Rhétien, après un Trias supérieur laguno-continental (J. RICOUR 1963) : les grès ou marnes du Keuper n'ont qu'une faune lagunaire et souvent anormalement salée riche en végétaux, en vertébrés, en Estheria, alors que ceux du Rhétien ont une faune plus franchement marine. La différence des milieux de sédimentation se traduit en outre dans les roches carbonatées : celles du Keuper sont exclusivement dolomitiques, alors que celles du Rhétien sont constituées concurremment de calcaires et de marnes, avec rôle subordonné des dolomies.

Les milieux de sédimentation sursalée au Keuper et de

mer normale au Rhétien, avaient dans leurs grandes lignes les mêmes bordures. Cependant le changement du milieu de sédimentation coïncide avec un changement des limites des aires de sédimentation : les dépôts marins du Rhétien ont une extension sur les continents bordiers (Massif Central, Bassin de Paris, etc...) plus grande que les formations du Keuper (L. COUREL 1970).

Nous avons vu précédemment (p. I-9) que V.I. SLAVIN (1963) attribuait le Rhétien sous son faciès souabe au Jurassique. En Pologne R. DADLEZ (1967), en utilisant les arguments tirés de l'évolution de la sédimentation comme les géologues français, range le Rhétien dans le Jurassique : il place la limite entre les systèmes triasiques et jurassiques au dernier lit de gypse, dépôt dont on connaît l'extrême développement dans les bassins épicontinentaux du Keuper de Pologne, d'Allemagne et de Grande Bretagne.

Rappelons cependant, d'une part, que les Marnes de Levallois du bassin de Paris représentent un faciès régressif à la fin du Rhétien, d'autre part l'existence d'épisodes régressifs pendant tous les temps rhétiens aussi bien dans l'Est du bassin parisien qu'en Allemagne. Une régression de la base de l'Hettangien est également perceptible, dans certaines coupes au-dessus du Rhétien français à faciès "souabe".

L'ensemble des auteurs a, depuis A. OPPEL et E. SUESS (1856) admis une équivalence intégrale entre le faciès souabe et le faciès alpin. Il y a là vraisemblablement une des clés de l'opposition entre les écoles qui rattachent le Rhétien au Trias et celles qui le rattachent au Jurassique : V.I. SLAVIN insiste (1963) sur l'opposition existant entre le faciès souabe, d'une part, transgressif sur le Keuper et recouvert en concordance par l'Hettangien, et d'autre part le faciès alpin concordant avec le Norien mais nettement séparé de l'Hettangien. Une région intermédiaire entre le domaine alpin et la plate-

forme péri-alpine, les Carpates, lui ont montré la superposition au sein du Rhétien des faciès alpin et souabe. Il propose donc de scinder le Rhétien en deux sous-étages correspondant aux deux faciès respectifs. Cela revient à dire que les marnes irisées de la plateforme européenne correspondraient à leur partie sommitale au Norien et au Rhétien alpins, tandis que l'Hettangien du domaine alpin serait l'équivalent du Rhétien sous son faciès souabe et de l'Hettangien riche en Psiloceras. Cette opinion tout-à-fait originale, n'est pas sans séductions. Elle souligne la nécessité intellectuelle de séparer les notions de temps et celles de faciès. Elle se heurte cependant non seulement à l'usage, mais également au critère donné par le Lamellibranche Avicula (Rhaetavicula) contorta trouvé à la fois dans les couches de Kössen et les couches à faciès "souabe". V.I. SLAVIN récuse donc la signification de ce fossile comme marqueur.

Nous avons vu dans les pages qui précèdent que l'identité d'un Rhétien est clairement établie, lorsque les faunes à Ammonites peuvent être rencontrées. En revanche dans le faciès souabe une telle identité s'évanouit. En usant d'arguments paléogéographiques, d'arguments paléontologiques, disparition et apparition d'Ammonites, V.I. SLAVIN étaye ainsi les idées anciennes de A. LEYMERIE et celles de C.W. GÜMBEL :

- le Rhétien sous son faciès souabe forme la base de la transgression jurassique et appartient à l'Infralias de A. LEYMERIE ;
- le Rhétien sous son faciès alpin termine le Trias et se rattache au Norien (conception de C.W. GÜMBEL).

II - ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE PORTANT SUR
LES REGIONS ETUDIEES DANS LE PRESENT

MEMOIRE

Dans les pages précédentes nous avons exposé les problèmes posés par l'étage rhétien. Pour tenter d'apporter une contribution à leur solution j'ai entrepris une étude :

- . d'une part sur le bord SE du Massif Central, où la mer épicontinentale, issue des mers alpines, battait une côte basse et déjà érodée ; là une continuité de sédimentation marine pouvait être espérée entre le sommet du Keuper et la base de l'Hettangien ; c'était une différence à priori avec les bordures du bassin de Paris où les faciès sont soit presque exclusivement gréseux (grès de Mortensart, de l'Ardenne, par exemple) et alors vraisemblablement continentaux, soit argileux ; le Rhétien est alors marqué à son sommet par une régression pendant laquelle se sont déposées les argiles de Levallois. Sur les marges du Bassin une lacune de sédimentation était donc à craindre. Le choix du SE du Massif Central semblait meilleur d'après les travaux connus lors du début de notre entreprise ;
- . d'autre part sur une transversale des zones alpines : où je souhaitais observer le passage des dépôts de la mer épicontinentale vers ceux de la mer ouverte installée dès cette époque dans le sillon alpin primitif.

On trouvera ci-après une analyse bibliographique régionale des domaines que j'ai parcourus ; la bordure méridionale des Causses et une transversale des zones alpines françaises.

A) LA BORDURE MERIDIONALE DU MASSIF CENTRAL

On sait que dans tout le Bas Languedoc (F. ELLENBERGER 1968) , le Trias germanique se dépose partout, après le dépôt Houiller et de Permien, dans des bassins localisés à la périphérie du socle paléozoïque tectonisé du Massif Central, représenté ici par les Cévennes, le substrat des Causses et la Montagne Noire. Il se termine par un Keuper gypsifère.

Le Rhétien est transgressif et la mer se maintient jusqu'à l'Aptien et l'Albien sur une plateforme légèrement, mais régulièrement subsidente.

Dans une sédimentation uniformément calcaire et dolomitique le Rhétien, le Lias moyen et supérieur forment des épisodes marneux. Cette position morphologique du Rhétien à la base d'une falaise calcaire, explique la médiocre qualité de nombreux affleurements souvent nappés d'éboulis. Cet épisode terrigène attira très tôt l'attention des géologues qui y voyaient, avec raison, une coupure majeure dans l'histoire géologique.

L'analyse de cette partie de la couverture sédimentaire a permis aux précurseurs de la Géologie de reconnaître une série essentiellement détritique à la base puis calcaire, et marneuse, déterminant dans la dépression de modestes barres sous un puissant ensemble carbonaté qui constituent la belle cuesta des avant-Causses. Au pied de cette cuesta à la base des marnes des niveaux gréseux et dolomitiques, peu épais étaient rattachés tantôt au sommet du système inférieur, triasique, tantôt au Jurassique. La limite restait imprécise.

L'histoire des connaissances ultérieures peut, avec quelque arbitraire bien évidemment, se scinder en quelques grandes étapes : les pionniers de la stratigraphie de cette région examinent,

au cours du XIX^e siècle, la limite entre les systèmes triasique et jurassique et y découvrent des gîtes fossilifères de grande importance théorique ; cette clef stratigraphique en mains, l'étude régionale méthodique menée par les cartographes de la première couverture générale au 1/80.000^e, à la fin du siècle dernier et au début de celui-ci, leur permet de localiser les principaux affleurements du Rhétien. Depuis lors les informations nouvelles ont été surtout apportées à l'occasion de travaux cartographiques détaillés, de recherches appliquées, sans qu'elles aient jamais fait l'objet d'une monographie générale.

1) Les pionniers : établissement d'une série stratigraphique

D'ARCHIAC, NOGUES, D'ORBIGNY, DUFRENOY, ELIE de BEAUMONT ont été parmi les premiers géologues à reconnaître une formation gréseuse directement transgressive sur le Paléozoïque du SE du Massif Central qu'ils attribuent toute entière au "grès inférieur du Lias" (in J. MIQUEL 1896).

En 1838 A. LEYMERIE définit, dans les monts du Lyonnais un Infralias, à la base du Lias, lequel comprend de bas en haut :

- Infra-lias : marnes, grès et arkoses,
- calcaires à Gryphées,
- calcaires à Bélemites.

Dans les Cévennes E. DUMAS (1846) reconnaît à la base de la transgression sur le Houiller, différents faciès dont il ne donne pas les relations géométriques (conglomérats, poudingues, marnes à nuances vives et variées, gypses). Il les rattache au Keuper mais n'exclut pas qu'ils puissent s'être déposés dès l'étage des grès bigarrés, supposant ainsi une lacune du Muschelkalk. Il rapporte à l'Infralias trois niveaux, soit de bas en haut :

- des marnes fossilifères, concordantes sur le Trias, à Fecten Lugdunensis ? MICH.
P. valoniensis
Mytilus socialis
Diadema seriale
Ostrea sp.
Ammonites torus,
- des calcaires compacts, gris, en petites couches nettement stratifiées,
- une puissante formation dolomitique (100 m), dite "dolomie infraliasique" et assimilée au "Lias blanc" d'Angleterre, recouverte par les calcaires à Gryphées.

E. HEBERT (1859) discute l'attribution au Trias de toutes les assises terrigènes et en range certaines dans l'Infralias en soulignant les relations d'affleurement entre elles et les niveaux fossilifères sus-jacents et leur indépendance par rapport aux horizons gypsifères. Il propose la succession suivante, de bas en haut (p. 917-918) :

- Grès micacés, mouchetés, à Calamites arenaceus et à empreintes de Labyrinthodon "identiques à celles du grès bigarré de Saxe, d'Angleterre et des Vosges" ;
- "Calcaires dolomitiques souvent cloisonnés et tufacés qui peuvent, si l'on veut, correspondre au Muschelkalk, mais qui pourraient n'être que le commencement de la série keupérienne" ;
- "Marnes bigarrées associées à du calcaire marneux et renfermant ordinairement du gypse, correspondant au Keuper" ;
- "le Lias commence aux couches de conglomérats et de grès ordinairement appelés arkoses (... Ils) sont inférieurs aux marnes et calcaires marneux avec fossiles infraliasiques (... qui...) paraît être celui des calcaires de Valognes". On sait que ces calcaires de Valognes sont typiques de l'Hettangien.

La stratigraphie de la série Trias-Infralias était ainsi établie, mais une controverse qui devait durer plus de vingt ans apparaît : l'appartenance ou non des niveaux gréseux sous-jacents au Lias ; elle empoisonnera la stratigraphie pendant des années.

H. MAGNAN (1867) précisant la stratigraphie de ce dernier niveau gréseux, découvre Avicula contorta à l'Ouest de Boutenac et près de Cazouls-les-Béziers, dans des calcaires interstratifiés à débit en plaquettes. Il range donc dans le Trias les horizons sous-jacents à ces calcaires en plaquettes. Il établit ainsi que :

- "les Corbières ont leur Trias et leur Lias constitués, à peu de choses près, comme partout, comme dans le Nord de la France, comme dans la région alpine, comme sur le bords du Plateau Central" (p. 724).

A partir de cette date l'essentiel des données tendra à préciser la limite exacte de la base du Rhétien et l'extension des différents faciès de l'Infralias. C'est ainsi que L. DIEULAFAIT (1869) découvre de nombreux gisements d'A. contorta, complétant ceux découverts par H. MAGNAN (1867), E. DUMORTIER (Joyeuse-Ar-dèche) et P. de ROUVILLE et BIOCHE (Lodève-Hérault) in L. DIEULAFAIT (1869) et précise l'extension des couches rhétiennes dans les départements de l'Hérault, de Lozère, d'Aveyron et du Gard. Il propose que les couches dites infraliasiques soient rapportées au Trias et soient recouvertes directement par le Lias moyen. C'est là un travail descriptif précieux qui me fut utile dans la localisation des secteurs où des recherches détaillées devaient être entreprises.

L'interprétation des résultats était très hétérodoxe puisque l'auteur affirmait que dans de nombreuses localités la zone à A. contorta, reposait sur les grès bigarrés : il donnait en effet à la zone à A. contorta une base commençant exactement à l'apparition de ces faciès dans les affleurements. Il scindait ainsi la formation gréseuse en zone A. contorta et grès bigarrés.

A l'occasion de la présentation des résultats précédents E. HEBERT (1869) est conduit à répéter avec netteté, telle qu'il l'avait établie dix ans auparavant, la stratigraphie du Trias et du Lias de ces régions. Il rappelle que les trois termes du Trias y sont pré-

sents sous leurs faciès classiques.

A propos des couches sus-jacentes aux marnes du Keuper il écrit :

"La zone à A. contorta commence par des couches de nature et d'épaisseur variables, non fossilifères, mais dont la base est constamment formée par des grès ou des conglomérats quartzeux (...) tantôt cette base se réduit à 2 ou 3 m, tantôt elle pourrait atteindre 30 à 40 m ou même une épaisseur encore plus considérable" (p. 451).

2) Localisation des affleurements rhétiens

On peut donc considérer qu'avec E. HEBERT (1869) les bases stratigraphiques sont acquises ; elles n'évolueront que peu à partir de cette date. Les levés cartographiques délimiteront les affleurements.

L. COLLOT (1875), étudiant les terrains jurassiques du département de l'Hérault, montre que la série jurassique est concordante sur les marnes irisées du Keuper et il attribue à la zone à Psiloceras planorbis les premiers calcaires surmontant les niveaux dolo-mitiques. Cette attribution sera confirmée dans les travaux ultérieurs ; A. JEANJEAN (1882) dans les Basses Cévennes précise la stratigraphie de la zone à A. contorta et dans les bone-beds découvre des restes d'ossements de Reptiles (Ichtyosaurus). Il recueille dans les premiers niveaux de calcaire, de nombreux fossiles de la zone à planorbis ; E. DEPERET (1899) à l'occasion de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France présente une stratigraphie qui compte tenu des travaux des auteurs précédents peut être considérée comme définitive ; la terminologie employée tient compte de l'ambiguïté de nomenclature du moment, mais à cette désignation près elle fut conservée jusqu'à présent : "l'Infralias comprend de bas en haut les couches suivantes :

- marnes vertes et bariolées,

- grès infraliasiques,
- calcaires en plaquettes à A. contorta,
- dolomies''.

Les découvertes paléontologiques sont signalées à l'occasion de levés stratigraphiques : R. NICKLES (1894-1898), note la présence d'A. contorta au cœur ''d'un anticlinal à mi-chemin de St Chinian et de Cébazan''. J. MIQUEL (1896) donne une description minutieuse de ces horizons dont il montre qu'ils correspondent à des faciès de rivage. Il analyse les travaux des prédécesseurs et en donne une bibliographie complète à laquelle nous renvoyons le lecteur.

R. NICKLES (1907), dans le département de l'Aveyron décrit l'Infralias (sic) qui présente les mêmes caractères que celui résumé par C. DEPERET (1899) mais qui en outre lui a livré des flores, notamment :

Plagiophyllum peregrinum SAP.

Thinnfeldia sp.

Dans le fossé de Bédarieux C. ROQUEFORT (1932) établit qu'une stratigraphie précise des ensembles liasique et jurassique. A propos du Rhétien il souligne dans les 25 m de dépôts la présence de bancs de poudingues et l'abondance des restes de Poissons associés aux A. contorta. Nous avons utilisé ces travaux car il a parcouru l'ensemble de la région que nous avons étudiée et récolté de nombreuses faunes qui nous ont permis de caler nos coupes.

Au Nord de notre secteur, dans les Petits Causses, à l'occasion des levés des cartes de Mende, Largentière et Alais (sic), G. FABRE (1893) montre que le Rhétien est partout réduit à quelques mètres, généralement des grès ou des arkoses azoïques, parfois des niveaux gréseux à la base et calcaires jaunâtres au sommet.

Il propose l'existence d'un haut-fond entre les Vans et

Mende d'où il aurait été érodé, s'il s'y est jamais déposé. Il conclue en signalant que dès le Rhétien une vaste transgression crée le Golfe de Causses et s'accroît pendant l'Hettangien.

P. de BRUN et P. MARCELLIN (1934) précisent la stratigraphie de l'Hettangien dans ces Petits Causses, et, à l'Ouest, Y. BOISSE de BLACK (1933) décrit la base gréseuse de la série jurassique attribuée à l'Hettangien.

Dans la partie moyenne de notre secteur, dans la vallée de la Vis, M. DREYFUSS (1936), suggère, à propos du Lias supérieur et du Jurassique, qu'un bombement à grand rayon de courbure est responsable de l'absence de sédimentation ; c'est là une hypothèse que nous reprendrons et qui est l'un des termes d'une alternative, l'autre étant l'intensité de courants sous marins balayant les dépôts, hypothèse que l'auteur présente mais ne retient pas pour la vallée de la Vis.

Ces travaux achèvent les reconnaissances et la cartographie d'ensemble du secteur ; après la deuxième guerre mondiale les études seront thématiques essentiellement, ou intéresseront des secteurs peu étendus.

3) Les travaux récents

A l'occasion de l'étude du bassin d'Alès, des forages ont été entrepris, inédits pour la plupart. Je dois à l'amabilité du B. R. G. M. d'avoir pu les utiliser ; ainsi on trouvera dans la partie monographique de ce mémoire une analyse du sondage de Lacoste (Gard) étudié par J. P. DESTOMBES, J. FABRE et Ch. GREBER (1950), des références à ceux de Gravelongue et La Minette et au Nord du Lodève aux sondages de Pégairolles et St Michel du Larzac, analysés par M. AUBAGNE (1965 et 1962).

La recherche métallogénique dans les Cévennes et ses marges a conduit à des études globales précises dont j'ai utilisé cer-

tains résultats (A. BERNARD 1958 et F. ESPOURTEILLE 1960, J. P. PALUT 1963, A. ZISERMAN 1964), dont on trouvera une présentation synthétique in P. BERNIER et al. 1970. En outre M. AUBAGNE, J. P. PROUHET et M. SLANSKY 1966 présentent des résultats stratigraphiques qui nous furent directement utiles ; les auteurs définissent un "seuil caussenard", prolongement des monts de St Bresson isolant une "baie caussenarde", à l'Ouest, de la mer ouverte à l'Est. C'est là une reprise de l'hypothèse de M. DREYFUSS (1936) étayée par des sondages et étendue jusqu'au Rhétien.

Des travaux stratigraphiques et paléontologiques récents ont été consultés et utilisés pour choisir les localisations des coupes significatives. Une présentation des terrains triasiques de ce secteur a été faite par E. SERVAT (1963) qui signale en outre des plissements intraliasiques (tectoniques peut être disharmoniques), et par F. ORSZAG-SPERBER (1965) dans la région de Lodève ; mais c'est évidemment à l'étude exhaustive et raisonnée de A. LEFAVRAIS-RAYMONT (1963) que nous avons eu le plus souvent recours. On y trouve une analyse des paléogéographies successives des Causses. Des études générales intéressaient parfois notre domaine, ainsi M. GOTTIS (1961) signale des faciès liasiques en bordure du Massif Central ; ainsi J. MATTEI (1958-1960), dans ses travaux sur le Lias a-t-il souvent eu l'occasion de donner une limite supérieure, aux coupes que nous avons levées, en reconnaissant l'Hettangien.

Enfin de nombreux diplômes d'études supérieures étaient consacrés à des analyses stratigraphiques de secteurs très précis ; mais il nous fut très souvent impossible de nous les procurer ; j'ai cependant pu consulter ceux de C. MOURARD (Montpellier 1966), C. MARTIN (Montpellier 1963).

A l'occasion de la construction d'un barrage à Mialet, au SW d'Alès, G. CHEYLAN et J. MAGNE (1967) ont présenté une étude micrographique du Trias et de l'Infralias ; dans un Rhétien peu épais (18 m) ils ont caractérisé de rares Foraminifères très mal con-

servés ; Glomospira, Glomospirella, Agathammina.

Notons, en outre, les travaux inédits de A. BOULANGER, dans le fossé de Bédarieux et le Lodèvois, dont nous retiendrons principalement les gisements fossilifères.

B) UNE TRANSVERSALE DANS LES ALPES FRANÇAISES

Les Alpes françaises n'intéressent qu'une partie des zones constitutives de l'édifice alpin. L'empilement des nappes austro-alpines y manque. Mais nous avons vu précédemment la part qu'y joue le Rhétien et des relations avec les étages qui l'encadre : en continuité avec le Trias d'une part, souvent avec l'Hettangien d'autre part, mais parfois recouvert en transgression par différents termes jurassiques.

Les Alpes françaises constituent un édifice de nappes dont il est hors de notre propos de rappeler ici l'anatomie ; nous signalerons simplement que là où nous avons levé nos coupes on reconnaît :

- un para-autochtone dauphinois : série de plateforme épi-continentale subsidente,
- une série allochtone où l'on note d'Ouest en Est, c'est-à-dire du bord externe, vers le bord interne : les écailles sub-briançonnaises, l'éventail des nappes briançonnaises dont les plus internes, rétrocharriées parfois comprennent des unités prépiémontaises.

Enfin, l'ensemble est chevauché par le complexe tectonisé des Schistes lustrés, emballant des masses de Roches vertes. L'édifice précédent est, soit entier ou pour partie, chevauché par les unités austro-alpines que nous avons mentionnées précédemment lorsqu'on se dirige de la France vers la Suisse et l'Autriche.

Nous reconnaitrons dans cette analyse des travaux antérieurs :

- 1) l'œuvre des précurseurs,
- 2) celle des inventeurs des gisements à A. contorta et des séries attribuées au Rhétien,
- 3) enfin celle de l'ère des grandes monographies régionales qui au total donnent une image précise des faits géologiques et proposent des modèles génétiques, dont il ne nous appartient pas ici de discuter, et que nous éviterons de présenter.

1) Les Précurseurs

H. B. de SAUSSURE (1796), premier géologue à s'être vraiment intéressé aux Alpes, a su attirer l'attention de ses confrères sur ces régions alors inexplorées.

La stratigraphie sera lente à déchiffrer en raison de la complexité tectonique dont les premiers auteurs ne sont pas tous conscients, certains cependant la pressentirent, tel par exemple D. de DOLOMIEU. L'intensité du métamorphisme, les larges affleurements de roches éruptives gênèrent beaucoup les débuts de la stratigraphie.

L'ensemble des terrains alpins internes fut d'abord rapporté aux "terrains primitifs" ; par la suite HERICART de THURY (1803) individualise des terrains anthracifères, qui furent rapportés par BROCHANT de VILLIERS (1808) au "terrain de transition" compris entre les terrains primitifs et le secondaire.

Les "grès anthracifères" sont placés dans le Houiller par BACHEWELL (1823) qui attribue au Lias certains dépôts de la Tarentaise.

Mais, comme le relate F. ELLENBERGER (1958), une étape décisive sera franchie dans les Alpes avec A. BOUE (1833) qui reconnaît l'importance de terrains métamorphisés de tous âges, et avec STUDER (1835) qui insiste sur l'importance des recherches paléontologiques et la détection des dislocations.

La découverte de couches à fossiles liasiques, par Elie de BEAUMONT (1828) à Petit-Cœur en Tarentaise, qui lui apparurent interstratifiés dans des couches à végétaux houillers, est l'origine des célèbres controverses relatives à la datation de ces couches et, plus généralement, relatives à la valeur de la datation paléontologique. Elie de BEAUMONT était soutenu par BRONGNIART, A. SISMONDA et DUFRENOY entre autres, mais VOLTZ (1830) suivi par certains, parmi lesquels A. FABRE (1841), AGASSIZ (1844), d'ORBIGNY (1852) et MURCHISON (1854) montrent l'origine tectonique de cette juxtaposition. Cependant Sc. GRAS (1838-39, 1844 et 1854) qui publie un vaste mémoire, ne tient pas compte de la tectonique et, très méfiant à l'égard de la paléontologie, ne veut se baser que sur la lithostratigraphie, ce qui l'amène à admettre l'existence d'un Houiller pendant lequel auraient vécu des faunes liasiques.

2) La reconnaissance de la zone à A. contorta

A cette époque, les grandes lignes de la succession stratigraphique des couches vont être dressées, celle du Lias sera précisée avec la découverte de divers gîtes fossilifères et celle de la zone avec les récoltes, en divers points des Alpes occidentales, d'A. contorta.

Ainsi après A. SISMONDA (1848 puis 1855) qui prouve l'existence du Lias en Maurienne par la découverte du gisement fossilifères de la "Grosse Pierre" des Encombres, A. FAVRE (1859) rapporte au Keuper l'ensemble des gypses et cargneules et VALLET (1860) découvre les couches à Avicula contorta en Maurienne et dresse,

ainsi que A. STOPPANI (1860) une importante liste de fossiles.

L'année suivante, E. HEBERT (1861) reconnaît à la base d'un Infralias indivis, la zone à Avicula contorta, dans les Basses-Alpes aux environs de Digne.

Parallèlement, H. COQUAND (1863) et L. DIEULAFAIT (1870) étudient ces couches en Provence et dans l'ensemble du Sud et du SE de la France.

Dans l'Ubaye, c'est seulement en 1887 que GORET a signalé ces couches pour la première fois.

En Briançonnais, le Rhétien sera découvert plus tard, par W. KILLIAN (1899-1890) ; Ch. LORY (1860-1864) avait déjà montré le rôle primordial de la tectonique et distingué le Dogger et le Malm dans les calcaires attribués d'abord en bloc au Lias.

3) Les études régionales fondamentales

Avec la reconnaissance du rôle prépondérant de la tectonique, les découvertes s'accélérent dès la fin du siècle dernier. Dans des études régionales tectoniques et stratigraphiques, l'objet d'importants mémoires, nous voyons se préciser les localisations de Rhétien et l'individualisation de faciès distincts correspondant à des zones tectoniques différentes. Les différents auteurs y font le point des reconnaissances. Ainsi nous ne passerons en revue que les secteurs alpins étudiés dans ce domaine.

a) Les chaînes subalpines entre Gap et Digne

Dans son étude stratigraphique, E. HAUG (1891) reporte, pour le Rhétien, au compte-rendu de la Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France à Digne (1872). Il a été rédigé, pour le Jurassique, par VELAIN et L. DIEULAFAIT, princi-

palement d'après les notes de A. GARNIER, le mémoire de E. HEBERT (1861) et leurs observations personnelles.

Ils ont individualisé au sein de l'Infralias de E. HEBERT la zone à A. contorta de celle à Ammonites planorbis. Le fait est illustré par plusieurs coupes dont celle du vallon de Champourcin (= Champoran ou Champourcin) que j'ai reprise et qui sera discutée plus loin. E. HAUG n'y apporte personnellement que quelques découvertes fossilifères supplémentaires.

b) La zone sub-briançonnaise entre l'Arc et l'Isère

C. LORY (1866) avait divisé les Alpes de Maurienne et Tarentaise, par des "failles", en quatre grandes zones ; la première équivalente de la zone dauphinoise actuelle ; la deuxième au Mésozoïque de l'ultra-dauphinois, limitée à l'Est par une faille, à l'Ouest des Aiguilles d'Arves ; la troisième correspondant à la zone houillère briançonnaise, et la quatrième groupant les Schistes lustrés et une partie de la zone briançonnaise.

C'est également à C. LORY que revient d'avoir reconnu au-dessus du Rhétien précédemment caractérisé le Lias inférieur calcaire distinct de Lias supérieur : schistes argilo-calcaires.

Par la suite W. KILLIAN et J. REVIL (1908) précisent la série liasique, grâce à des études stratigraphiques détaillées. W. KILLIAN (1890) avait découvert les faciès coralliens du Lias, et attiré l'attention sur l'importance des brèches du Télégraphe.

Après eux, M. GIGNOUX et L. MORET (1938) et D. SCHNEEGANS (1938) ont établi la stratigraphie au Sud du Pelvoux entre les zones dauphinoises et briançonnaises où ils ont été amenés à distinguer les unités subbriançonnaise et ultra-dauphinoise ; ils s'intéressèrent aux zones septentrionales de la nappe du Pas du Roc (1936). Ils rapportent là le "Lias calcaire" de C. LORY et W. KILLIAN

au Lias et au Dogger.

R. BARBIER (1948) donne une coupe détaillée du Rhétien de la célèbre carrière du Pas du Roc, dont nous avons repris l'étude, car elle est très représentative et a livré à nos prédécesseurs une riche faune qui réunit à la fois la faune du faciès souabe (Avicula (R.) contorta, Lamellibranches, bone-beds) et la faune du faciès carpatique (Terébratules et Polypiers).

R. BARBIER y note au-dessous des couches à A. contorta des dolomies jaunes à faciès lagunaire qui montre des variations par rapport aux zones ultra-dauphinoise et dauphinoise riches en argilolites au niveau du Rhétien. Il admet que la présence de microbrèches indique une sédimentation néritique.

c) La zone briançonnaise

Débitée en nappes de décollement élémentaires ayant chacune des séries sédimentaires quelque peu différentes, cette zone est très variable dans le détail. Sans rien rappeler des travaux relatifs aux terrains antétriasiques nous mentionnerons l'opposition existant entre le style des dépôts triasiques et celui du Jurassique-Crétacé ; nous montrerons la variabilité des dépôts post-triasiques.

"Du Carbonifère au Trias moyen la sédimentation s'était poursuivie dans une grande fosse (...), région de subsidence (...) très active contrastant avec la stabilité des régions bordières" (F. ELLENBERGER 1958).

Au Trias supérieur la subsidence cesse et, notons-le ici, nous y reviendrons dans nos conclusions :

"La subsidence cesse dans la zone du Briançonnais, au moment précis où un puissant Keuper va commencer à se déposer dans les régions les plus externes et sans doute aussi dans la région bordant à l'Est la (...) Vanoise" (id), cette subsidence des zones encadrantes devenant encore plus active à partir du Lias.

C'est là ce que cet auteur appelle le "renversement de subsi-

dence".

Ultérieurement le géanticlinal briançonnais est émergé en longue lanières (on parlait autrefois de Cordillères), telles que le Dogger parfois, le Malm souvent, le Sénonien épisodiquement sont directement en contact avec des termes plus ou moins anciens du Trias. C'est souvent le Trias moyen qui, karstifié est recouvert de ces niveaux jurassiques ou crétacés (voir par exemple la feuille de Guillestre, J. DEBELMAS et M. LEMOINE (1968) pour la région qui nous occupe et R. BARBIER et al. (1963) pour la zone briançonnaise dans son ensemble). L'âge de l'émergence est mal connu. Une phase tectonique post-triasique et anté-rhétienne peut être invoquée puisque l'on connaît dans l'extrémité orientale de la nappe de Peyre Haute (mais très localement) le Rhétien discordant sur le Trias (J. DEBELMAS et M. LEMOINE 1957) ; toutefois c'est là une découverte qui n'a pas été renouvelée et il paraît dangereux d'invoquer une phase de mouvements majeurs sur ce seul fait ; d'autant plus que nous décrirons à la suite de J. DEBELMAS (1955) et sur les conseils de M. LEMOINE, une autre coupe dans cette même nappe où la série est continue du Trias au Lias et peut être même au Jurassique supérieur. Il paraît plus vraisemblable de visualiser le géanticlinal briançonnais, avec M. LEMOINE (1953) comme une plateforme très peu immergée, balayée par des courants, et où quelques zones déprimées recevaient une sédimentation continue pendant des périodes plus ou moins prolongées. C'est dans une telle dépression que durent s'accumuler les boues qui aujourd'hui consolidées, participant à la nappe de Peyre Haute affleurent au lac de l'Ascension où nous avons relevé notre coupe-type.

Toute tectonique ne doit pas être absente pendant le Mésozoïque et c'est peut être à elle qu'il faut attribuer l'individualisation d'une zone d'Acceglio (J. DEBELMAS et M. LEMOINE 1957, et M. LEMOINE 1957), haut-fond ou horst, où le Jurassique (Lias,

Dogger probable, Malm. . .) repose directement sur le Permo-werfénien. L'âge de cette individualisation est peut-être telle qu'une érosion, "probablement anté-rhétienne" a démantelé les couches triasiques post-werféniennes ; rien n'indique cependant qu'elle ne soit pas plus tardive. Nous n'avons bien évidemment pas levé de coupe dans ce domaine.

d) La zone du Gondran

Le géanticlinal briançonnais passe sur son bord interne au sillon piémontais.

A la latitude du col de l'Izoard, les dépôts de la zone briançonnaise rétro chevauchent, vers l'Est, ceux de la zone du Gondran, elle-même charriée vers l'Est sur les Schistes lustrés.

Au Nord du col de l'Izoard, ceux-ci réapparaissent en fenêtre sous le Trias du Gondran. Plus au Nord encore, le contact de base de l'unité du Gondran se renverse et à la latitude de Briançon, cette unité repose, vers l'Ouest, sur le Briançonnais oriental.

C'est immédiatement au Nord du col de l'Izoard, dans le Massif de Rochebrune qui caractérise la zone du Gondran, que j'ai levé une coupe (1). Cette zone est caractérisée par trois termes lithologiques :

- un Rhétien - Hettangien très fossilifère 20 à 80 m (M. LEMOINE 1950) : "alternance de calcaires, dolomies et lits schisteux avec lumachelles et Polypiers" ;
- Lias moyen et supérieur : 100 à 200 m de calcaires et calc-schistes gréseux. La formation est datée par un *Arietites* douteux ;

(1) M. LEMOINE (1954) a suggéré que les Schistes lustrés du Queyras débutent au Rhétien, mais ultérieurement (1957) il a montré à la suite d'une étude plus détaillée du terrain que "les schistes lustrés reposaient en contact tectonique et non stratigraphique sur le Rhétien".

- "Flysch" en concordance apparente ; c'est un flysch épais de 200 m qui recouvre les dépôts attribués au Lias ; ce flysch serait crétacé ou éocène.

Pour mémoire, je rappelle que plus au Nord, dans la Vanoise interne, F. ELLENBERGER individualise au-dessus du Rhétien un Lias prépiémontais, qui là ("Série de la Grande Motte") est surmonté en discordance par le Jurassique moyen et supérieur à faciès briançonnais.

En Italie, dans les Alpes cottiennes (la marge interne du Briançonnais) fait l'objet de travaux anciens retentissants, puis d'une analyse minutieuse récente. Là aussi le Rhétien est caractéristique. On connaît depuis les travaux de S. FRANCHI (1898, 1910, 1911), in M. LEMOINE (1959), une série triasico-liasique sous-jacente aux Schistes lustrés, M. LEMOINE (1959) a montré dans le Val Grana que le contact est tectonique. Reprenant l'étude de cette région A. MICHARD (1967) a décrit, entre autre les séries "Nororhétiennes" et "rhétiennes-hettangiennes", à affinités déjà austro-alpines.

Les premières sont des couches de passage où les dolomies cendrées stratifiées sont encore abondantes et où les calcaires noirs micritique ou spathique, souvent à accidents dolomitiques, sont fréquents. Les secondes sont des calcaires gris plus ou moins sombres affectés par la recristallisation alpine qui efface les microstructures sédimentaires, et les fossiles. Les seuls fossiles reconnus sont des coralliaires fasciculés. A. MICHARD montre que "le Rhétien voit en général, s'amplifier la transgression amorcée au Norien". Plus haut ont été découverts deux fossiles sinémuriens.

En ce qui nous concerne tous les faciès du Rhétien sont situés vers la plateforme briançonnaise, c'est-à-dire à l'extérieur de ce sillon primitif (sillon du Mont Generoso).

L'étude du Rhétien dans les Alpes sera menée en décri-

vant quatre coupes que j'ai levées :

- dans l'Arc de Digne - Castellane (voir E. HAUGH 1891-92)
- dans le Subbriançonnais (voir R. BARBIER 1948)
- dans le Briançonnais de la nappe de Peyre Haute (voir J. DEBELMAS 1955)
- dans le Prépiémontais (voir M. LEMOINE 1950).

Les coupes ont été choisies pour des raisons qui, je viens de le montrer, tiennent à l'histoire géologique de la région. J'ai systématiquement retenu les séries où le mur et le toit étaient les mieux connus, et où l'appartenance au Rhétien était établie paléontologiquement. J'ai choisi de ne pas rapporter celles des coupes qui ne m'ont pas livré de faune, soit que les horizons aient été recristallisés, soit qu'un karst corresponde approximativement au laps des temps rhétiens.

III - ETUDE ANALYTIQUE DES FACIES

Dans la partie régionale de ce travail, on trouvera des relevés stratigraphiques détaillés, où sont précisés pour chaque couche reconnue, les caractères essentiels lithologiques et paléontologiques.

Ces différentes couches correspondent à un nombre limité de faciès. Chaque faciès n'est pas cantonné à un niveau, mais s'observe généralement plusieurs fois dans les différents niveaux d'une même série. Nous verrons aussi, que, le plus souvent, les faciès les plus variés coexistent et se succèdent rapidement sur de faibles épaisseurs. Seule leur fréquence relative nous permettra de grouper les couches, et d'individualiser des unités d'ordre supérieur : les horizons lithostratigraphiques, définis par le faciès élémentaire le plus largement développé.

Le type de rapports qui existe ici entre le faciès et les horizons lithostratigraphiques nous permet d'organiser en deux parties distinctes l'exposé de notre étude. Nous présenterons donc successivement :

- les faciès, unités élémentaires des séries, qui seront détaillées avant la description des coupes auxquelles ils se rapportent, évitant ainsi les répétitions;

- les descriptions monographiques de coupes, au cours desquelles les horizons lithostratigraphiques seront individualisés à l'échelle locale, en fonction de la répartition des faciès élémentaires;

- et enfin les conclusions sur la paléogéographie et les milieux de sédimentation qui seront déduits de la répartition régionale, dans le temps et dans l'espace, des horizons lithostratigraphiques.

A) CLASSIFICATION ET NOMENCLATURE

La classification utilisée est celle de R. L. FOLK (1959, 1962) parfaitement adaptée aux sédiments ici étudiés. Elle a été créée pour l'étude des calcaires marins, analysés selon le même mode que les grès ou les pélites en raison de conditions de transport et de dépôt similaires, largement contrôlées par l'énergie du milieu. Elle est donc parfaitement adaptée aux sédiments ici étudiés qui sont le plus souvent des calcaires toujours marins, parfois argileux ou gréseux.

Elle sera complétée par celle de R. J. DUNHAM (1962) lorsqu'on voudra insister sur les relations entre les éléments figurés et la matrice ou ciment. De plus, j'ai délibérément utilisé simultanément les classifications génétiques (lorsque le matériel le permettait) et les classifications plus traditionnelles qui sont souvent seules utilisables sur le terrain.

Lorsque la traduction des termes anglosaxons ne m'est pas apparue évidente, ou lorsqu'elle m'a semblé être en conflit avec les termes anglais, j'ai conservé ceux-ci sans les traduire ni les franciser abusivement.

On trouvera ici, un bref rappel de la signification des termes employés dans la classification de R. L. FOLK et celle de R. J. DUNHAM. Pour les nomenclatures plus traditionnelles, on pourra se reporter au répertoire de l' "essai de nomenclature des roches sédimentaires" de la Chambre syndicale de la recherche et de la production du pétrole et du gaz naturel (1961).

1) Classification de R. L. FOLK

On y distingue, mis à part les éléments terrigènes:

- d'une part les allochems, éléments provenant de précipitation

chimique ou biochimique, formés à l'intérieur du bassin de sédimentation, sous forme de corps structuré et ayant toujours subi un transport même faible. On observe quatre types d'allochems :

- les fossiles entiers et les débris de tests
- les oolites
- les intraclasts
- les pellets

Le terme d'intraclast est utilisé par R. L. FOLK pour des fragments de sédiment carbonaté pénécemporain, généralement faiblement consolidés, arrachés aux dépôts récents et redépôtés pour former un nouveau sédiment.

Les pellets sont des éléments sphériques à ovoïdes, formés de calcite microcristalline, sans aucune structure interne. Ils montrent dans la plupart des roches une remarquable uniformité de forme et de taille (variant suivant les spécimens de 30 à 150 μ) qui explique qu'on les ait généralement considérés comme les coprolithes d'organismes plus ou moins fossilisables.

- d'autre part la micrite représentant la matrice, boue microcristalline en place dès le dépôt.

- et le ciment de calcite cristalline (sparite), précipité chimique comblant plus ou moins tardivement les pores. La limite entre ciment et matrice est souvent fixée par la dimension des grains et des cristaux, variable selon les auteurs. Nous l'avons placée pour des raisons pratiques à 5 μ , dimension au-dessous de laquelle les cristaux ne sont plus discernables au microscope.

R. L. FOLK distingue en fonction des proportions relatives de ces trois constituants principaux, trois types de roche :

- les roches allochimiques (à allochems) à ciment

de calcite cristalline (sparitiques)

- les roches allochimiques à matrice de calcite microcristalline (micritiques).
- et les roches orthochimiques (micrites).

Ces trois termes reflètent l'énergie du milieu de dépôt : le dépôt de vase (micrite) étant limité à partir d'une certaine agitation (vagues, ressac) ou vitesse de courant.

La classification de R. L. FOLK fait ensuite intervenir simultanément la nature des allochems et la dimension des grains, qui sont l'une et l'autre utilisées quantitativement ; ainsi les roches intraclastiques contiennent plus de 25 % d'intraclasts, les roches oolitiques, plus de 25 % d'oolites ; dans les calcaires fossilifères le rapport des volumes des fossiles aux pellets est supérieur à 1/3 et réciproquement pour les calcaires à pellets.

La dimension des grains est définie par rapport à l'échelle de WENTWORTH, elle permet de distinguer les calcirudites ($d > 1$ mm), les calcarénites et les calcilutites ($d < 0,062$ mm).

Deux autres critères jouent un rôle dans la classification de R. L. FOLK : le triage et l'arrondi des grains. Ils ne peuvent être évalués quantitativement, et le second (l'arrondi) n'est valable que pour les débris fossilifères. Ils sont donc généralement de moindre intérêt.

A partir de ces éléments, R. L. FOLK a défini qualitativement et quantitativement une série de noms composés. Parmi eux nous retiendrons ici, ceux que nous utiliserons ultérieurement dans la partie analytique. Ce sont :

- micrite : calcaire microcristallin contenant moins de 1 % d'al-

lochems.

- intramicrite et intramicrudite : calcaire microcristallin dont les allochems comprennent plus de 25 % d'intraclasts de dimension respectivement inférieure à 1 mm dans les intramicrites, supérieures à 1 mm dans les intramicrudites.

Notons que pour évaluer les pourcentages relatifs des grains, nous avons utilisé les tables (chartes) d'évaluation visuelles de R. D. TERRY et G. G. CHILINGAR (in Essai de Nomenclature des roches sédimentaires 1961, tableau C et D, Technip, Ed. Paris).

- oomicrite : calcaire microcristallin comprenant plus de 10 % d'allochems dont plus de 25 % d'oolites.
- biomicrite : micrite qui peut contenir jusqu'à 25 % d'oolites mais dont la proportion de débris fossilifères, par rapport aux pellets (éventuellement présentes) est supérieure à 3.
- pelmicrite : microcristalline avec une proportion de pellets par rapport aux débris fossilifères supérieure à 1/3.
- biosparite : calcaire fossilifère dont le ciment est cristallin.
- oosparite : calcaire oolitique dont le ciment est cristallin.

Les roches que nous avons observées sont très souvent finement cristallisées : cristallisation secondaire mise en évidence par les plages de micrite qui témoignent de l'existence d'une matrice primaire. Ces roches dont les cristaux mesurent moins de 15 μ ont été désignées par R. L. FOLK sous le nom de microsparites, elles correspondent aux micrites. Nous observerons ainsi des biomicrosparites et des pelmicrosparite très proches des biomicrites et pelmicrites.

La classification de R. L. FOLK s'applique aussi bien aux calcaires qu'aux dolomies. Lorsque la roche est un calcaire le terme correspondant est employé sans modification. Si la dolomie est secondaire et la roche constituée de plus de 10 % de dolomite on ajoutera le

suffixe "dolomitisé" ; si la dolomie est d'origine indéterminée on qualifiera la roche de "dolomitique". Les dolomies primaires microcristallines seront appelées dolomicrites.

2) La classification de R. J. DUNHAM, basée sur la texture de la roche lors de son dépôt, vient compléter heureusement la classification de R. L. FOLK en insistant sur quelques propriétés texturales particulièrement significatives du milieu de dépôt. Il s'agit de l'agencement des grains et de la présence (ou de l'absence) de matrice.

Cinq types de calcaires sont individualisés :

- les calcaires à grains jointifs subdivisés en packstones et grainstones en fonction de la présence de matrice vaseuse ou seulement de ciment carbonaté.
- les calcaires à grains non jointifs mais dont la matrice vaseuse contient plus de 10 % de grains sont des wackestones ; ceux qui contiennent moins de 10 % de grains sont des mudstones.
- la cinquième classe est mise à part, elle comprend les calcaires construits appelés boundstones.

En possession des principaux termes qui seront utilisés dans l'étude des roches carbonatées, nous pouvons aborder l'étude des principaux faciès que nous avons observés dans le Rhétien du Sud-Est de la France.

B) LES FACIES

Nous avons précédemment noté la rapide succession, à l'intérieur d'un même niveau, des faciès relativement variés, ainsi que leurs faibles épaisseurs respectives. A ces brèves et multiples variations verticales s'oppose une vaste répartition géographique que

les monographies mettront en évidence. Notons aussi que l'éventail de cette diversité est sensiblement le même des zones internes des Alpes françaises à la bordure méridionale des Alpes françaises. En conséquence nous avons choisi d'analyser et surtout de figurer uniquement les faciès rhétiens de la bordure du Massif Central. Ils sont parfaitement représentatifs des domaines étudiés, et présentent l'avantage de ne pas avoir été affectés par une recristallisation plus ou moins intense, comme c'est souvent le cas pour les faciès des zones alpines internes.

Un autre caractère général des faciès est relatif à leur nature. En raison de la pauvreté des faunes, les faciès sont avant tout caractérisés lithologiquement.

En recensant les divers faciès reconnus, on peut les ordonner selon une séquence évolutive, à partir d'un pôle terrigène, en 11 types principaux :

- 1) Les microconglomérats et grès grossiers
- 2) Les grès banaux
- 3) Les grès à strates argileuses
- 4) Les calcaires dolomitiques gréseux
- 5) Les marnes sombres
- 6) Les marnes vertes
- 7) Les calcaires dolomitiques intraclastiques et gréseux
- 8) Les calcaires oolitiques
- 9) Les calcaires fossilifères
- 10) Les brèches calcaires
- 11) Les dolomies secondaires

Cependant, les faciès tous carbonatés, ne serait-ce que

très faiblement, varient très progressivement du pôle terrigène au pôle carbonaté. Il existe donc de multiples intermédiaires que nous ne décrirons pas en détail.

L'analyse successive des divers faciès nous permettra de dégager les conditions de sédimentation.

1) Les conglomérats et grès grossiers

a) Description macroscopique

Les bancs de grès grossiers et conglomératiques sont souvent massifs, épais de 1 à 2 mètres. Ils sont parfois plus minces (jusqu'à 10 cm) et exceptionnellement réduits à un simple lit. Si les bancs les plus épais correspondent à des grès très grossiers, l'épaisseur des bancs n'est cependant pas toujours proportionnelle à la dimension des grains de quartz : de minces bancs ont pu livrer les plus gros graviers de quartz.

La patine est généralement d'un gris brun, plus ou moins clair et rosé, tandis qu'en cassure la roche est plus colorée : beige à rose.

Ces grès sont très durs et forment des barres ou des bancs en relief à l'affleurement. L'altération météorique n'affecte que le ciment superficiel, dégageant les grains de quartz ainsi que les plus gros feldspaths lorsqu'ils ne sont pas altérés et réduits à l'état de poudre blanche.

De structure souvent homogène, ces grès grossiers présentent également des stratifications obliques et entrecroisées, telles celles de Lunas (Pl. H. T. VIII, c) ; des strates granoclassées : graded-bedding, typiques de la Combe Farguette : les strates y mesurent de 20 à 40 cm d'épaisseur, et les grains de quartz varient de 1 à 0,1 cm de diamètre, ou "sorted-bedding" (A. BOUMA,

1962), c'est-à-dire à grains triés en couches homogènes qui varient de 5 à 20 cm d'épaisseur.

b) Description microscopique (Pl. I).

La matrice est réduite dans quelques grès tels ceux de Saint Chinian ou de Lunas ; elle est souvent plus abondante : à Saint Hippolyte du Fort, le grès grossier au sommet des grès triasiques contient 53 % d'éléments terrigènes, le banc intercalé vers le haut des Dolomies rubanées (e) 41 % et le banc microconglomératique inférieur de l'horizon gréseux (d) seulement 24,5 %.

Les éléments de ces grès sont en majeure partie des grains de quartz (75 à 95 %) blancs, parfois gris ou roses.

Des feldspaths sont présents ; leur proportion par rapport aux quartz est variable, toujours inférieure à 1/4, elle peut être presque nulle.

Les éléments figurés comprennent également de très rares (1 à 3 %) grains de tourmaline brune à verdâtre, parfois bleue, de zircon, et de limonite.

La granulométrie des grès grossiers et conglomératique est variable ; nous donnerons à titre d'exemple les dimensions pour 5 échantillons représentatifs du faciès, de la médiane : Md, du plus gros grain : max., ainsi que le pourcentage des éléments terrigènes supérieur à 50 μ par rapport à la roche totale :

	échantillon	Md mm	max. mm	% éléments
St Hippolyte (d)	746	3,5	30	75 %
St Hippolyte (e)	734	1	12	41 %
Corbès (e)	789	1,5	8	50 %
St Chinian (d)	54	2,5	16	60 %
Les Aires (c)	38	1,5	21	80 %

La granulométrie correspond à la couche grossière de la roche et non au banc entier qui admet des couches très fines argilocalcaires.

Les grains de quartz sont émoussés à arrondis, les plus fins comprennent une quantité notable de grains anguleux.

La matrice est toujours essentiellement carbonatée (calcaire et dolomitique) et nous l'avons vu précédemment, abondante. Une faible quantité d'argiles (inférieure à 10 %) lui est généralement adjointe. Elle est soit micritique, soit cristallisée (sparitique) en mosaïque qui englobe des cristaux rhomboédriques épais. La dimension des cristaux est inférieure à 0,5 mm, plus rarement 1 mm. Quelques grès (par exemple la passée de grès au sommet des Dolomies (e) de Corbès) montrent, au microscope, des traces sombres d'impuretés, fantômes de structures allongées atteignant 0,2 mm de diamètre. Ces structures semblent être, suivant les bancs, les restes de grains calcaires microcristallins d'oolites, de débris coquilliers ou de tests d'Echinodermes.

Notons que la matrice est souvent chargée de limonite, elle souligne les contours des cristaux et remplit les pores.

Les seuls fossiles trouvés dans les grès grossiers et conglomératiques sont des dents et écailles de Poissons, relativement abondantes. Ils n'ont livrés ni tests de Mollusques, ni mi-

crofaune, ni traces de débris de végétaux.

Ce faciès peut présenter des variations de nature. Outre les variations de la quantité totale des éléments par rapport à la roche (éléments et matrice), celles du pourcentage de feldspaths par rapport aux autres éléments, il faut noter l'existence ici de conglomérats et grès grossiers à grains calcaires micritiques, parfois faiblement argileux et chargé de limonite. Ces grès à grains calcaire (intraclasts) ont généralement une matrice abondante, les grains peuvent être fracturés et déformés (exemple : grès d'Alzon (b), Pl I, d) leur dimension moyenne varie de 0,2 à 10 mm. De tels grès à intraclasts peuvent passer latéralement à un grès quartzeux sans grains calcaires (e₃ à Lunas), ou au contraire à un calcaire dolomitique gréseux à granules de quartz et intraclasts abondants (Sumène).

Nous avons vu que la matrice présentait également des variations : microcristalline ou largement recristallisée, les cristaux étant en mosaïque englobant quelques rhomboèdres ; elle peut être également formée de rhomboèdres enduits de limonite et à larges pores.

Des variations latérales jouant sur la nature et l'épaisseur des grès grossiers et conglomératiques sont souvent observables. Tel est le cas aux Aires d'un banc de grès conglomératique à la base surmonté par des marnes noires feuilletées alternant avec des plaquettes de grès, qui passe latéralement sur une distance de 250 m à une barre de calcaire dolomitique très gréseux, à lits conglomératiques, surmontée par des marnes sans grains de quartz. L'épaisseur d'un banc peut aussi varier considérablement : sur une distance de 10 m nous avons vu un banc passer progressivement de 0,80 m à 0,50 m d'épaisseur. Ailleurs, à Lunas sur une distance de 20 m un banc de grès conglomératique à intraclasts de calcaire dont la matrice est abondante se réduit à deux bancs de grès grossiers à matrice peu développée.

De façon plus générale nous avons noté l'existence de passages latéraux qui correspondent à des variations locales dans l'importance des apports terrigènes par rapport à la sédimentation carbonatée s'effectuant dans le bassin sédimentaire : les deux phases se déposent simultanément, l'une allochtone et terrigène, l'autre autochtone et carbonatée, dont les combinaisons donnent les divers types de grès grossiers et conglomératiques.

Verticalement, les grès grossiers et les micro-conglomérats reposent le plus souvent sur des calcaires dolomitiques, des calcaires dolomitiques gréseux ou des marnes plus ou moins carbonatées. Les faciès les plus divers leur succèdent :

- grès moyens ou fins qui correspondent aux niveaux les plus fins de la couche à classement granulométrique du type sorted-bedding (exemple : grès (d) de la Combe Farguette ou grès (d) de Saint Hippolyte du Fort).
- grès fin quartzeux et micacé à ciment secondaire très réduit, dolomitique, à cristaux rhomboédriques, individualisé en banc (exemple : grès intercalé dans les dolomies de l'horizon (e) de Saint Hippolyte du Fort).
- calcaire dolomitique très finement cristallisé (microsparite), faiblement argileux, parfois à minces récurrences gréseuses lenticulaires (à grains de la dimension des sables). Le passage du grès grossier au calcaire dolomitique peut se faire par l'intermédiaire d'un mince niveau (2 mm) de même nature que la matrice du grès, dont il semble être le prolongement (cf. Pl. I, a) ; il se fait souvent sans transition, le calcaire dolomitique venant recouvrir directement les granules quartzeux et combler les interstices laissés libres.

Les conglomérats et grès grossiers constituent

une grande partie des apports terrigènes observables à la bordure méridionale du Massif Central, où ils sont localisés. En effet, vers l'Est, au delà de la vallée du Rhône, on ne les retrouve pas. Leur absence marque l'éloignement des continents source des apports terrigènes : les seuls grès représentés là ont une granulométrie beaucoup plus fine, de la dimension des sables fins à moyens. Ainsi nous verrons que la répartition des conglomérats et grès grossiers est riche d'information, son rôle est important dans les reconstitutions paléogéographiques. Conglomérats et grès grossiers représentent les apports terrigènes les plus proches des continents émergés, leurs accumulations dessinent le trajet des courants qui les ont déposés, la décroissance de leur granulométrie, très rapide, en précise la direction.

Nous sommes vraisemblablement en présence d'un faciès marin, du moins pour une grande partie du domaine étudié, car des oolites sont présentes dans quelques bancs conglomératiques, associées à des dents et écailles de Poissons, et des débris coquilliers.

Le milieu de formation de ce faciès ne peut cependant pas être ici affirmé, car c'est de sa place dans la séquence évolutive que l'on pourra déduire les caractéristiques. Il en sera de même pour les autres faciès dont les conditions de sédimentation seront précisées qu'au terme de cette analyse, de la somme des caractères observés.

Ces sédiments correspondent à un milieu de haute énergie qui permet le transport de quartz de 1, 2 ou même 8 cm de diamètre. Les stratifications entrecroisées observées sont également caractéristiques des hautes énergies, elles n'ont cependant pas empêché le dépôt simultané d'une matrice parfois importante puisqu'elle représente facilement 50 % de la roche.

Notons en outre que la présence d'oolites dans quelques bancs conglomératiques laisse supposer que ces sédiments se sont déposés à proximité du domaine de formation des oolites, c'est

à-dire à de faibles profondeurs.

2) Les grès banaux

a) Description macroscopique

L'échantillon type a été choisi aux Aires, à 3,80 mètres de la base des Grès (e).

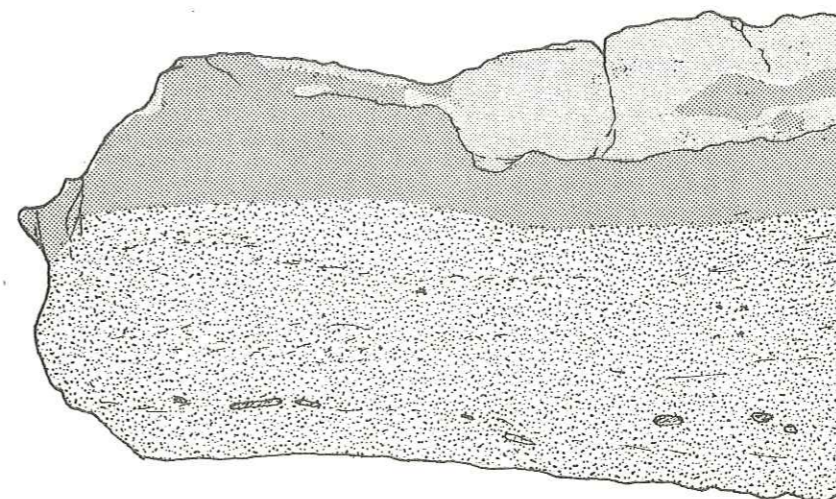
Les grès banaux constituent souvent la couche à grain le plus fin de bancs grésio-conglomératiques granoclassés (sorted-bedding) ou à l'inverse la couche grossière de bancs gréseux granoclassés moyens à fins. On les trouve donc soit dans de gros bancs massifs (1 à 2 m), soit dans des bancs moyens à minces (0,20 à 1 m) dans le deuxième cas. Le grès banal peut être individualisé en bancs à structure homogène, qui sont alors minces ou même réduits à des plaquettes ; on en trouve des exemples dans l'horizon des grès à dragées (d) de la Combe Farguette (Saint Chinian), dans les séquences gréseuses (c) des Aires, au Verdier sous forme de passée dans les calcaires dolomitiques (b) et à Corbès en mince banc au niveau des grès (d).

La teinte de la patine est gris beige à brun, tandis que leur couleur à la cassure varie du beige au jaune, parfois teinté de rose ou de vert, ou bien elle est uniformément brun rouille.

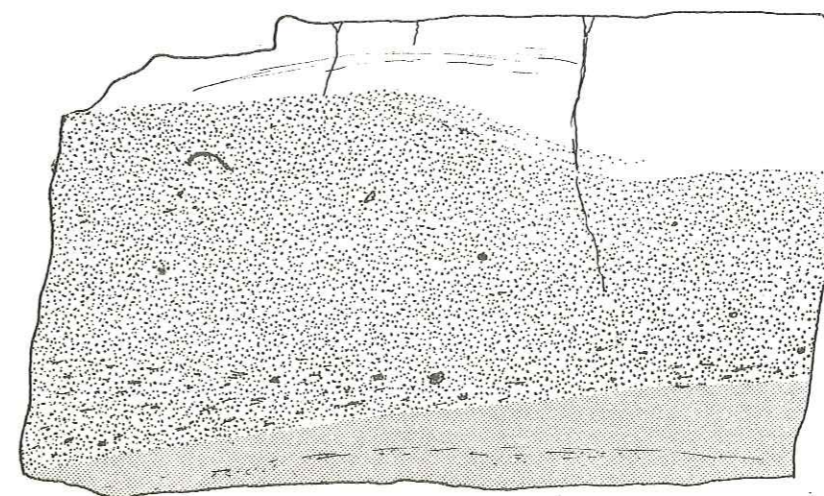
Ces grès sont moins durs que les grès grossiers et parfois ils sont mal consolidés avec un ciment argileux, ferrugineux et poreux.

Nous avons vu que ces grès étaient le plus souvent classés granulométriquement, classement de type "sorted-bedding" (A. BOUMA, 1962) où chaque niveau de la couche ne contient qu'une taille de grain, celle-ci allant en diminuant vers le haut de la couche (exemple Pl. 2, a). Quelques cas de classements (sorted-bedding) inverses ont été notés comme dans les grès à la base des dolomies het-

a - Classement (sorted-bedding) dans un grès intercalé dans les Calcaires dolomitiques rubanés (b) d'Alzon. A la base couche de grès moyen feldspathique, vers le haut grès fin, et au sommet calcaire dolomitique argileux ; XI.



b - Classement inverse (sorted-bedding) dans un grès au sommet des Dolomies rubanées de la coupe est de Saint Affrique. A la base grès fin à ciment dolomitique abondant ; à la partie moyenne grès moyen ; au sommet dolomie finement cristalline à trainée gréseuse. XI.



tangiennes de Saint Affrique : dans la partie inférieure se trouve une strate de dolomie finement gréseuse, à la partie moyenne un grès dont la surface est ondulée et recouverte par une dolomie microcristalline à traînée gréseuse déplacée de la couche sous-jacente (cf. schéma ci contre).

b) Description microscopique

Les éléments peuvent être abondants, jointifs représentant environ 80 % de la roche. C'est le cas du grès moyen des Aires, sommet du banc grésoconglomératique des Marnes gréseuses (d) : son ciment secondaire carbonaté est réduit à quelques larges cristaux pseudorhomboédriques, isolés entre les grains jointifs où de nombreux pores restent libres ; ceux-ci sont en partie remplis de limonite.

Le ciment secondaire est parfois plus important, comme dans un banc de l'horizon gréseux (e₂) de Lunas où les éléments ne représentent que 50 % de la roche ; le ciment carbonaté secondaire forme de larges cristaux englobant plusieurs grains de quartz.

L'élément le plus abondant est toujours le quartz (notons que les grains peuvent être nourris) ; les feldspaths (orthose) sont souvent présents en quantité variable, qui peut représenter 40 % des éléments (Alzon).

On y trouve encore des grains de tourmaline brune, verdâtre ou bleutée, ainsi que de petits zircons plus abondants que dans les grès grossiers. Enfin on trouve des paillettes de micas blancs disséminées.

De fins intraclasts arrondis dont le diamètre moyen est 0,1 mm sont présents dans quelques grès (par exemple dans un banc de l'horizon gréseux (c) des Aires) ; ils peuvent représenter 10 % des éléments.

Quelques granulométries donnent les dimensions des grains. La médiane : Md, le plus gros grain : max. , et la proportion d'élément par rapport à la roche sont les suivants :

	Md. mm	Max. mm	éléments %
H 38 Les Aires (d)	0,2	0,5	90
H 23 Les Aires (c)	0,3	2	60
X 68 Lunas (e ₂)	0,4	2	90
D 6 Alzon (b)	0,5	2	90
55 Combe Farguette (c)	0,2	1,5	80

Le ciment observé est secondaire, de nature carbonatée (calcite et dolomite) et faiblement argileuse (1 à 10 %) ; il contient souvent un peu de limonite. Les cristaux sont de taille variable : tantôt larges, ils englobent plusieurs grains de quartz, tantôt ils mesurent moins de 0,2 mm, ne sont pas calibrés et varient jusqu'à la dimension des micrites. Dans quelques bancs on observe des plages de micrite primaire conservée.

Le ciment peu abondant de quelques grès est formé de cristaux pseudorhombodriques (0,1 à 0,3 mm) comblant en partie les espaces entre les grains : les pores y sont abondants bien que remplis en partie par de la limonite.

Les seules traces de fossiles trouvées dans ces grès sont des dents et écailles de Poissons, ainsi que des débris de végétaux.

La nature des grains de ces grès peut varier : nous avons vu que les feldspaths ne sont pas toujours présents de même que les micas blancs généralement en faible quantité, enfin les intraclasts ne se trouvent que dans quelques grès.

La composition du ciment est également variable :

le plus souvent calcaire et argileuse, elle est parfois dolomitique pour partie. La limonite peut être abondante : c'est le cas au Nord de Saint Affrique et dans la région de Camprieu.

Nous avons vu que ces grès reposent couramment sur des grès grossiers ou conglomératiques. On les trouve, moins souvent, au-dessus de marnes de grès fins ou intercalés dans des calcaires dolomitiques.

Ils passent verticalement soit à des grès fins, soit à des marnes gréseuses, ou encore à des calcaires divers ; plus rarement des grès grossiers leur sont superposés.

Le plus souvent ces grès moyens sont superposés à des grès grossiers et passent à des grès fins ou des marnes gréseuses : ils s'ordonnent donc en séquence évolutive typique :

grès grossier

grès moyen

grès fin ou marne.

Ce n'est toutefois pas obligatoirement, ici, la règle. Les grès peuvent constituer une simple passée dans des calcaires, ou s'ordonner en petite séquence régressive.

Les grès banaux sont moins largement développés que les conglomérats et les grès grossiers ; toutefois leur extension est plus vaste puisqu'ils ne sont pas localisés à la bordure du Massif Central. Des grès sont présents à l'Est, dans l'arc de Digne par exemple.

Le milieu de formation correspondant à ces grès, est un milieu de haute énergie, évidemment moins forte que celle du faciès conglomératique. Nous n'y avons pas relevé de traces d'allochém, qui puissent nous renseigner sur les conditions bathymétriques,

peut être en raison d'une recristallisation plus intense de la matrice.

3) Les grès à strates argileuses

a) Description macroscopique

Le litage des grès à strates argileuses est beaucoup plus fin que celui des grès précédents. Les bancs de 30 à 40 cm d'épaisseur se subdivisent suivant les strates argileuses, à joints plans ou ondulés parfois discontinus, en minces bancs (5 cm environ) et plaquettes.

En cassure, leur teinte est beige, jaune ou grise, les strates argileuses sont plus foncées gris brun à noires ; la patine est grise à brun-rouille.

Ils s'altèrent en surface au niveau des strates argileuses et s'effritent aisément, mais ils sont assez durs en coupe fraîche.

Ces grès ont un grain fin (0,3 mm) et sont riches en paillettes de micas scintillant sur les surfaces argileuses de clivages.

Les principales structures observables sont les suivantes :

- structures rubanées, où des strates argileuses millimétriques, planes alternent avec des couches de grès fin bien calibré de quelques centimètres d'épaisseur ;
- structures noduleuses dues à des déformations purement physiques. Les strates argileuses sont discontinues et tronquées par le grès déformé en nodules (exemple : grès de l'horizon des Dolomies rubanées de Saint Hippolyte, Pl. 3, a).

- structures stylolitiques. Les stylolites recourent des grains, ils sont enduits de substance argileuse et ferrugineuse et contiennent de fines paillettes de mica (exemple : passée de grès fin dans les Dolomies rubanées de Saint Hippolyte).

- structures bioturbées. Des bioturbations ont été couramment observées dans ces grès fins. Elles sont soulignées par les fines strates argileuses sombres du grès, concaves vers le haut qui remplit les terriers. Deux exemples en sont donnés dans les grès (b) et (d) de Corbès (Pl. 3, b et c).

b) Description macroscopique

- Le rapport matrice /éléments est élevé si on se réfère à l'ensemble de la roche, strates argileuses comprises. Il est de l'ordre de 70 %. Mais dans les couches gréseuses seules, la proportion des éléments par rapport à la matrice est plus élevée et atteint couramment 85 %.

- L'élément essentiel est toujours le quartz. Viennent ensuite les feldspaths (orthose) présents en quantité variable, inférieure à ce qu'elle est dans les grès moyens : elle ne dépasse pas 20 %.

Les micas, exceptionnels dans les grès moyens, sont ici en quantité notable. Ce sont des micas incolores dont la longueur moyenne est de l'ordre de 0,5 à 0,2 mm.

Ces grès sont bien calibrés, leur granulométrie est, en se référant à quelques échantillons types, la suivante :

Echantillons	Max. mm	Md mm	% éléments
736 St Hippolyte	0,3	0,1	90 %
711 St Hippolyte	0,4	0,2	80 %
695 Sumène	0,3	0,2	90 %
21 Les Aires	0,3	0,3	85 %

Exceptionnellement ces grès fins contiennent des quartz plus gros (atteignant 0,5 cm) disséminés dans la roche (échantillon 796).

Les grains de quartz ne sont ni classés, ni triés. Ils sont de forme émoussée ou anguleuse.

- La matrice est carbonatée (calcaire et dolomite) et argileuse. Cette matrice est généralement très finement recristallisée (microsparite) et comprend de petits cristaux rhomboédriques isolés pouvant atteindre 0,2 mm de diamètre. Les strates argileuses micritiques sont souvent chargées de limonite.

La faune et les végétaux.

Ce faciès est particulièrement riche en dents et écailles de Poissons ainsi qu'en débris de végétaux. On y observe parfois de rares débris de tests d'Echinodermes (par exemple dans les passées finement gréseuses des Dolomies rubanées (e) de Saint Hippolyte et de Corbès). J'ai trouvé exceptionnellement des traces de microfaune recristallisée (Corbès).

La nature des grès à strates argileuses présente des variations : les feldspaths peuvent être totalement absents, de même que les micas. Quelques grès contiennent des intraclasts : c'est le cas, par exemple, de minces bancs de grès à strates argileuses du niveau des Marnes gréseuses de la coupe des Aires.

Passages latéraux :

Ces grès à strates argileuses peuvent varier

latéralement sur de faibles distances. Aux Aires, nous avons vu un banc de grès grossier surmonté de grès à strates argileuses, passer 250 m plus loin à une barre de grès grossier plus épaisse à laquelle un niveau de marnes sans quartz est superposé.

Les grès à strates argileuses reposent le plus souvent sur des grès grossiers et moyens. Dans quelques cas nous les avons observés au-dessus de calcaires dolomitiques argileux ou de marnes.

Ils passent d'autre part, verticalement vers le haut à des marnes. On observe une telle succession dans l'horizon des Marnes gréseuses (d) des Aires, au sein des grès (b) de Saint Hippolyte et à la base des grès (d) où de minces passées argileuses sont intercalées. Ils peuvent également passer à des dolomies finement gréseuses, comme à Alzon dans l'horizon des Dolomies rubanées (b), à des grès moyens ou à des grès grossiers (à Saint Hippolyte).

Les grès fins à strates argileuses sont donc, le plus souvent, sus-jacents à des grès grossiers ou moyens, et ils passent à des marnes. Ils s'ordonnent donc comme les grès plus grossiers en séquence évolutive positive, ce n'est toutefois pas une règle constante, puisque la séquence peut-être régressive ou puisqu'ils peuvent constituer une récurrence de faciès dans les calcaires dolomitiques rubanés.

Le faciès des grès à strates argileuses ne représentent pas une part importante des sédiments rhétiens. Ils sont cependant parfaitement caractérisés et toujours présents là où se trouvent simultanément des sédiments argileux et des dépôts terrigènes plus grossiers : ils semblent marquer les pulsations d'une sédimentation hésitante.

Le milieu de formation des grès à strates argileuses correspond bien évidemment à un milieu énergétique plus faible que celui des faciès terrigènes grossiers. Les pulsations de la sédimentation sont le fait de variations de l'énergie du milieu.

Le dépôt de débris de végétaux, matériel aisément flotté, confirme la diminution de l'énergie du milieu. L'abondance de dents et écailles de Poissons met l'accent sur les variations du milieu. En effet il est classiquement admis que les bonebeds et les moindres gisements de dents et écailles de Poissons sont le résultat de brusques variations des conditions du milieu devenu impropre à la vie et ayant provoquées des hécatombes de la faune.

4) Les calcaires dolomitiques gréseux

Les calcaires dolomitiques gréseux constituent un faciès largement répandu dans le domaine que nous étudions. Parmi eux, l'échantillon type a été choisi aux Aires dans l'horizon des calcaires dolomitiques jaunes (b), à 0,40 mètre de leur sommet.

a) Description macroscopique

Ces calcaires dolomitiques gréseux sont lités en bancs de 30 à 60 cm d'épaisseur. Ils peuvent être plus épais, atteindre le mètre ou être réduits à de minces bancs ne dépassant pas 10 cm d'épaisseur.

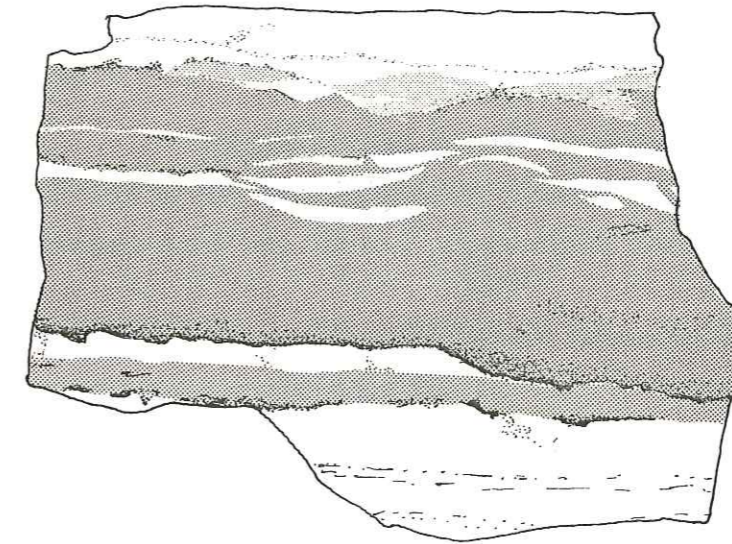
Leur teinte varie en cassure du beige rosé au gris, la patine correspondante du gris marbré d'ocre au gris brun.

Ces roches sont dures, résistantes au marteau, mais souvent à débit parallélépipédique.

La structure interne de ces calcaires gréseux est souvent homogène : les éléments sont disséminés dans la roche.

Calcaire dolomitique gréseux rubané
des Grès de Lunas (c).

La couche principale à lentille de micrite est ferrugineuse à la base ; elle vient combler les ravinelements des strates sous-jacentes. x 1.



Le calcaire gréseux peut être rubané, à strates gréseuses d'épaisseur variable, parfois très minces, lenticulaires et finement granoclassées (exemples : Planches 6 et 7) ; ce granoclassement peut être inverse (Planche 6, d). Certains bancs sont grossièrement granoclassés (Planche 5, a). Dans les bancs rubanés, on observe couramment des strates gréseuses venant combler les ravinelements des couches sous-jacentes (exemple : échantillon (c) de Lunas, figuré ci-contre). Des lentilles micritiques sont présentes dans les couches gréseuses.

b) Description microscopique

Dans les calcaires dolomitiques gréseux, les éléments représentent moins de 40 % de la roche, et parfois seulement 10 %.

Les éléments figurés sont les mêmes que ceux des grès : grains de quartz feldspaths, tourmalines, zircons et micas. Ils sont présents dans les mêmes proportions relatives.

A ces éléments il faut ici, ajouter des intraclasts de micrite argileuse (environ 5 à 20 %). Leur forme est fonction de la granulométrie des éléments : les intraclasts fins (inférieurs à 0,5 mm) sont arrondis, parfois aplatis, les plus gros présentent des irrégularités de contours.

La dimension des éléments est variable. On distingue des calcaires dolomitiques à grains de sable seuls, et d'autres contenant également des granules quartzeux dispersés (c'est le cas de l'échantillon type). Exceptionnellement, on a observé des calcaires dolomitiques, sans grains de sable, mais à graviers de quartz atteignant 2 cm de diamètre, par exemple au sommet des calcaires dolomitiques (b) du Verdier, et à Saint Rome du Tarn.

La matrice carbonatée (calcite et dolomite) est généralement faiblement argileuse, dans des proportions toutefois variables (2 à 15 %) : ainsi le calcaire dolomitique gréseux d'Alzon figuré Planche 5 a, est riche en argile.

La matrice est très finement recristallisée sous forme de microsparite : cristaux dont la dimension varie jusqu'à celle des micrites et englobent quelques rhomboèdres isolés (atteignant 50 μ de diamètre). La matrice primaire microcristalline peut être conservée, seules quelques plages sont alors affectées par la recristallisation.

La faune de ces calcaires gréseux comprend des débris de dents et écailles de Poissons, de rares empreintes ou débris de Mollusques, et de petits Foraminifères recristallisés. Des débris de végétaux peuvent être présents.

Latéralement ce faciès peut passer à des grès francs, grossiers ou moyens, rubanés ou homogènes. De tels passages latéraux ont été observés au Verdier, dans l'horizon (b), ainsi qu'à Sumène dans les calcaires dolomitiques (e). On observe également leur passage latéral à des calcaires dolomitiques argileux sans quartz.

Verticalement, ils sont superposés à des grès moyens ou grossiers, à des calcaires dolomitiques jaunes ou à des marnes. Ils passent à leur sommet à des marnes (calcaire gréseux type de Hérépian), à des calcaires dolomitiques argileux, et quelquefois à des grès grossiers.

Les calcaires dolomitiques gréseux apparaissent analogues aux grès grossiers et moyens. Ils en diffèrent par l'accroissement de la phase autochtone présente par rapport à la phase allochtone terrigène, ainsi que par l'existence d'une phase carbonatée allochimique : les intraclasts.

Ce faciès est largement représenté, on l'observe sur toute la bordure du Massif Central et dans les divers horizons. Seule la dimension du quartz le plus gros varie.

L'énergie du milieu où se sont déposés ces calcaires dolomitiques gréseux est globalement faible puisque la vase carbonatée s'y déposait abondamment. Mais il faut noter également l'existence épisodique, probablement brève, de courants suffisamment élevés pour transporter des grains de sable, des granules ou des graviers quartzeux, ainsi que des intraclasts arrachés aux dépôts voisins.

Aucun caractère ne permet de préciser la profondeur ni la salinité du milieu. Ce n'est qu'au terme de cette analyse, qu'elles pourront être déduites de la somme des caractères, des faciès élémentaires.

5) Les marnes sombres

Les marnes sombres sont souvent litées en petits bancs compacts (10 à 30 cm environ). Elles se délitent parfois en plaquettes à faces planes et s'effritent superficiellement en écailles, ou se délitent en boules. Elles sont de teinte grise, parfois noires à surfaces brunissantes.

Les bancs sont durs, les plaquettes beaucoup plus tendres.

Ces marnes comprennent, en proportions à peu près égales quoique variables, des carbonates (calcaire ou/et dolomite) et des minéraux argileux.

Dans les marnes, on observe parfois des éléments figurés. Ce peuvent être des grains de quartz parfois des feldspaths, des intraclasts, des pellets ou des filaments algaires microscopiques. Les grains terrigènes et les intraclasts sont soit parsemés

dans la roche, soit répartis en fines strates. Marnes à pellets et marnes à filaments algaires forment toujours des couches, souvent rubanées. On peut observer un fin granoclassement des pellets dont la taille moyenne est de 20 à 25 μ . Il est fréquent de voir une strate venir combler les légers ravinements de la couche sous-jacente. On trouve des exemples de ces marnes rubanées à pellets et filaments algaires dans l'horizon des Plaquettes à lumachelles (e) de Saint Chinian, et dans les Marnes des Aires.

La matrice micritique et argileuse des pellets est parfois très finement recristallisée par place en microsparite.

Les passages verticaux.

Les marnes sombres sont superposées soit à des marnes gréseuses, soit à des grès fins, ou bien encore à des calcaires dolomitiques faiblement argileux.

Elles passent vers le haut, à des calcaires dolomitiques s'organisant donc, comme les faciès précédemment présentés, en séquence évolutive positive. C'est le cas le plus classique, mais la séquence peut être négative : les grès fins sus-jacents à des marnes passant vers le haut à des grès plus grossiers ; tel est le cas à Saint Hippolyte, à la base des grès (d).

La faune et les végétaux.

Les marnes contiennent de même que les grès à strates argileuses des débris de végétaux ainsi que des dents et écailles de Poissons. Elles ont livré également des fossiles, peu abondants mais entiers et bien conservés. J'y ai récolté Avicula contorta isolée à Saint Chinian, aux Aires, à Fondamente, Palaeocardita austriaca, également aux Aires. Ces marnes contiennent couramment des Bac-trylium (Saint Chinian, Saint Félix sur Sorgues, Saint Hippolyte, Corbès).

Les marnes sombres jouent un rôle important dans la paléogéographie de la bordure méridionale du Massif Central. Elles sont bien développées, leur répartition est vaste ; nous verrons dans les monographies qu'elles permettent de définir un horizon lithostratigraphique.

Les marnes sont des dépôts de basse énergie, comme en témoignent également les fossiles conservés entiers. Les espèces trouvées permettent d'affirmer qu'il s'agit d'un milieu marin. Les formations à filaments algaires permettent de préciser l'épaisseur de la tranche d'eau correspondante : il s'agit de la zone photique, et même vraisemblablement de la tranche d'eau supérieure.

6) Les marnes vertes

Elles diffèrent des marnes sombres par divers caractères :

- elles se délitent en feuillets, mais ne s'observent pas sous forme de bancs compacts ;
- elles peuvent être finement gréseuses, mais ne contiennent ni strates à pellets, ni strates à filaments algaires ;
- elles ne renferment pas de débris de végétaux, mais ont livré parfois des dents et écailles de Poissons en abondance (par exemple à Lunas).
- ces marnes peuvent être riches en pyrite (à Alzon par exemple).
- Nous avons observé leur présence constante au-dessus des marnes bariolées triasiques ; elles sont alors recouvertes par les Dolomies jaunes (b) micritiques, faiblement argileuses. Des marnes vertes sont également intercalées dans les calcai-

res dolomitiques beiges rubanés (e). Elles paraissent donc liées aux dépôts calcaires et dolomitiques.

Le passage des marnes vertes aux termes qui les encadrent est progressif. Nous serions tenté d'admettre comme certains auteurs que leur apparition correspond à une reprise de la prédominance des influences marines après le dépôt des marnes bariolées à évaporites, précédant le dépôt de roches carbonatées.

7) Les calcaires dolomitiques argileux jaunes

L'échantillon type a été choisi au Brabet (Saint Chinian), à la base des Dolomies jaunes (b).

a) Description macroscopique

Les calcaires dolomitiques argileux peuvent être finement lités, ou bien former des bancs plus épais qui se décomposent en strates à délit parallélépipédique. Ils sont cependant durs, à contours arrondis à l'affleurement.

La couleur de la cassure est beige, parfois grise ou verdâtre. La patine est jaune pâle à ocre jaune.

Ces bancs ne possèdent pas de structure interne, ils sont homogènes.

Des rides ont été observées à leur surface. Ainsi à Nonenque dans les calcaires dolomitiques rubanés, ou les crêtes sont arrondies et symétriques, la longueur d'onde mesure 10 cm et l'amplitude quelques centimètres seulement.

b) Description macroscopique

Les éléments figurés sont ici absents, ou du moins en quantité inférieure à 10 %.

Ces éléments comprennent des grains terrigènes fins : quartz (inférieurs à 0,3 mm) anguleux ou émoussés, disséminés dans la matrice, parfois concentrés en strates lenticulaires, ainsi que plus rarement des feldspaths. Des intraclasts arrondis de micrite argileuse peuvent également être présents : leur taille est analogue à celle des grains de quartz, ou faiblement supérieure.

La matrice est carbonatée (calcaire et dolomite), et argileuse (moins de 10 % d'argiles). Elle est généralement microcristalline, mais peut être également finement recristallisée (microsparite) en cristaux mal calibrés variant de 5 à 15 μ . Des cristaux rhomboédriques (inférieurs à 0,5 mm) isolés ou groupés en plages sont englobés dans la matrice ; les espaces libres entre les rhomboèdres sont souvent comblés de limonite.

Nous verrons que de telles microsparites peuvent se confondre avec des biomicrites et oomicrites recristallisant également en microsparite, où les plages résiduelles à structure primaire, et les fantômes d'allochems sont exceptionnels.

Le faciès typique ne nous a pas livré de faune. Mais des bancs de nature peu différente, situés à des niveaux stratigraphiquement plus élevés ont fourni quelques fossiles : dents et écailles de Poissons, empreintes de Mollusques indéterminables, petits Foraminifères recristallisés.

En effet la nature de ces calcaires peut varier.

J'ai noté :

- des calcaires dolomitiques à minces strates rubanées plus argileuses. Au microscope, on constate que ces strates sont riches en fins filaments algaires. Certains bancs sont formés d'une succession de telles strates algaires (exemple : planche 5, a et b).

- des calcaires dolomitiques finement rubanés. Ce rubanement correspond à des strates dont les cristaux sont de dimension plus ou moins fine, mais toujours inférieure à 15μ ;
- des pelmicrosparites. Les pellets sont micritiques et la matrice très finement cristalline. Ces pellets peuvent être granoclassées ; quelques fins débris coquilliers leur sont parfois associés (exemple : planche 11, c).

Verticalement le calcaire dolomitique argileux jaune typique alterne avec des marnes vertes. Il peut être superposé, ou passer à son sommet à des bancs gréseux. On l'observe également au-dessus de marnes grises et on le voit passer vers le haut à des calcaires oolitiques ou fossilifères.

Ce faciès est donc en rapport étroit avec des marnes, des calcaires dolomitiques gréseux, ou des calcaires oolitiques et fossilifères.

Bien que les calcaires dolomitiques argileux représentent souvent des récurrences de faciès, il s'ordonne dans la séquence évolutive entre les marnes vertes ou grises et des calcaires gréseux, oolitiques ou fossilifères.

Le calcaire dolomitique argileux jaune est un faciès de faible énergie ; les dépôts carbonatés de ce milieu sont supérieurs aux apports terrigènes fins. La nature de la roche varie en fonction de la proportion relative de ces deux phases.

Le milieu de formation de ce faciès peut ici être précisé lorsque des sédiments à pellets ou à filaments algaires sont présents : ils correspondent à de faibles profondeurs.

8) Les calcaires oolitiques

a) Description macroscopique

Les calcaires oolitiques sont lités en bancs peu épais de moins de 50 cm (exceptionnellement ils atteignent 1 m), en dalles ou en plaquettes isolées ou groupées en série. Ils peuvent constituer des strates centimétriques dans des calcaires rubanés (on en trouve des exemples dans les dolomies rubanées (e) de Saint Hippolyte), ou seulement une simple rangée d'oolites.

La couleur de la patine est grise, brune ou beige, en cassure la roche est gris foncé ou gris beige. Parfois la matrice claire est mouchetée par les oolites noires.

Le grain de la roche est généralement fin et l'aspect de la cassure mât. Dans quelques cas, elle est scintillante et cristalline.

A la surface des bancs ou plaquettes, les oolites sont souvent mises en relief par rapport à la matrice, de même que les strates oolitiques des calcaires dolomitiques rubanés.

Ces calcaires sont résistants sous le marteau, même si de petits trous sont visibles macroscopiquement : pores (noyaux d'oolites dissouts) nombreux comme dans le calcaire oolitique du sommet de l'horizon (e_3) de Lunas.

Des structures entrecroisées ont été observées (par exemple dans les calcaires oolitiques (e) de Saint Hippolyte) ainsi que des terriers et des remaniements (rubanement dérangé) probablement dus à des organismes fousseurs. Notons que les calcaires oolitiques rubanés ont souvent leurs strates dissociées en brèche, nous reviendrons ultérieurement, dans le paragraphe réservé aux brèches calcaires, sur leur mode de formation.

b) Description microscopique

La matrice représente en moyenne 25 à 35 % de la roche, elle peut être réduite à 10 %.

Les éléments figurés sont des oolites, souvent présentes seules dans la matrice. Leur forme est parfaitement sphérique ou aplatie parallèlement à la stratification. Le noyau des oolites est constitué par un grain de calcaire microcristallin, un débris coquillier (Echinoderme ou Mollusque), un grain de quartz ou un petit Foraminifère. Le noyau peut être recristallisé : les cristaux en mosaïque (inférieurs à 0,05 mm) englobent parfois des rhomboédres, les espaces libres entre eux sont parfois remplis de limonite.

Les nucléus sont entourés de trois ou quatre couches concentriques et radiées microcristallines. L'épaisseur des couches concentriques est égale à deux ou trois fois le rayon du noyau. Rondes, elles mesurent de 0,2 à 0,75 mm de diamètre ; aplaties, elles atteignent 1,2 mm de long.

La couleur brun jaune des oolites de certains bancs est due à la limonite qui les imprègne.

Lorsque les oolites sont jointives (packstones) comme dans le calcaire oolitique sous-jacent aux formations stromatolitiques de Saint Chinian, ciment cristallin et matrice micritique sont présents simultanément.

Le ciment de calcite forme un anneau de fins cristaux serrés autour des oolites et de plus larges cristaux, en mosaïque les recouvrent ; les espaces laissés libres sont réduits et comblés par une matrice microcristalline englobant de petits Foraminifères. Il est parfois difficile de déterminer si le ciment a une origine primaire ou secondaire.

Le plus souvent les espaces libres entre les oolites non jointives sont remplis de micrite (wackstones). Cette matrice

carbonatée (calcite et dolomite) ne comprend que très peu d'argiles. La matrice microcristalline comprend parfois des plages finement cristallines englobant quelques cristaux rhomboédriques isolés.

Les oolites peuvent être déformées et tordues. Les déformations affectent les couches enveloppes qui sont décollées et déplacées par rapport au nucléus qui n'est souvent qu'aplati, formant les "distorted" oolites (A.V. CAROZZI, 1961).

Lorsque le calcaire oolitique est écrasé, des oolites voisines sont jointives et partiellement dissoutes par l'intermédiaire d'un joint microstylolitique.

Les oolites sont souvent entièrement recristallisées en larges cristaux englobant quelques rhomboédres (cf. Planche 9, a). Les éléments figurés comprennent parfois, à côté des oolites, quelques intraclasts de micrite argileuse (ou de microsparite détritique) ainsi que des débris d'Echinodermes et de tests de Mollusques arrondis, finement brisés (exemple : Planche 9, b, c, et d). La recristallisation observée précédemment au niveau des oolites peut affecter également la matrice. Elle se fait en taches plus ou moins étendues, et masque parfois toutes structures primaires : seuls les intraclasts des nucléus étant conservés (Planche 11, a et Planche 12, c).

La faune trouvée dans les calcaires oolitiques ne comprend que de petits Foraminifères recristallisés, de très petits Gastéropodes ou des débris coquilliers usés (Mollusques et Echinodermes).

Le milieu de formation des calcaires oolitiques est bien connu, il correspond à de hautes énergies et à de faibles profondeurs. Hautes énergies qui devraient empêcher le dépôt de la vase micritique des oomicrites ; il est possible de supposer qu'aux périodes de hautes énergies succédaient des périodes de hautes éner-

pendant lesquelles était introduite la vase.

9) Les calcaires fossilifères

L'échantillon type a été choisi dans les Plaquettes à lumachelles du Brabet (Arc de Saint Chinian), Planche 10, d.

a) Description macroscopique

Les calcaires fossilifères forment parfois de minces bancs, mais sont le plus souvent en plaquettes ou en strates rubanées.

Leur couleur à la cassure varie du beige au brun, la patine est gris beige.

Les petits bancs sont durs et à débit cubique ; les plaquettes se débitent en dalles sonores.

Les débris fossilifères sont répartis en strates dans lesquelles la taille des éléments figurés est bien calibrée.

b) Description microscopique

La proportion d'éléments figurés dans l'échantillon type est de 50 % (40 % de coquilles pour 10 % de sable quartzeux et intraclasts). Elle peut être supérieure et atteindre les trois quarts de la roche totale.

Les éléments figurés comprennent des débris de coquilles ou des tests entiers, des intraclasts et parfois quelques oolites.

Les coquilles sont soit peu cassées comme dans l'échantillon type, soit finement brisées et usées (cf. Planche 10, c). Elles sont larges et épaisses ou bien minces et petites. Les organis-

mes sont des Lamellibranches, des Gastéropodes, des Echinodermes (en particulier des vertèbres d'Ophiures), et parfois des fragments de tiges de Dasycladacées. Ils sont recristallisés en calcite cristalline englobant souvent des cristaux rhomboédriques, entre lesquels se trouve de la limonite.

Des intraclasts sont très souvent présents dans les calcaires fossilifères, mais en quantité inférieure à 20 %. Leur dimension moyenne est de 0,1 à 0,4 mm, ils peuvent mesurer jusqu'à 0,5 mm de long. Les intraclasts de micrite argileuse sont généralement chargés de limonite, ils peuvent être finement gréseux.

Les grains de quartz, présents dans quelques calcaires fossilifères seulement, constituent jusqu'à 25 % de la roche. Les grains de quartz mesurent moins de 2 mm de diamètre. Ils sont soit calibrés, soit de granulométrie hétérogène.

Les oolites sont soit en quantité à peu près égale à celle des débris fossilifères (exemple : Planche 9, b), soit très rares.

Ces divers éléments s'observent disséminés dans la roche ou triés en strates. Ils peuvent être réunis tous en même temps dans le même échantillon.

La matrice est carbonatée (calcite et dolomite en proportions variables), et parfois faiblement argileuse.

La matrice de micrite comprend généralement des plages à cristaux finement cristallins (Planche 12 d). Elle est plus souvent totalement recristallisée en microsparite (Planche 10, c), et quelquefois en sparite : matrice et tests sont alors recristallisés de même (cf. Planche 10, d).

Nous verrons, dans le paragraphe se rapportant aux dolomies secondaires, qu'à la base de l'Hettangien des calcaires fossilifères (oolitiques et intraclastiques) sont totalement épigénisés en dolomie cristalline (dolosparite) et que dans certains cas les allochems ne sont plus discernables que par des traces sombres d'impuretés.

Les calcaires fossilifères forment parfois des lumachelles. Lumachelles formées parfois de coquilles brisées, mais également lumachelles de tests entiers, régulièrement disposés. Elles ont livré des fossiles : petits Gastéropodes et Lamellibranches : Avicula (Rhaetavicula) contorta PORTL., Myophoria postera QUENST., Paleocardita austriaca, Mytilus sp., Cardita sp., Gervilleia praecursor QUENST.

Les calcaires fossilifères sont intercalés dans des calcaires dolomitiques argileux, des calcaires oolitiques et intraclastiques, ou des marnes ; ils peuvent reposer sur de minces niveaux bréchiques comme par exemple à Ceilhes ou un calcaire bréchique passe à un calcaire fossilifère granoclassé sur une épaisseur de 10 cm (cf. Planche VI b).

Le calcaire fossilifère franc ne constitue qu'une faible fraction de sédiments à la bordure du Massif Central, où son extension est réduite ; en outre, la faune est pauvre en espèces, limitée à des Lamellibranches. Les coquilles à l'état de débris, le plus souvent, ne représentent qu'une fraction des allochems : elles sont associées à des intraclasts, des oolites et de fins grains de quartz. La faune devient plus riche vers l'Est, dans le domaine alpin dauphinois, sub-briançonnais et briançonnais : elle s'enrichit progressivement en espèces et comprend des Lamellibranches dont des Pecténidés, ainsi que des Brachiopodes et des Polypiers. Si les calcaires fossilifères sont plus largement développés vers l'Est, les tests sont

là encore, souvent brisés.

L'énergie du milieu de formation des calcaires fossilifères est indiquée par l'état des tests. Elle est faible lorsque ceux-ci sont entiers, plus forte dans le cas de tests brisés et usés, et correspond à une tranche d'eau de moindre épaisseur.

La bordure du Massif Central à faune appauvrie, correspond à un milieu confiné, le domaine alpin occidental a une mer plus ouverte.

10) Les brèches calcaires

Un bon exemple en est fourni par la brèche située dans les Calcaires dolomitiques rubanés (e) de Ceilhes, à trois mètres du sommet de l'horizon (cf. Planche 15 a).

a) Description macroscopique

Les bancs de brèches sont ici toujours minces, (moins de 15 cm), et peuvent être limités à de simples plaquettes isolées.

La patine des bancs est gris beige à brune ; la couleur en cassure est beige, jaune ou brune.

Ces brèches sont bien consolidées ; les bancs se débitent en parallélépipèdes, les plaquettes se délitent.

Les galets des brèches mesurent couramment 5 cm, et atteignent 10 cm de long. Ce peut être des microbrèches dont la dimension moyenne des éléments varie entre 2 cm et 0,02 mm.

Les galets et graviers des brèches sont aplatis et orientés parallèlement à la stratification (exemple Planche 14 a et Planche 15 b).

Les brèches peuvent combler les ravinements de la roche sous jacente. Nous verrons que ces ravinements sont liés aux modes de formation des brèches (des exemples en sont donnés Planche 14, Planche V c, Planche V d et Planche VII c, et e).

Des éléments sont parfois arrachés aux strates placées à la base de la brèche (exemples Planche V a et b ; Planche VI e).

b) Description macroscopique

Les éléments représentent 60 à 70 % de la roche totale. Leur proportion peut être nettement inférieure, de l'ordre de 30, 20 ou même 10 % de la roche, ou bien au contraire exceptionnellement supérieure et dépasser 80 %, les éléments étant jointifs et écrasés.

Les éléments peuvent être variés comme dans l'échantillon type. Ils comprennent :

- des éléments calcaires dolomitiques blanchâtres (intraclasts de micrite argileuse),
- des éléments calcaires argileux bruns chargés de limonite (intraclasts de micrite argileuse),
- des éléments calcaires finement gréseux,
- des éléments de calcaires bioclastiques ou oolitiques,
- des grains de quartz mal calibrés (inférieurs à 3 mm), émoussés ou anguleux.

La forme des éléments calcaires est arrondie et aplatie pour les plus gros. Ces derniers sont souvent déformés par le contact d'un grain de quartz : ils possédaient donc une certaine plas-

ticité lors du dépôt. Mais ils étaient déjà suffisamment consolidés pour que des fendillements et des cassures aient pu se former.

La proportion des grains de quartz est souvent faible, inférieure à 10 %.

Quelques brèches contiennent une grande quantité de quartz peut être supérieure à celle des intraclasts. Il s'agit en fait de grès grossiers ou microconglomératiques bréchiqes tels ceux de Lunas à la base de l'horizon gréseux (c) (figure Planche VI a et Planche 4 c), dans les grès (e₃) (figure Planche 4 a), et de Saint Afrique (Planche VII b).

Certaines brèches monogéniques contiennent des éléments à une seule matrice.

La matrice de micrite argileuse est souvent recristallisée en microsparite.

Les brèches reposent sur des calcaires variés, qui sont le plus souvent ravinés, parfois minés par les perforations d'organismes fouisseurs. Ce sont :

- des calcaires dolomitiques argileux ;
- des marnes compactes ;
- des formations algaires : plaquettes, ou calcaire argileux rubanés à fins filaments algaires ;
- des calcaires oolitiques ou bioclastiques.

Elles passent vers le haut à des calcaires également variés, à des marnes ou à des grès.

Les brèches sont abondantes dans les faciès car-

bonatés où elles s'intercalent en minces passées. Elles sont également présentes à la base de bancs de grès grossiers sus-jacents à des calcaires ou à des marnes.

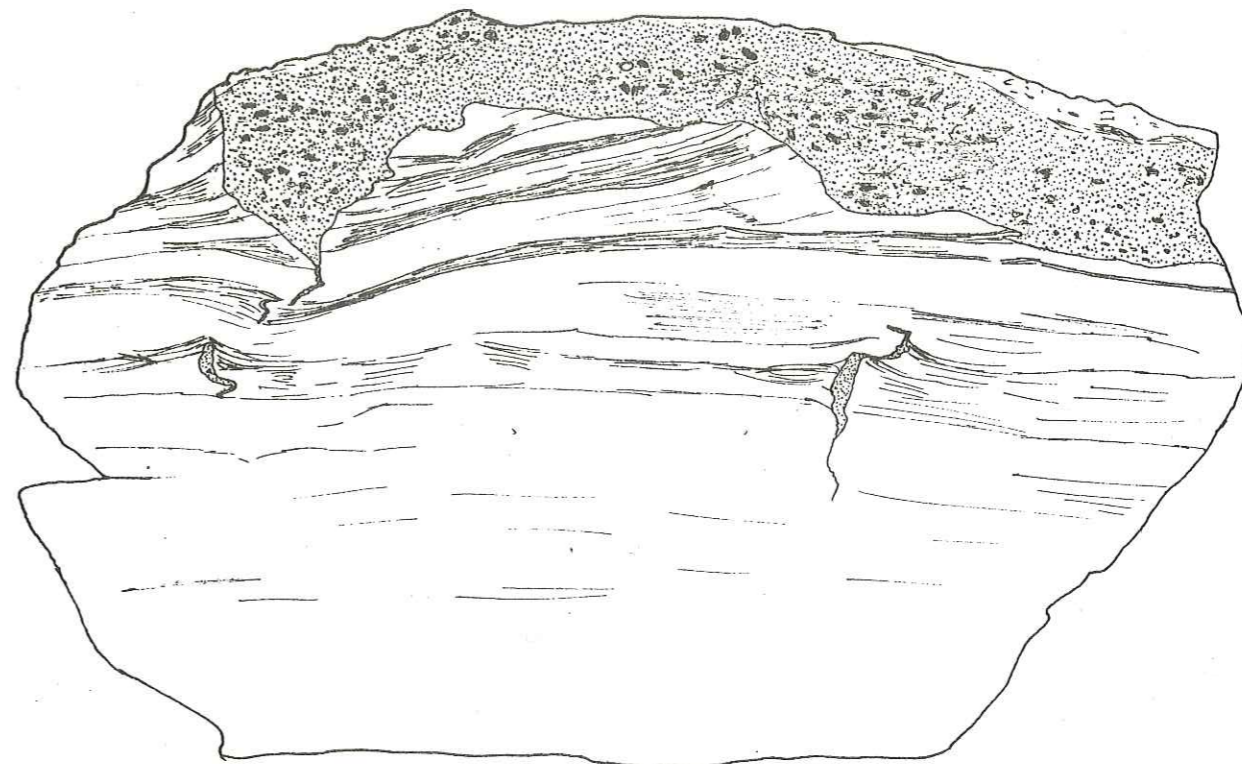
Le mode et le milieu de formation des brèches peuvent être déduits de sa matrice et de ses rapports avec la roche sous-jacente. Nous avons distingué quatre types principaux de brèches.

- Les brèches formées à partir des éléments arrachés au banc sur lequel elles reposent ; on peut y voir là l'action d'organismes fouisseurs qui attaquent la roche, ainsi que celle des courants. (en particulier lorsqu'ils transportent des grains de quartz et que leur énergie est plus élevée).

La brèche du calcaire rubané figuré Planche 14 est le résultat de cette double action. La photo a montré à la partie moyenne une strate de calcaire argileux à fentes horizontales remplies de calcite cristallin : birdseyes (E. A. SHINN, 1968). Cette strate est minée par des terriers (détail Planche 13 b) comblés de micrite intraclastique (fins éléments arrachés aux parois) et finement gréseuse, ainsi que de calcite cristalline. Par place la forte densité des perforations et peut être l'érosion sous-marine des courants nécessaires au transport des grains de quartz, ont provoqué la formation de poches de ravinement. Ces poches peuvent traverser la couche calcaire argileuse et séparer des flots de calcaire. Les terriers et les ravinements sont donc à l'origine de la brèche dont les éléments, de même nature que le calcaire argileux sous-jacent, en sont les déblais.

Les ravinements et la brèche plus modeste des Calcaires rubanés de Saint Chinian figurés ci-contre ont la même origine ; deux terriers sont visibles dans les calcaires rubanés, ils déforment les strates ; la surface des ravinements de teinte plus claire (sur quelques millimètres d'épaisseur) a été lessivée de la limonite qui imprègne le calcaire rubané.

a- Calcaire dolomitique rubané à ravinements et terriers d'organismes fouisseurs ; au sommet, microbrèches. xl



b- Plaquettes de micrite oolitique dans un calcaire détritique.
Les plaquettes courbes sont fendillées et forment des éléments bréchiques.
xl.



- Les brèches dont les éléments sont de fines plaquettes fissurées, et brisées, arrachées au calcaire sous-jacent.

Ces brèches ont pu se former par fendillement de minces strates de sédiment au cours de sa lithification soit sous l'eau, soit après émergence. Ces plaquettes bréchiques (Planche VI d) ou fins copeaux (Planche V a et b) sont souvent courbes. Il paraît vraisemblable de penser que ces éléments se sont formés de la même façon que les mudcraks : par dessiccation, fendillement et incurvation de la plaquette, pendant sa lithification à l'air libre. La nature algale du calcaire rubané présentant de tels éléments, donc formés probablement sous une très mince couche d'eau vient confirmer la possibilité d'une telle origine.

Des plaquettes isolées, comparables sont figurées Planche 13 a. Ces plaquettes calcaires argileuses sont également riches en filaments algaires, elles sont en outre perforées par des organismes fouisseurs. Notons que des "mud-cracks" typiques sont abondants un peu plus haut dans la série, au niveau des dolomies argileuses rubanées de l'Hettangien supérieur du Causse.

Les stratifications ainsi fendillées et incurvées ne sont pas toujours de nature algale. Elles peuvent être formées de micrite à fines strates d'oolites (exemple : Planche VI d).

- Les brèches sus-jacentes à des couches ni ravinnées, ni perforées, et dont les éléments sont arrondis, n'ont pas une origine évidente. Leurs éléments semblent avoir subi un léger transport (les brèches précédentes étaient formées sur place).

- Les brèches à graviers de quartz abondants, qui ont pu se former sous l'action des seuls courants transportant les grains de quartz, et dont l'énergie devait être suffisante pour arracher des morceaux du sédiment déjà déposé et en cours de lithification

(exemple : Planche 4 a et c).

Ces brèches ne forment jamais d'épaisses accumulations, comparables à celles du Lias et du Jurassique du domaine alpin interne, dont la formation est liée à des phénomènes intenses s'effectuant sur de grandes surfaces, tels que de violentes tempêtes, des tsunamis, une instabilité tectonique ou des mouvements épirogéniques.

11) Les dolomies secondaires

Le faciès des dolomies secondaires est caractéristique de la base de l'Hettangien. Nous le mentionnerons donc ici, sans nous étendre sur ses caractères.

Les dolomies secondaires sont cristallines (doloparite), à larges cristaux qui mesurent couramment 1 mm de diamètre. Leur origine secondaire est mise en évidence par les passages latéraux ou verticaux à des calcaires, que nous avons pu observer dans de nombreux affleurements (par exemple à Fondamente, à Saint Hippolyte du Fort et à Saint Chinian). Les calcaires primaires sont divers : calcaires fossilifères, oolitiques, intraclastiques dont la recristallisation en dolomite est plus ou moins complète. Les allochems sont recristallisés soit partiellement : et sont reconnaissables, soit totalement : les éléments figurés étant réduits à l'état de "fantômes", ou bien entièrement masqués par recristallisation.

Notons que ces dolomies présentent parfois de belles structures entrecroisées : structures primaires du calcaire, conservées lors de la recristallisation (exemple : Planche VIII a et b). Ces dolomies sont toujours superposées au Rhétien, elles ont une vaste répartition à la bordure du Massif Central. Elles représentent le dernier terme de la séquence évolutive positive rhétienne : les faciès dolomitiques argileux à mud-cracks et les couches de lignite de l'Hettangien su-

périeur sont régressifs, les influences marines seront à nouveau prépondérantes au sinémurien.

L'analyse des faciès élémentaires, leur répartition, leur enchaînement, et leurs associations mettent en évidence les caractères propres au milieu de formation de ces sédiments.

Les rapides successions de faciès enregistrées dans les rubanements, et les alternances de couches sont le résultat de l'instabilité du fond de la mer.

L'ensemble des faciès rhétiens correspond à un milieu de sédimentation de faible profondeur. Des émergences brèves et multiples se succédaient, réparties de la bordure du Massif Central aux zones alpines internes ; elles donnaient lieu à la formation du mud-cracks, de brèches ou de formations algaires rubanées.

Les brèches et les calcaires intraclastiques forment une part notable des sédiments rhétiens. Les couches rhétiennes ne correspondent donc qu'à une faible proportion des sédiments déposés ; ceux-ci ont été détruits, ils se retrouvent remaniés dans les calcaires intraclastiques et les brèches où ils sont plus ou moins finement fractionnés.

Ce milieu peu profond, de vaste extension, est marin confiné à l'Ouest (faune de Lamellibranches, pauvre en espèces), plus ouvert vers l'Est (il s'enrichit en Brachiopodes et Polypiers). La plate-forme de sédimentation ouverte à l'Est vers la mer franche est de salinité normale dans les zones alpines internes. En bordure des terres émergées du Massif Central, il est possible que la salinité ait été plus faible, contrastant ainsi avec le milieu de sédimentation keuper sursalé. Il apparaît en effet que les cours d'eau nécessaires au

transport des sédiments terrigènes déposés au pied du Massif Central ont du déverser un grand volume d'eau douce dans ce milieu confiné dont la salinité a ainsi pu être légèrement abaissée. Nous verrons que ces épandages terrigènes lenticulaires se relayent d'un point à l'autre sans individualisation de chenal ou d'estuaire, mais suggérant une instabilité de leur source. Les décharges détritiques divaguent sur une plate-forme à peine inclinée, formant un milieu confiné, de faible profondeur, par place à peine submergé, s'étendant du Massif Central aux zones alpines internes.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES 1 à 15

MICROFACIES

Photos : G. COQUELLE

P. MEMIN

Planche 1 : Grès microconglomératiques.

a - Passée de grès microconglomératique dans les Dolomies rubanées (e), Corbès (bordure cévenole sud-orientale) (p. II - 94). Noter dans le ciment carbonaté, entre les éléments de quartz blancs, les "fantômes" d'oolites et de débris coquilliers. x 1.

b - Détail de a.

Gros grains de quartz bien calibrés, anguleux et émoussés, quelques feldspaths peu altérés. Limonite enduisant des quartz et grain arrondi de limonite semé de fins quartz. Le ciment carbonaté comprend quelques cristaux rhomboédriques. x 6.

c - Grès microconglomératique au sein des Dolomies rubanées (e), Saint Hippolyte du Fort (p. II - 99). Quartz arrondis roses et blancs, quelques feldspaths, rares intraclasts ; ciment carbonaté cristallin (sparitique) abondant ; les éléments allongés masqués par la recristallisation sont probablement des "fantômes" de débris coquilliers. Limonite comblant certains pores. x 1.

d - Grès grossier intraclastique, au sein des Calcaires dolomitiques rubanés (b), Alzon (p. II - 79). Gros grains de quartz, feldspaths nombreux ; intraclasts de micrite argileuse, fracturés et déformés, peu distincts de la matrice primaire résiduelle dont la majeure partie est finement recristallisée. Intraclasts et matrice sombres sont chargés de limonite. x 17.



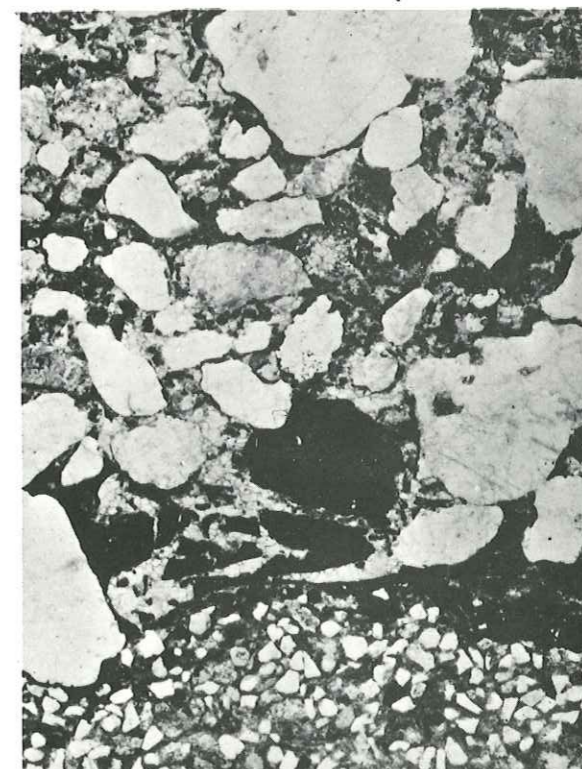
a



b



c



d

Planche 2 : Grès moyen et calcaire gréseux.

a - Granoclasement dans un banc de grès intercalé dans les calcaires dolomitiques rubanés (b), Alzon (p. II - 79).

A la base, grès moyen feldspathique, à ciment carbonaté réduit ; à la partie moyenne grès fin ; au sommet calcaire dolomitique argileux à passées gréseuses venant combler de petits ravinelements. x 1.

b - Microsparite gréseuse et intraclastique dans les Calcaires dolomitiques rubanés, Alzon (p. II - 80). Petits grains de quartz émoussés à arrondis, intraclasts sombres de micrite chargée de limonite, de dimension également inférieure à 0,3 mm. x 19.

c - Grès moyen à strates lenticulaires argileuses (micrite argileuse) dans les Marnes gréseuses sombres (d), les Aires (fossé de Bédarioux) (p. II - 36). Les grains de quartz les plus gros, émoussés à arrondis, restent inférieurs à 2 mm. Ils sont dispersés dans un grès fin, avec quelques gros intraclasts de micrite ferrugineuse ; débris de végétaux et de dents ou écailles de Poissons. x 6.

d - Détail de c

On y distingue d'une part le ciment du grès finement cristallin carbonaté, et d'autre part des strates lenticulaires à matrice de micrite argileuse. Dans la moitié inférieure, des débris de dents ou écailles de Poissons ; dans le quart supérieur droit, des débris de végétaux se distinguent difficilement (sur la photo) de la matrice micritique. x 18.



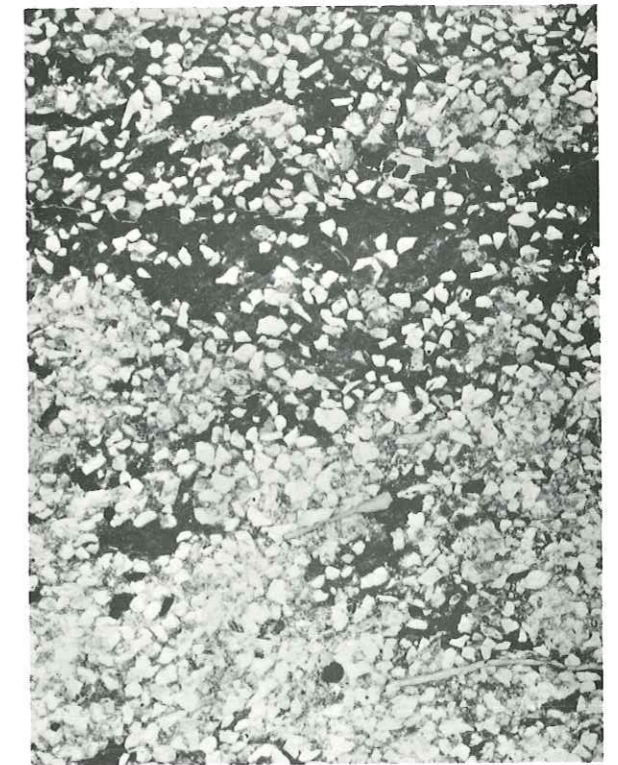
a



b



c



d

Planche 3 : Stratifications dans les grès fins.

a - Grès fin de l'horizon des Dolomies rubanées (e), Saint Hippolyte du Fort (p. II - 99).

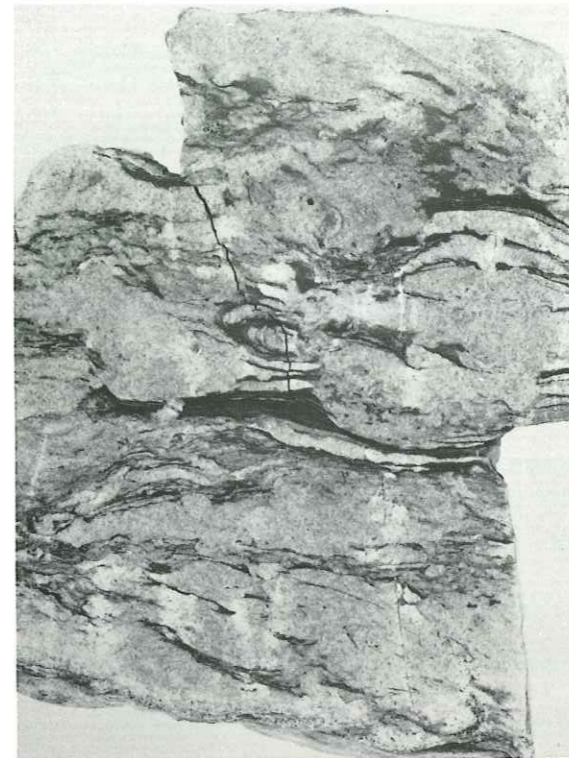
Stratification oblique à la base, puis strates argileuses discontinues et ondulées, et nodules de grès, dus à des déformations purement physiques. x 1.

b - Grès fin de l'horizon gréseux (d), Corbès (p. II - 93). Terriers verticaux d'organismes fouisseurs comblés par un sable finement stratifié. x 1.

c - Grès fin du sommet des Grès (b), Corbès (p. II - 92). Grès à fine stratification chargée de limonite, mettant en évidence une intense bioturbation. x 1.

d - Détail de c.

Grès fin, à granules de quartz disséminés (atteignant 4 mm de diamètre) ; matrice de micrite irrégulièrement chargée de limonite. x 7,5.



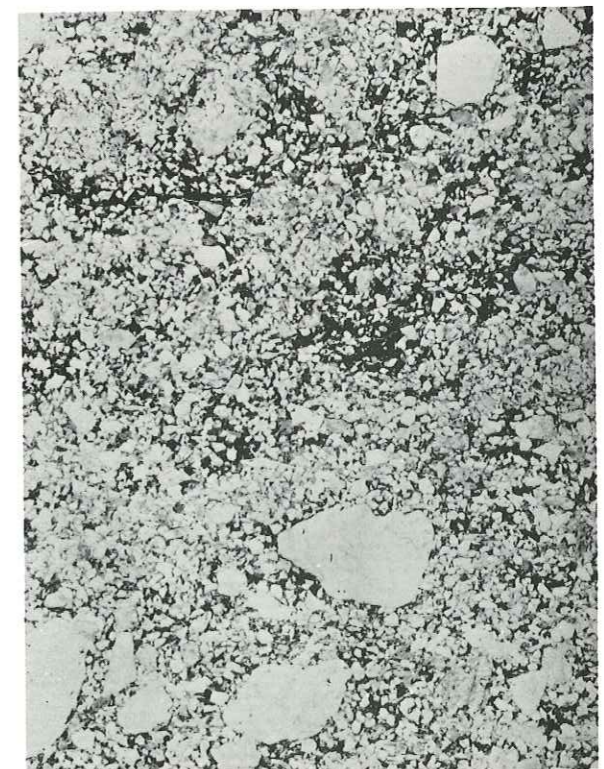
a



b



c

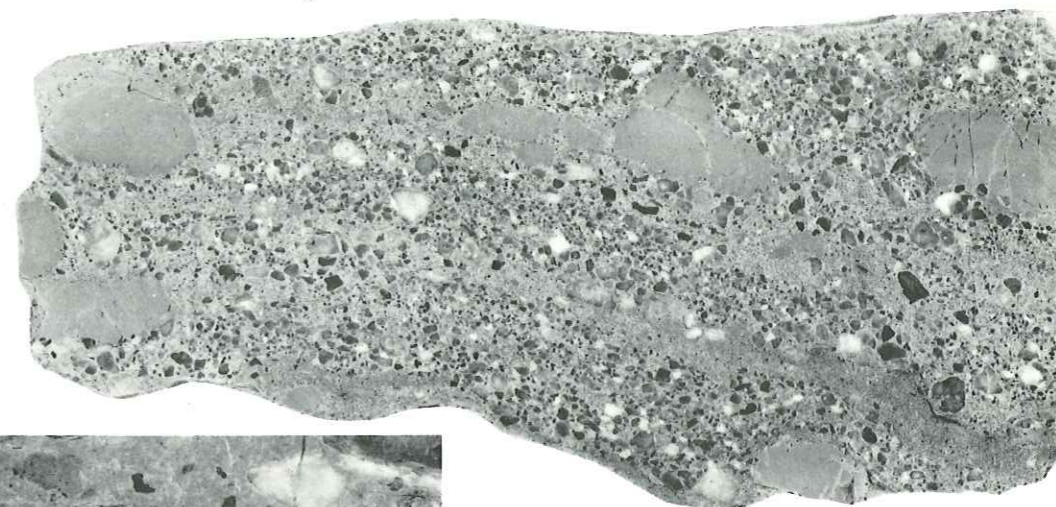


d

Planche 4 : Grès et calcaire gréseux à galets marneux.

- a - Grès grossier bréchique : passée gréseuse (e_2) dans les Dolomies rubanées (e), Lunas (p. II - 41). Quartz et feldspaths émoussés à arrondis, mal triés, larges intraclasts plats à contours arrondis atteignant 5 cm de long (micrite argileuse parfois faiblement gréseuse), à fissures remplies de calcite cristalline. Ces éléments sont des galets incomplètement durcis comme le montre leurs déformations au contact des grains de quartz ; matrice abondante (micrite faiblement argileuse), à plages très finement cristallines (microsparite).x 1.
- b - Calcaire dolomitique à graviers de quartz, de l'horizon des calcaires dolomitiques rubanés (b), le Verdier (p. II - 80).
Graviers de quartz, feldspaths plus rares (mesurant jusqu'à 2 cm de diamètre), quelques larges intraclasts, plats, de même nature que la matrice (micrite à microsparite).
Vers la base de la photo, un tube horizontal, formant poche, est comblé de matière argileuse claire, à grains de limonite.x 1.
- c - Grès grossier à "galets mous" : horizon des Grès (e), Lunas (p. II - 40).
A la base : calcaire argilo-gréseux raviné par le grès grossier sus-jacent. Ce grès à quartz roses et blancs et quelques feldspaths comprend des intraclasts de nature identique au calcaire argileux sous-jacent, dont ils ont été très probablement arrachés ; ces intraclasts sont déformés par les quartz voisins, mettant ici encore en évidence leur état de "galets mous", encore incomplètement consolidés lors du dépôt.x 1.
- d - Grès à intraclasts du sommet des Grès (c), Saint Hippolyte du Fort (p. II - 97).
Grès fin rubané à grains de quartz émoussés ; ciment carbonaté

cristallin secondaire (sparite) en mosaïque englobant quelques cristaux pseudorhomboidaux et des plages de micrite argileuse primaire résiduelle. En bas de la photo, intraclasts de micrite, anguleux, fragmentés lors du tassement ; en haut, un intraclast à fissure comblée de calcite cristalline, et dont la surface est incrustée de grains de quartz. x 12,5.



a



b



c



d

Planche 5 : Calcaires dolomitiques gréseux
et grès granoclassés ou rubanés

a - Grès grossier passant à un calcaire dolomitique gréseux et argileux granoclassé : passée gréseuse de l'horizon dolomitique rubané (b), Alzon (p. II - 79). Les éléments figurés comprennent des quartz, des feldspaths, des intraclasts arrondis (micrite argileuse et ferrugineuse). Dans la partie supérieure, le calcaire dolomitique est argileux gris clair à marbrures sombres. x 1.

b - Détail de a.

Les quartz et feldspaths sont anguleux à émoussés. La matrice de micrite argileuse comprend quelques plages de calcite finement cristalline (microsparite). x 7.

c - Grès fin et calcaire dolomitique gréseux rubané : horizon des Dolomies jaunes (b), les Aires (p. II - 34).

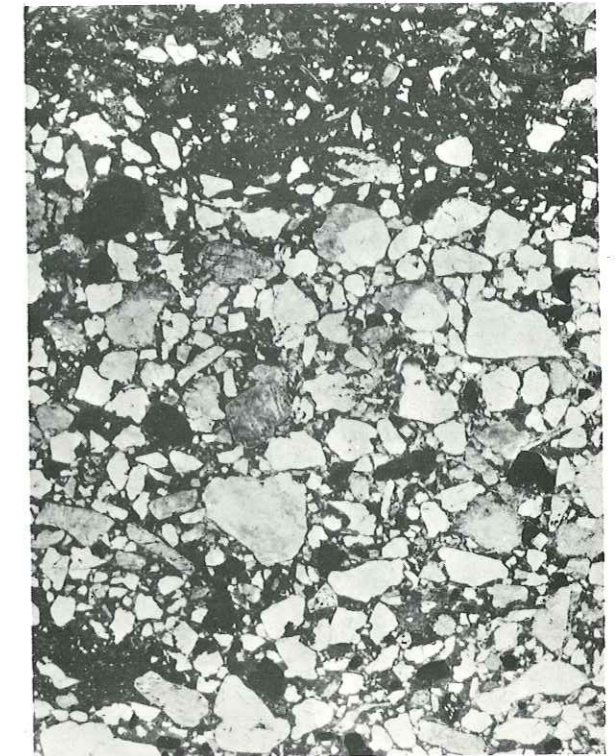
Les strates gréseuses et micritiques sont rubanées et lenticulaires. x 7,5

d - Calcaire dolomitique gréseux de l'horizon des Dolomies jaunes (b) du Brabet (Saint Chinian) (p. II - 6).

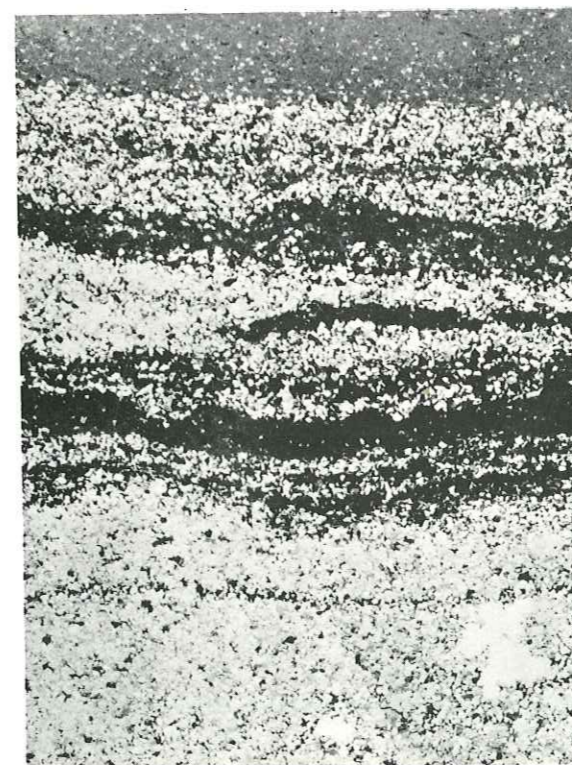
Les éléments sont grossièrement granoclassés : quartz émoussés à arrondis, quelques feldspaths et intraclasts (micrite argileuse) arrondis dans une matrice de micrite sableuse à plages finement cristallines. x 20.



a



b



c



d

Planche 6 : Structures rubanées, obliques et lenticulaires.

- a - Stratifications entrecroisées et rubanement dans les calcaires bruns (b), Saint Chinian (p. II - 7).
A la base, calcaire gréseux et intraclastique à structure entrecroisée (matrice de micrite à plages de microsparite). Vers le haut le calcaire est plus grossièrement détritique et oolitique, à intraclasts plus longs (0,5 mm de diamètre) ; il comprend une strate lenticulaire, onduleuse, de micrite argileuse, à fissures perpendiculaires au rubanement qui décalent les limites de la couche. x 1.
- b - Calcaire dolomitique gréseux, à fin rubanement millimétrique, graded-bedding et stratification oblique au sommet. Niveau des dolomies rubanées (e), Saint Hippolyte du Fort (p. II - 99). x 0,75.
- c - Calcaire dolomitique rubané (e), Ceilhes (p. II - 50). Alternance de couches détritiques (microsparite gréseuse et intraclastique), et de strates argileuses (micrite argileuse à fines passées gréseuses) dérangée probablement par un organisme fouisseur. x 5,5.
- d - Calcaire dolomitique finement rubané de l'horizon des Dolomies rubanées (e), Saint Hippolyte du Fort (p. II - 98).
Strates rubanées et granoclassées (granoclassement inverse) de sparite et de microsparite finement détritique : la dimension des cristaux croît parallèlement à celle des éléments terrigènes. Noter les ravinements et les strates réduites à des lentilles convexes vers le haut. x 6.

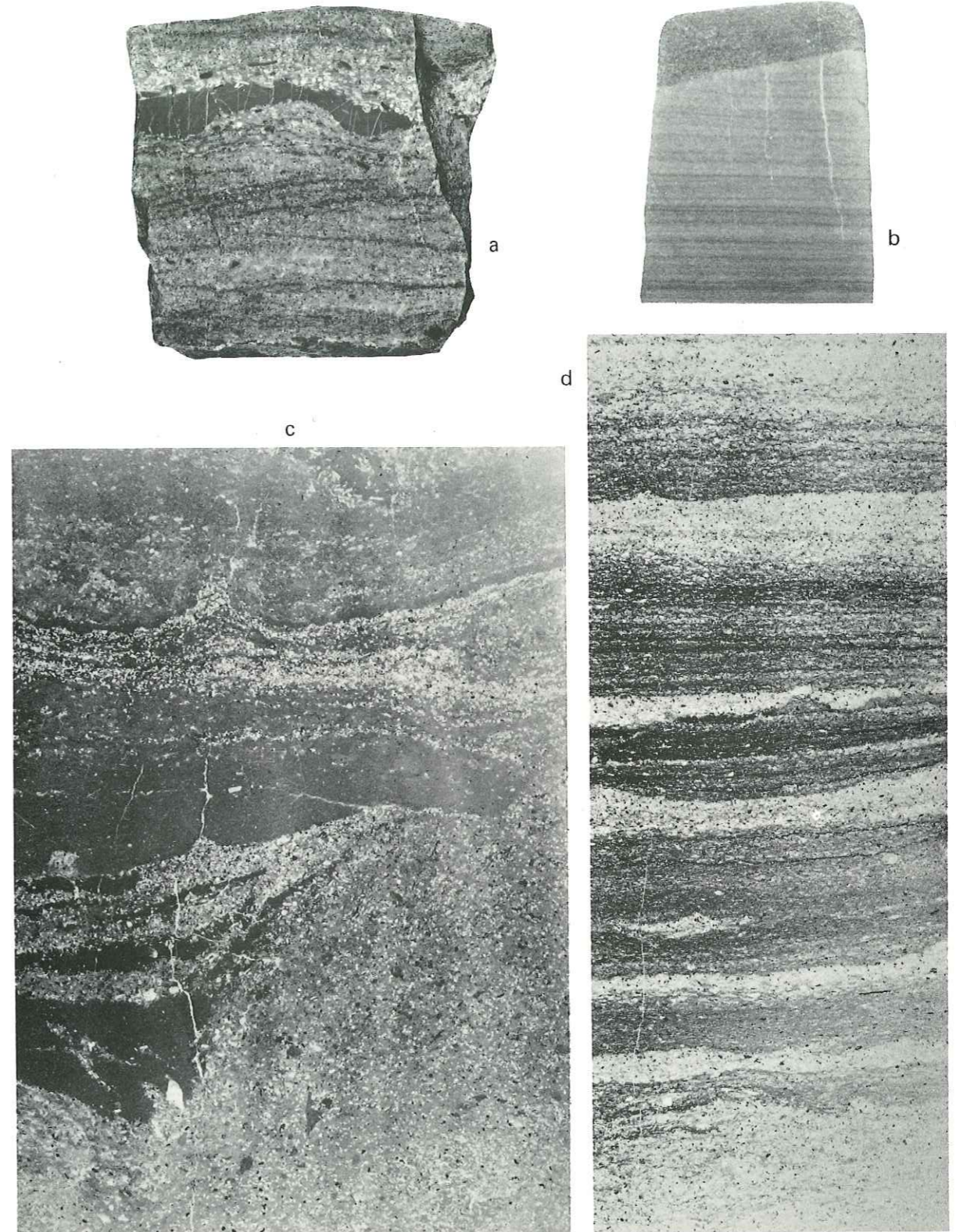


Planche 7 : Rubanements et graded-bedding.

a et b - Calcaire dolomitique rubané (e), les Aires (p. II - 37).

b - l'échantillon photographié grandeur nature montre un fin rubanement, la stratification lenticulaire et de microravine-ments.

a - détail de b. Calcaire dolomitique : microsparite finement gréseuse et intraclastique (intraclasts ronds et très petits chargés de limonite) passant à des strates fossilifères à plages cristallines. Une strate de micrite argileuse à passées finement gréseuses et lenticulaires est ravinée à son sommet par la microsparite ; dans de telles strates sombres, on observe (à plus fort grossissement) des passées à filaments algaires microscopiques. x 5,5.

c - Calcaire brun finement gréseux et argileux (b), Saint Chinian (p. II - 7). Rubanement déformé et graded-bedding. x 1.

d - Calcaire dolomitique finement gréseux et argileux de l'horizon des Grès (c), les Aires (p. II - 35). Fins graded-bedding, ravinements et strates lenticulaires. x 1.



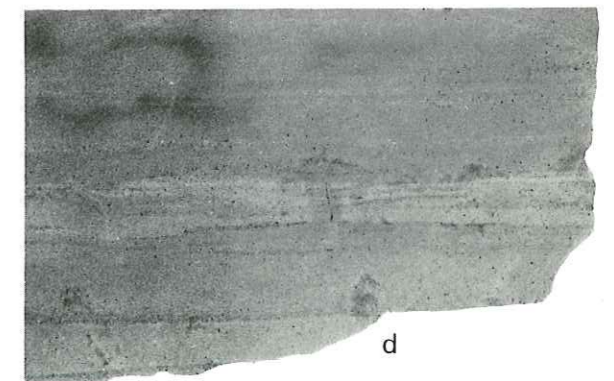
a



b



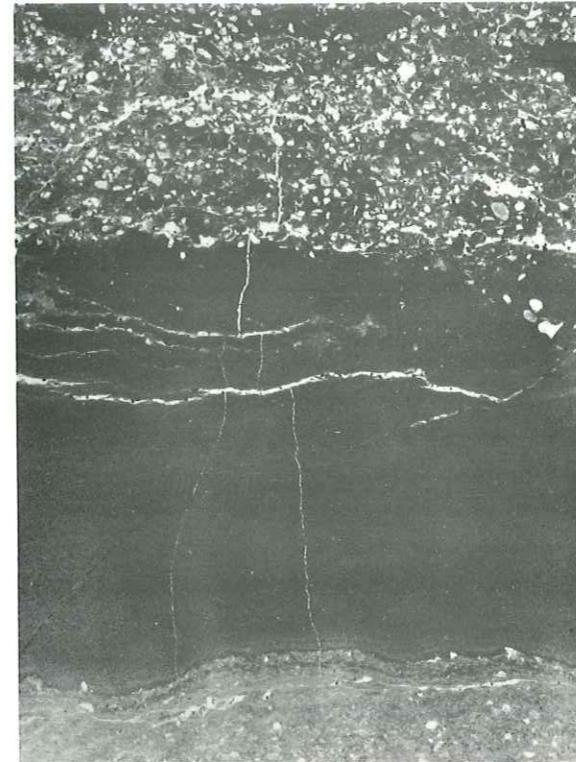
c



d

Planche 8 : Microfaciès des Calcaires dolomitiques rubanés.

- a - Calcaire dolomitique rubané (e), Ceilhes (p. II - 50). Strates de micrite argileuse à fins filaments algaires (non visibles à ce grossissement) et strates gréseuses, à intraclasts, débris coquilliers et petits Foraminifères recristallisés. x 5,5.
- b - Détail de a montrant les débris coquilliers, les petits Foraminifères totalement recristallisés en calcite, les intraclasts (micrite argileuse et ferrugineuse) et de petits grains de quartz dans une matrice microcristalline. x 15,5.
- c - Intrabiomicrosparite gréseuse des Calcaires dolomitiques rubanés (b), Saucières (p. II - 81). Les éléments sont variés, fins intraclasts (micrite argileuse ferrugineuse), débris coquilliers et nombreux petits Foraminifères recristallisés en calcite, quartz émoussés à arrondis. Le ciment est très finement cristallin (microsparite). x 16.
- d - Calcaire brun (b) de Saint Chinian (p. II - 7). Le calcaire fossilifère à oolites, intraclasts et grains de quartz, succède à un niveau de micrite argileuse dans lequel il s'incruste. La matrice micritique a, en grande partie, recristallisé (microsparite) de même que les débris coquilliers. A la base, les oolites ont poinçonné la couche de micrite argileuse qui se trouvait donc encore à l'état de boue plastique, lors du dépôt du sédiment sus-jacent ; ces oolites sont recristallisées en larges cristaux de calcite entourant parfois un noyau micritique. x 20.



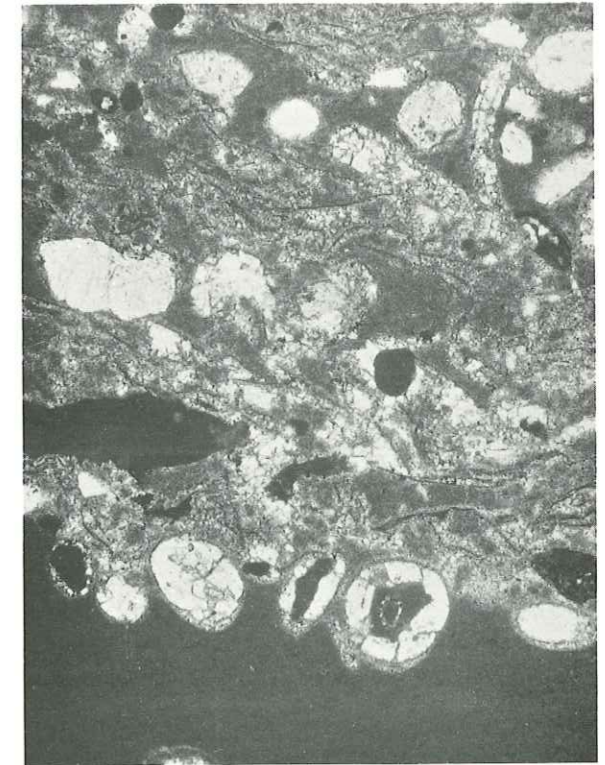
a



b



c



d

Planche 9 : calcaires oolitiques.

a - Oomicrite de l'horizon Calcaire dolomitique rubané (e_3), Lunas (p. II - 42).

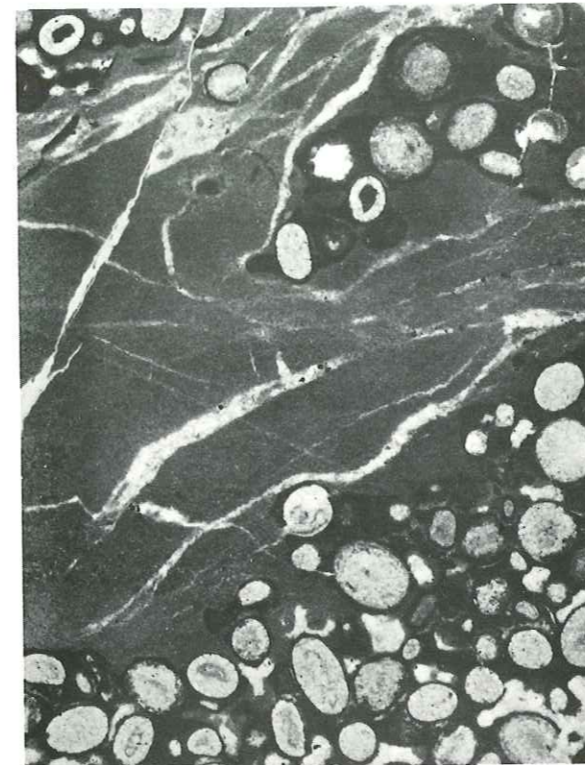
Oolites recristallisées en calcite (sparite), parfois à nucléus de micrite conservé ; matrice de micrite argileuse, recristallisée par place (sparite). Les oolites sont groupées en flots séparés par de fins canaux. x 16.

b - Oobiomicrite gréseuse de l'horizon Calcaire dolomitique rubané (e_3), les Aires (p. II - 37). A côté d'oolites recristallisées comme celles de la fig. a, on observe des débris coquilliers également recristallisés, quelques intraclasts entourés d'une mince enveloppe cristalline (oolitisation débutante ?) ainsi que des grains de quartz émoussés à arrondis de granulométrie hétérogène. A droite, dans le tiers inférieur, la matrice est recristallisée de même que les oolites et les débris fossilifères qui ne sont plus guère discernables. x 16.

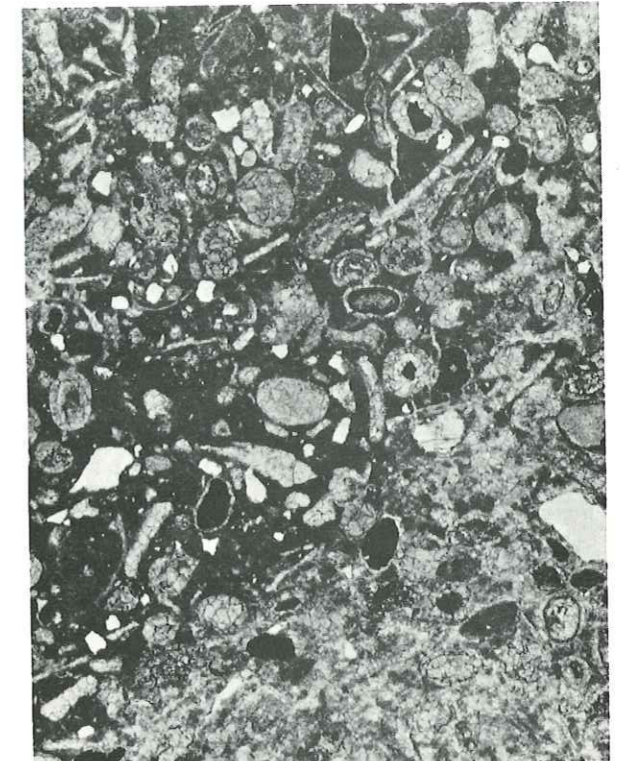
c - Oomicrite intraclastique et fossilifère, de l'horizon des Calcaires dolomitiques rubanés (e_1) les Aires (p. II - 37).

Oolites recristallisées dont seul le noyau est conservé lorsqu'il est constitué par un intraclast de micrite ; de larges intraclasts parfois détritiques sans enveloppe et quelques débris coquilliers. x 5,6.

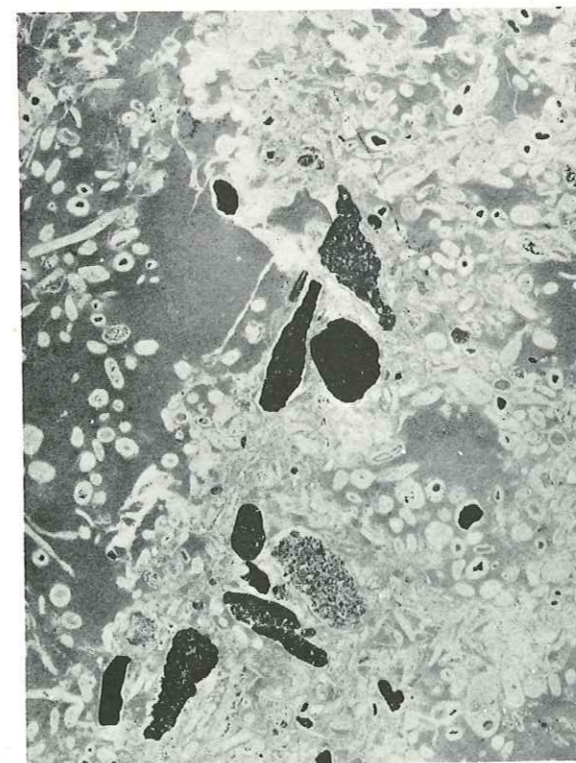
d - Détail de c qui permet d'observer la recristallisation des oolites et celle, partielle, de la matrice : mosaïque englobant quelques cristaux rhomboédriques et subrhomboédriques. x 17.



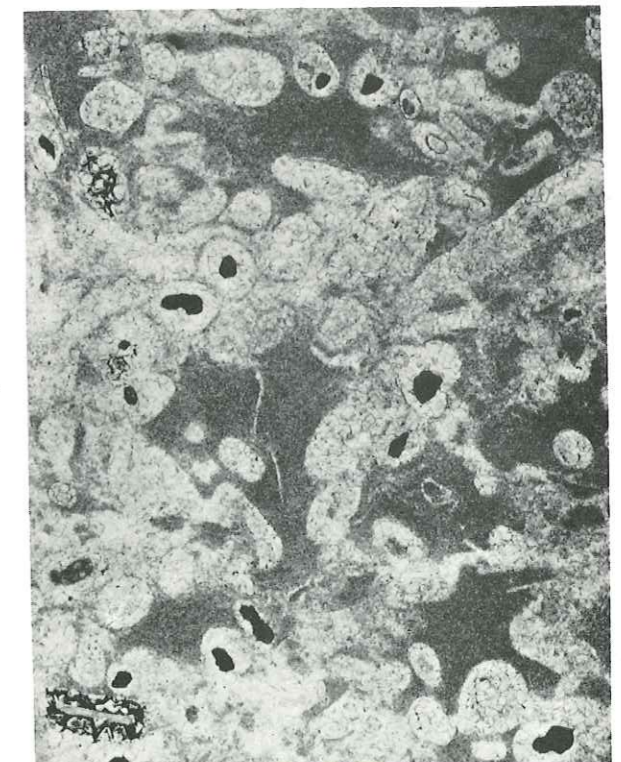
a



b



c



d

Planche 10 : Calcaires fossilifères.

a - Biosparite des Calcaires dolomitiques rubanés (f), Saint Chinian (p. II - 10).

Ce calcaire montre des oolites, des Dasycladacées (coupes transversales et obliques) ainsi que des débris coquilliers recristallisés en calcite. Le ciment est cristallin (sparite). x 17.

b - Intrabiomicrite fossilifère et gréseuse dans les Plaquettes à lumachelles (e), Saint Chinian (p. II - 9).

Les divers éléments : débris coquilliers, intraclasts, quartz, sont présents à peu près dans les mêmes proportions. La matrice de micrite est en partie recristallisée, de même que les débris fossilifères. x 16.

c - Biomicrosparite intraclastique et gréseuse de l'horizon des Plaquettes à lumachelles, Saint Chinian (p. II - 9).

A côté de débris de tests de Mollusques recristallisés, on note les débris d'Echinodermes (vertèbre d'Ophiure, noyau d'une oolite à cortex mince), des intraclasts et des quartz émoussés de granulométrie hétérogène. x 13,5.

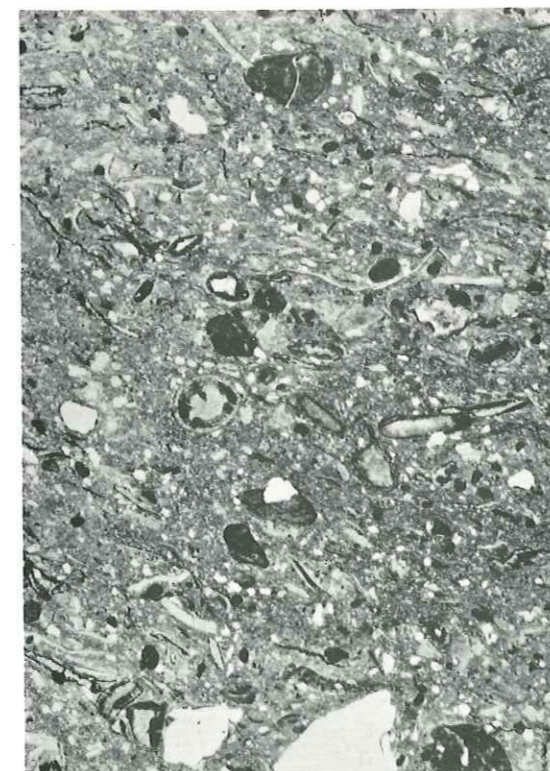
d - Biosparite à intraclast de l'horizon des Plaquettes à lumachelles, Saint Chinian (p. II - 9). Ici il y a un contraste entre les tests de Lamellibranches non brisés, jointifs, de fins débris et des intraclasts de petite taille. Quelques oolites, partiellement recristallisées, sont envahies par des cristaux rhomboédriques. Le ciment est cristallin. x 9.



a



b



c



d

Planche 11 : Microsparites.

a - Microsparite à "fantômes" d'oolites dans les Calcaires dolomitiques rubanés (f), Saint Chinian (p. II - 10).

Matrice et oolites sont à peu près totalement recristallisées (microsparite). Une plage de micrite correspond probablement à un intraclast de micrite à oolites disséminés, elles-mêmes recristallisées ; à la périphérie de l'élément les oolites viennent s'in-cruster dans le "galet mou". x 13.

b - Microsparite intraclastique et gréseuse des Calcaires dolomitiques rubanés (f), Saint Chinian (p. II - 10).

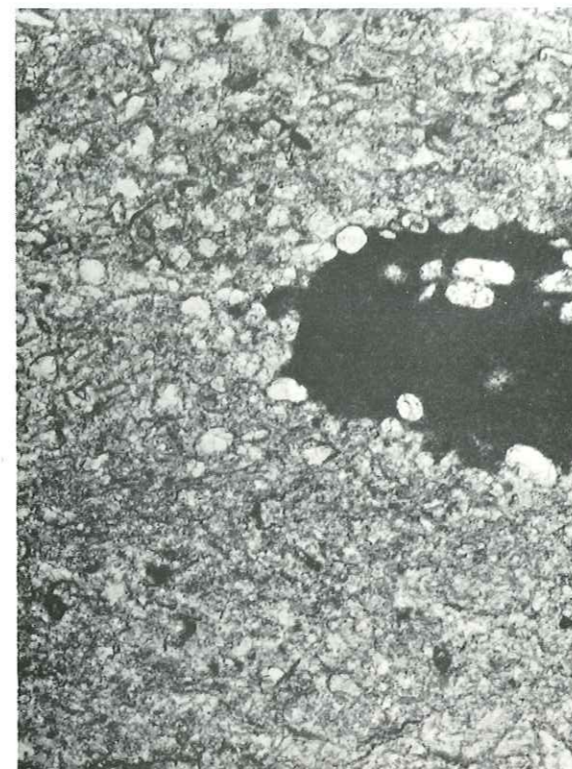
Les intraclasts les plus fins sont arrondis ; les plus grands plats ont des contours irréguliers ; la matrice, de micrite à microsparite, finement rubanée et lenticulaire, moule les intraclasts et les quartz les plus gros. x 14,5.

c - Pelmicrosparite finement rubanée des Calcaires dolomitiques rubanés (f), Saint Chinian (p. II - 10).

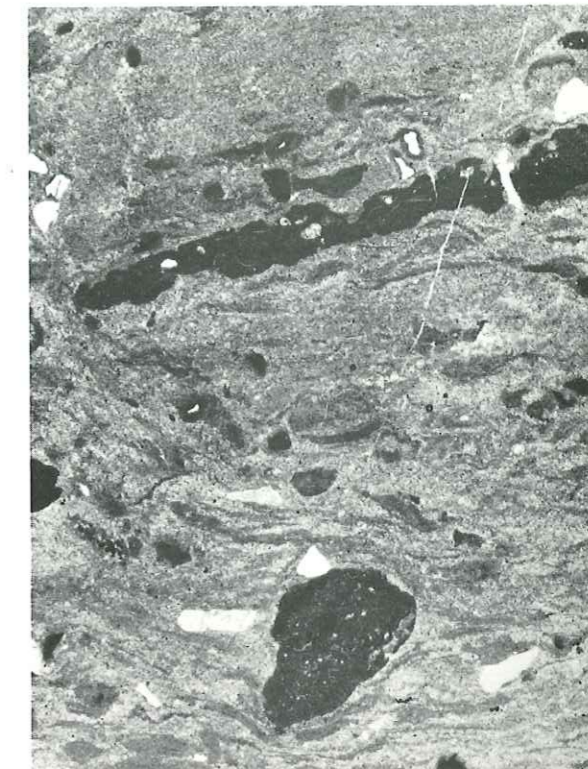
Calcaire grumeleux formé de pellets (micrite) dans un ciment très finement cristallin (microsparite) rubané et granoclassé, parfois avec quelques fins débris coquilliers. x 8,5.

d - Microsparite rubanée des Calcaires dolomitiques (f), Saint Chinian (p. II - 10).

Microsparite à strates, parfois lenticulaires, finement gréseuses et intraclastiques, à ciment pour parite cristallin (sparite). x 16.



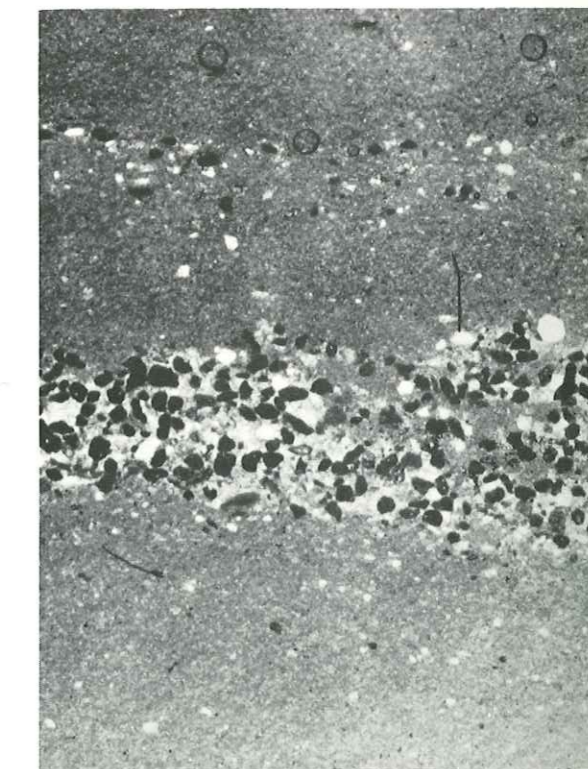
a



b



c



d

- a - Calcaire gréseux et fossilifère des Calcaires dolomitiques rubanés (e), les Aires (p. II - 38).

Quartz émoussés à arrondis, non triés, débris coquilliers et peut être oolites recristallisées (sparite), quelques intraclasts de micrite parfois gréseux. Ces éléments figurés, recristallisés, sont entourés d'une auréole de micritisation. x 15.

- b - Grès microconglomératique au sommet des Dolomies rubanées (e), Corbès (p. II - 94).

Les grains de quartz et de feldspaths arrondis sont dans un ciment carbonaté cristallin, impur à traces d'allochems masqués par la recristallisation. x 13.

- c - Strate d'oobiosparite à la base des Dolomies cristallines hettangiennes, Corbès (p. II - 94).

Les débris coquilliers, les oolites et le ciment sont uniformément recristallisés en calcite. Des pores entre les cristaux rhomboédriques situés au centre des oolites ou des débris coquilliers sont remplis de limonite.

La dolomie sous-jacente, très finement cristalline, est argileuse et schisteuse, ondulée. x 14.

- d - Oobiomicrorite des Plaquettes à lumachelles (e) de Saint Chinian (p. II - 15).

Tests de Mollusques peu brisés et oolites sont entièrement recristallisés en calcite (grands cristaux de sparite), tandis que la matrice de micrite ne présente que des plages finement cristallines (microsparite). x 11.



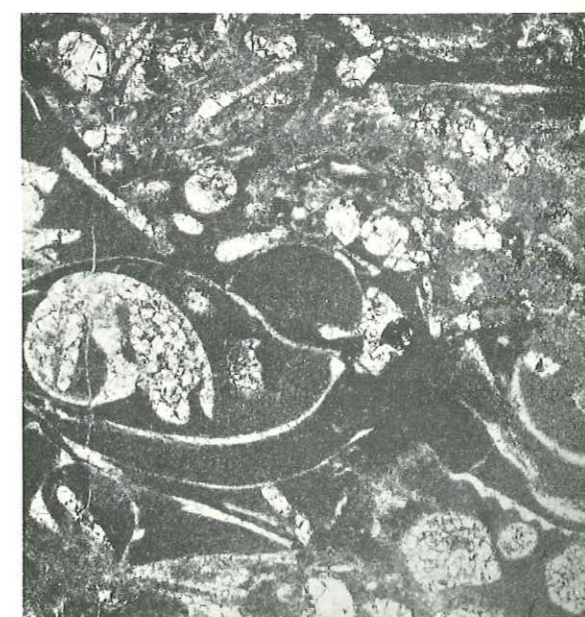
a



b



c



d

Planche 13 : Calcaires rubanés et brèches.

a - Calcaire dolomitique rubané (f), Saint Chinian (p. II - 10).

L'échantillon grandeur nature, montre dans un banc de calcaire dolomitique beige (micrite) des plaquettes de calcaire argileux brun (micrite chargée de limonite) à fins filaments algaires, et à perforations d'organismes fousseurs remplies par le calcaire dolomitique argileux beige.

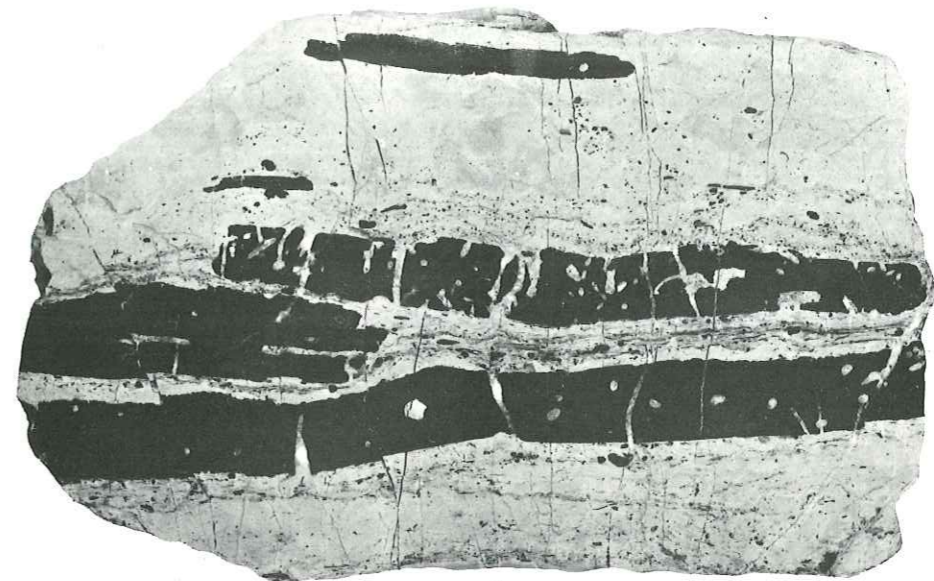
Ces strates sont interrompues par des fentes comblées de calcite cristalline, donc postérieure à la lithification. Deux éléments chevauchent, ils correspondent peut-être à la même strate brisée et décallée ; au dessus, des éléments plus minces ont été arrachés et totalement déplacés. Le calcaire dolomitique détritique jaune moule les plaquettes. x 1.

b - Strate minée par les galeries creusées par des organismes fousseurs, dans l'horizon Calcaire dolomitique rubané (e), Ceilhes (p. II - 51). (Détail de la fig. a, Pl. 14).

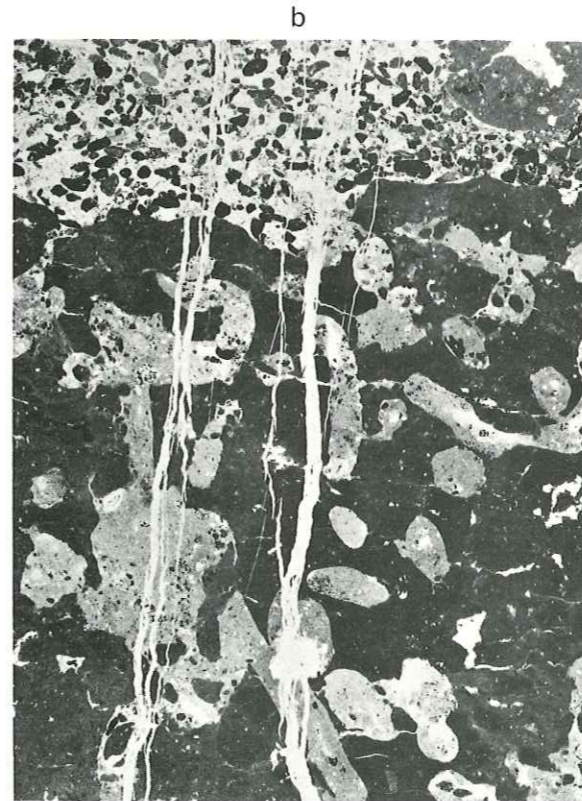
Les perforations, dans la strate de micrite argileuse, sont remplies de microsparite intraclastique (intraclasts arrachés aux parois) finement gréseuse, à plages cristallines. x 6.

c - Brèche (intramicrosparudite) dans les Calcaires dolomitiques rubanés (e), Ceilhes (p. II - 50), (détail de la fig. a, Pl. 15).

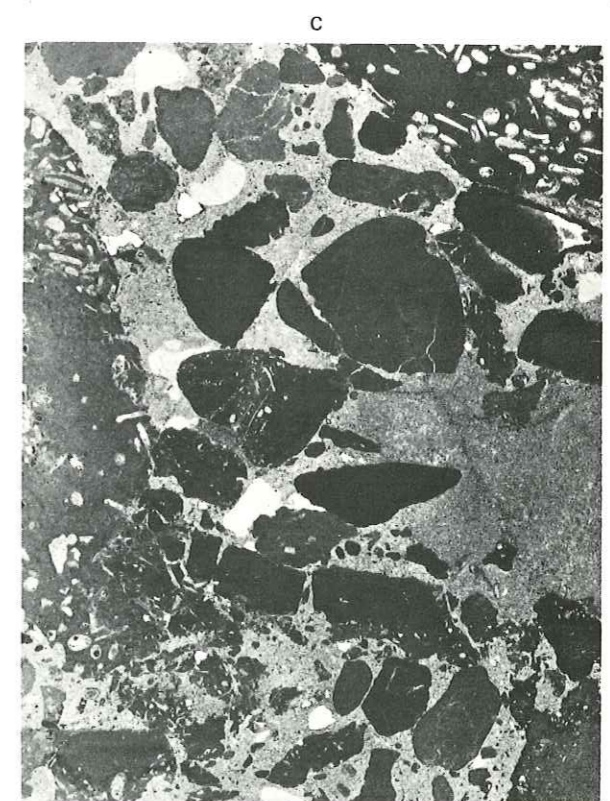
Les éléments arrondis sont soit des calcaires coquilliers et finement gréseux, soit des calcaires argileux (micrite argileuse). Ces derniers, tout spécialement, présentent des fentes en coin, ou sont brisés sur place. Quelques quartz arrondis sont présents. La matrice est très finement cristalline. x 5,5.



a



b



c

Planche 14 : Calcaires rubanés et brèches.

a - Ravinement dans une strate de calcaire dolomitique rubané et intraclastique : horizon calcaire dolomitique rubané (e), Ceilhes (p. II - 51).

L'échantillon montre :

- à la base : un calcaire détritique (micrite intraclastique et gréseuse),
- un strate de micrite argileuse claire à birdseyes ; à perforations multiples (détaillées Pl. 13, fig. b) ; des ravinelements (terriers ?) isolent vers la base un flot de ce calcaire. Ils sont remplis de micrite (microsparite) intraclastique, gréseuse (nombreux quartz) et argileuse, localement recristallisée,
- vers le haut : un calcaire microbréchiq (intramicrite à intramicrudite) dont certains sont de même nature que la strate sous-jacente à laquelle ils ont pu être arrachés, d'autres plus fins sont imprégnés de limonite. x 1.

b - Détail d'un ravinement de a.

Le sédiment comblant le ravinement est riche en éléments arrachés aux parois, il contient également de nombreux grains de quartz fins, dans une matrice finement cristalline. x 5.

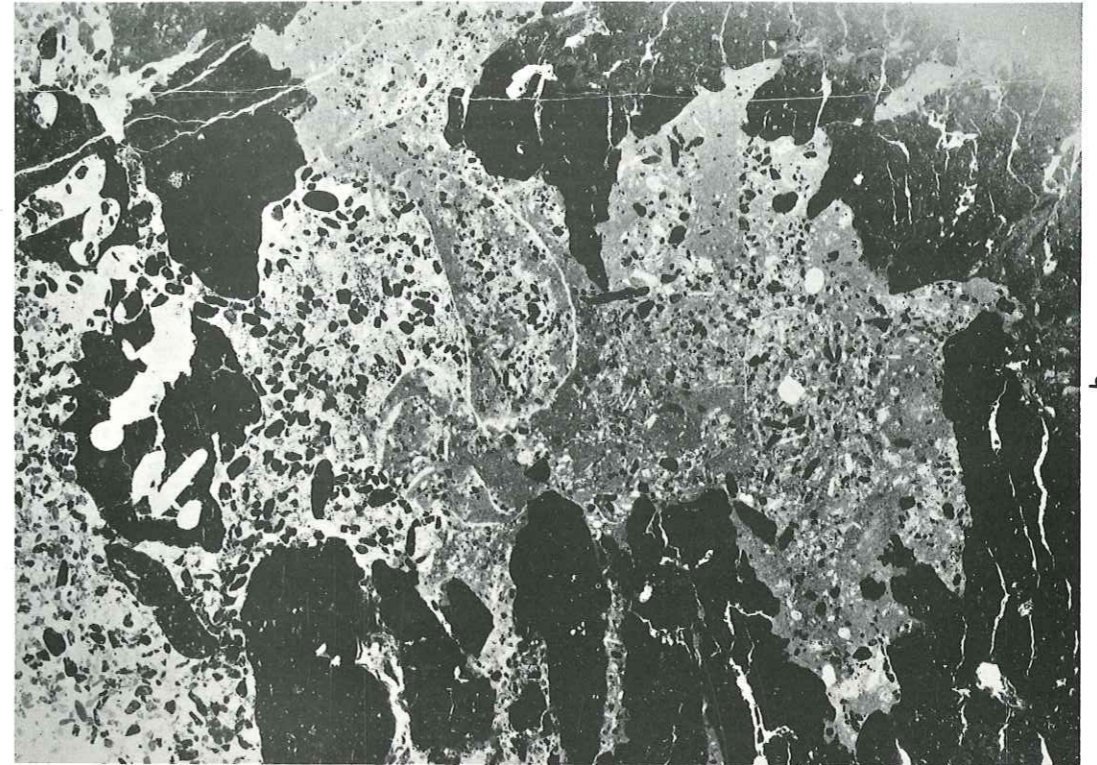


Planche 15 : Brèche.

a - Brèche dans les Calcaires dolomitiques rubanés (e), Ceilhes (p. II - 50).

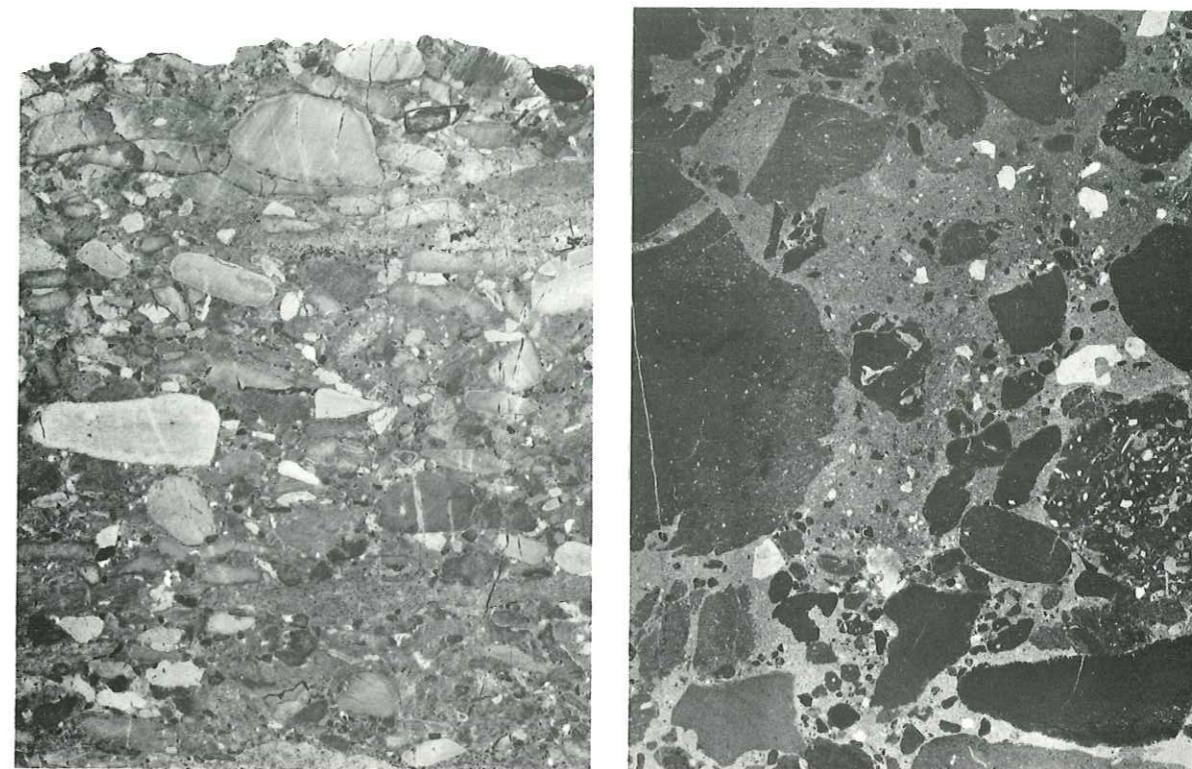
Les éléments calcaires sont variés : calcaire argileux beige clair, calcaire imprégné de limonite plus jaune, parfois à auréole brune, calcaire gréseux et intraclastique brun, parfois à débris coquilliers. Ils sont arrondis ou aplatis parallèlement à la stratification ; parfois fendus ou brisés après leur dépôt. Leur dimension peut être inférieure au millimètre, ou dépasser 5 cm. x 1.

b - Détail de a.

On observe ici des éléments de micrite argileuse dont certains sont chargés de limonite, des éléments de biomicrosparite gréseuse et d'autres de micrite gréseuse. A noter des éléments à fissures et fendillements. La matrice est très finement cristalline (microsparite). x 5,5.

c - Détail de a.

Au centre de la photo, un intraclast à perforations d'organismes, montre des fentes en coin ; il est de plus brisé et les morceaux sont faiblement écartés. x 13.



a

b



c

Deuxième Partie

MONOGRAPHIES ET RESULTATS

I - MONOGRAPHIES

Nous trouverons ici la description détaillée et l'interprétation lithostratigraphique des coupes levées par moi-même, de celles très exceptionnellement empreintées à des travaux antérieurs, ainsi que des résultats de quelques sondages. Ces coupes concernent les couches comprises entre le Keuper et l'Hettangien datés paléontologiquement ou, faute de fossile caractéristique, par analogie.

La première partie, la plus développée traite des coupes situées au Sud du Massif Central ; ce sont plus précisément (fig. II-1) : la marge sud-orientale de la Montagne Noire et la bordure sud-occidentale des Grandes Causses, coupes que nous étudierons dans l'ordre suivant :

- au Sud-Est, l'arc de Saint-Chinian (et les écailles de Fouzilhon-Gabian) "lambeaux avancés de la nappe des Corbières orientales".
- au Nord-Est : le fossé de Bédarieux (enclave tectonique à l'Est de la Montagne Noire) ; puis successivement les régions de Lo-dève, Ceilhes et Saint-Affrique, au pied des Causses liasiques et jurassiques du Larzac.

La bordure cévenole, de Camprieu au Nord-Ouest, jusqu'à Alès vers l'Est. J'y décris successivement :

- la partie occidentale, à l'Ouest des Monts de Saint-Bresson, qui comprendra la région plus septentrionale située au pied du Causse Noir.
- la partie orientale, de cette bordure cévenole des Monts des Saint-Bresson au bassin d'Alès compris.

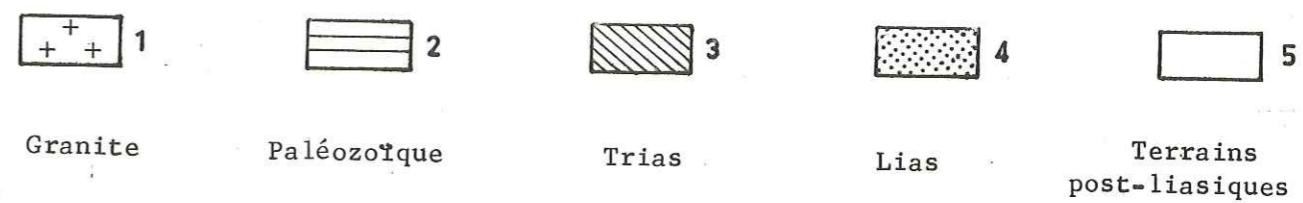
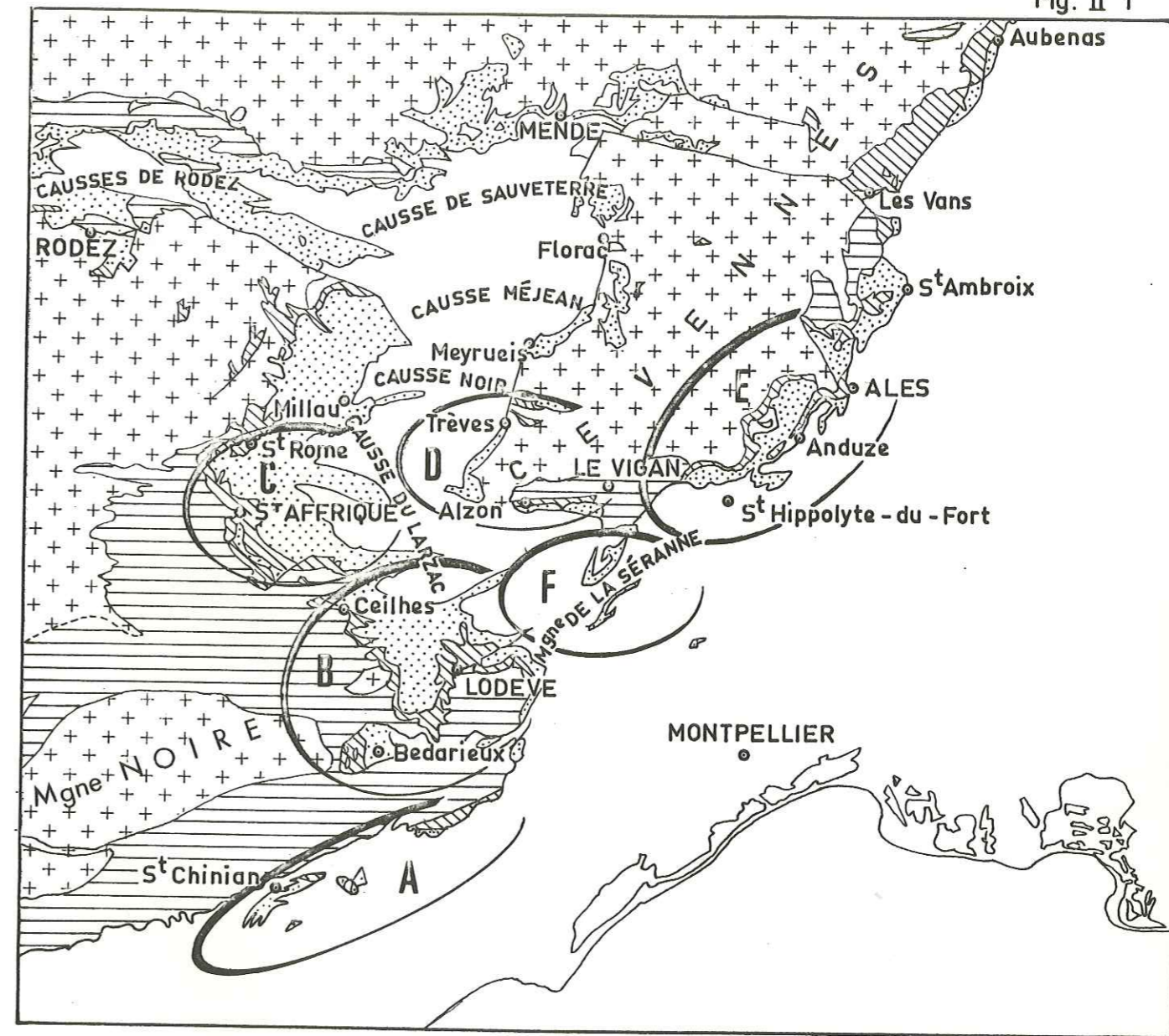
Le plongement méridional des Monts de Saint-Bresson à la limite des Causses du Larzac, de Blandas et de la

Montagne de la Séranne. Là les résultats d'une série de sondages constitueront, en l'absence d'affleurements, le support de notre étude et le lien de continuité entre les deux domaines distincts (bordure de la Montagne Noire et celle des Cévennes) indispensables à un essai de reconstitution paléogéographique.

La seconde partie présentera une série de coupes-types, choisies avec soin dans les différentes zones du domaine alpin occidental : Dauphinois, zone subbriançonnaise et Briançonnais (fig : II-2).

C'est ainsi que nous aboutirons dans le secteur sud-est de la France à une vue synthétique de la sédimentation rhétienne, depuis le domaine alpin jusqu'à la bordure épicontinentale du Massif Central et à l'Aude.

Fig. II 1



Localisation des secteurs étudiés en bordure du Massif Central.

BORDURE MERIDIONALE DU MASSIF CENTRALA) BORDURE SUD DE LA MONTAGNE NOIRE

Sur le versant méridional de la Montagne Noire, le Rhétien est représenté dans l'arc de Saint Chinian et dans les écaill-les de Fouzilhon-Gabian, où la série mésozoïque affleure au milieu de la plaine tertiaire du Minervois et du Biterrois.

L'arc de St Chinian (fig : II-A1) présente une structure tectonique complexe où F. ELLENBERGER (1965, 1967) a reconnu du NW au SE :

- un avant-pays autochtone et des écaill-les frontales à matériel cré-tacé et tertiaire,
- un ensemble allochtone, où l'on distingue :

a) l'unité de Cazedarnes (sensu lato) : série de plis et d'é-caill-les (à anticlinaux de Keuper et de Lias, synclinaux de Crétacé supérieur, Rognacien, Vitrollien et Yprésien) chevauchant vers le Nord et charriés en bloc sur les unités plus externes précédentes,

b) l'unité de Cazouls plus interne, charriée sur l'écaill-le de Cazedarnes, cantonnée dans le secteur oriental de l'arc.

Cet ensemble tectonique est recouvert en discordance par des terrains néogènes.

Les coupes stratigraphiques ont toutes été levées dans l'unité de Cazedarnes : l'unité de Cazouls, structurellement complexe n'offre pas d'affleurements susceptibles d'être correc-tement suivis stratigraphiquement du Keuper à l'Hettangien. Ces coupes me permettront de distinguer, entre des marnes rouges et vertes - rapportées au Keuper supérieur - et des dolomies dont on admet généralement l'âge hettangien, six horizons principaux, soit

de bas en haut : (voir fig. II-A3)

- a) les Marnes Vertes de base ;
- b) les Dolomies Jaunes ;
- c) les Calcaires Bruns ;
- d) les Grès à dragées ;
- e) les Plaquettes à lumachelles ;
- f) les Calcaires Dolomitiques rubanés.

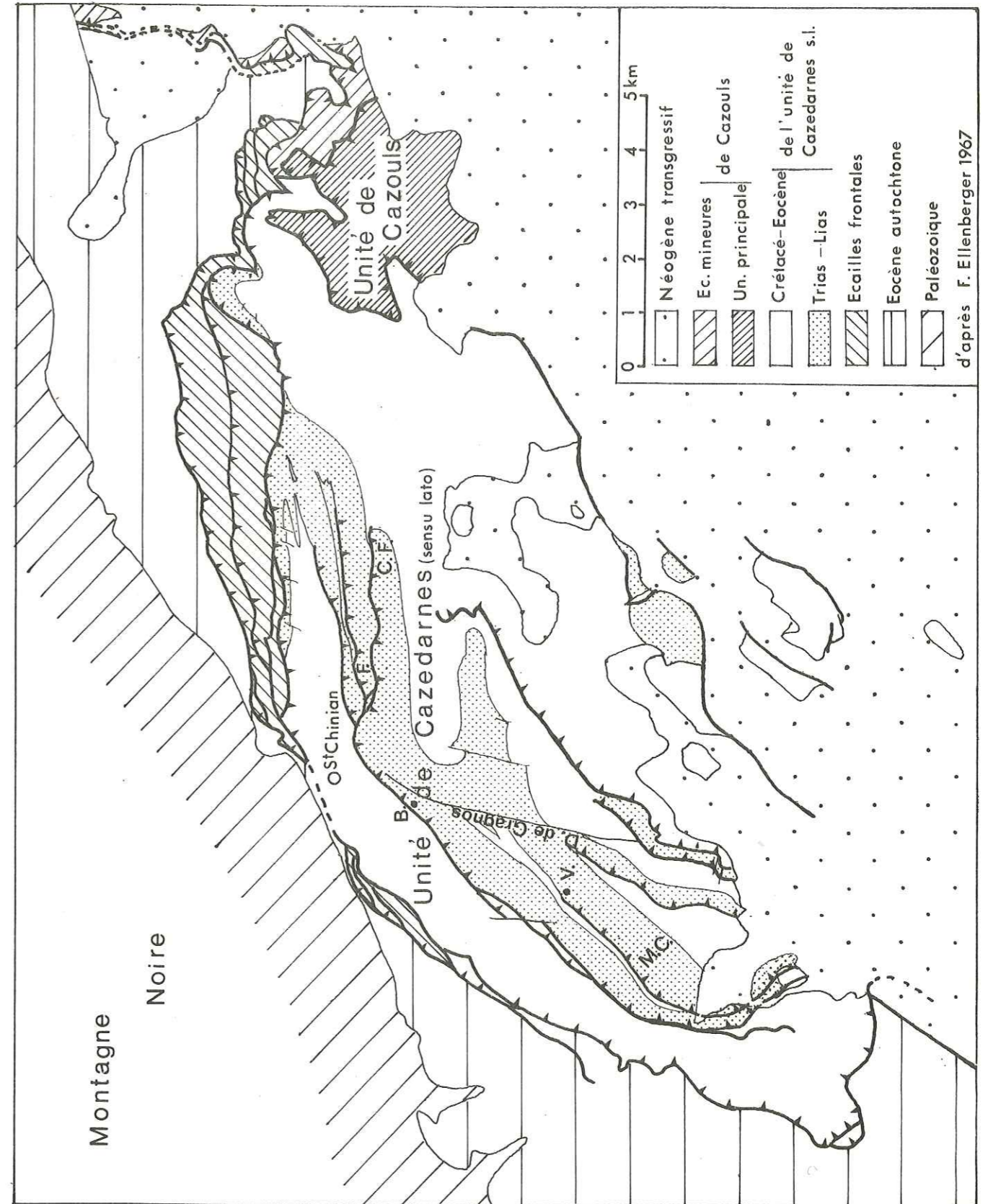
Seuls les grès à dragées et les plaquettes marnocalcaires (niveau d) ont livré *Avicula contorta* PORTL (1) ; cependant nous verrons que l'association faunique du niveau sus-jacent "calcaires et dolomies rubanées" permet de le rattacher également au Rhétien.

La coupe du Brabet se situe dans la partie médiane de l'unité de Cazedarnes, immédiatement au NW du décrochement de Gragnos sur la retombée Sud du cœur anticlinal. Cette coupe est particulièrement intéressante, car elle permet, au-dessous de 85 m de dolomies hettangiennes, de faire l'analyse détaillée d'une série de 35 m d'épaisseur où chaque horizon est représenté avec l'essentiel de sa faune. Nous y avons distingué cinq horizons. Les marnes vertes de base affleurent mal ici.

La coupe de la Combe Farguette intéresse les mêmes niveaux que la coupe du Brabet, et permet, malgré des lacunes d'affleurement, d'analyser la constance ou la variation de chacun des horizons et leur signification comme niveaux repères.

(1) J'emploie à dessein ce terme consacré par des générations de stratigraphes. Les paléontologues voudront bien traduire par *Rhaetavicula contorta* ceci valant, mutatis mutantis, pour toutes les autres dénominations de fossiles.

Fig. IIA1



La coupe de Marie-Close montre l'extension vers le Sud-Ouest des niveaux reconnus dans la coupe du Brabet.

La coupe de Villespassans vient compléter à leur base les coupes précédentes. Les niveaux inférieurs sont ici mis à jour à la faveur du décrochement de Gragnos, dans sa portion sud, et d'une série de petites failles qui lui sont sensiblement parallèles.

En outre, des fossiles ont été récoltés dans divers autres gisements, résultant de recherches personnelles ou de celles d'étudiants au cours des écoles de terrain qui se sont déroulées à Saint Chinian, sous la direction de F. ELLENBERGER, depuis 1961. Les plus intéressants proviennent de Fonjun où leur association a permis de caractériser le Rhétien dans les affleurements où le fossile, A. contorta, n'a pas été trouvé.

a) Coupes élémentaires (fig. : II-A2)

1) COUPE DU BRABET

La coupe du Brabet a été levée dans la partie médiane de l'unité principale de Cazedarnes, à travers la retombée sud du prolongement vers l'Ouest de l'anticlinal de Fonjun, au niveau du décrochement de Gragnos. Je l'ai suivie le long du talus de la route D. 20 entre Saint-Chinian et Villespassans, dans la partie où elle suit le ruisseau du pont du Brabet (carte topographique de St Chinian 5-6 au 1/20.000 : x = 648,9 ; y = 123.),

Les différentes couches de la coupe décrite ici, sont notées de la base vers le sommet, à partir des marnes bariolées rouges et vertes qui constituent le cœur de l'anticlinal dont nous verrons qu'il est possible d'admettre l'âge keuper supérieur par analogie avec les régions voisines ; elle atteint l'Hettangien, celui-ci est incomplet car il bute par faille contre des niveaux sinémuriens. J'ai pu ici définir six ensembles lithologiques compris entre les marnes bariolées du Keuper supérieur et les dolomies hettan-

giennes.

Si l'horizon inférieur, marnes vertes (a), affleure sporadiquement, les niveaux des dolomies jaunes (b) jusqu'aux calcaires et dolomies rubanées (f), parfaitement représentés, forment une série de 35 m d'épaisseur dont je donne ci-dessous une description détaillée.

Par ailleurs les niveaux de calcaires bruns (c), de plaquettes calcaires et argileuses (e) et de calcaires dolomitiques rubanés (f) sont fossilifères : (c) contient de petits Foraminifères et des coquilles de Mollusques malheureusement non dégageables, les niveaux (e) et (f) ont livré également des Foraminifères ainsi que des fossiles déterminables et parmi eux, Avicula contorta PORTL a permis de caractériser comme rhétien l'horizon (e).

On rencontre successivement en remontant la série, au-dessus des marnes bariolées rouges et vertes, visibles par place dans le fond de la petite vallée du ruisseau de Cazo :

a) Les marnes vertes : elles affleurent de façon discontinue, intercalées de quelques minces bancs de dolomie à patine jaune (micrite dolomitique).

b) Les dolomies jaunes, à interbancs de marnes comprenant :

- 1,10 m d'une alternance de dolomie et de marnes en couches d'épaisseur analogue (20 cm) ; les marnes vertes à la base deviennent progressivement brun-jaune, pour être finalement noires au sommet ;

- 0,35 m de dolomie jaune où les marnes ne représentent que de minces interbancs légèrement gréseux (sables quartzeux et paillettes de mica) ;

- un banc de calcaire dolomitique bréchiq, gris-jaune : intramicrudite fossilifère et gréseuse où l'ensemble matrice et fossiles sont finement recristallisés. Les intraclasts (1) (voir page 7)

atteignent couramment 5 cm de long, ils sont arrondis et plats, constitués par une micrite ou une biomicrosparite rubanée. De petits intraclasts arrondis de micrite, ne mesurant que 0,1 mm de diamètre, se trouvent mélangés au sable quartzeux avec quelques éléments ronds de calcite cristalline et de petits Foraminifères à test recristallisé.

- une série de bancs dolomitiques finement gréseux ou j'ai distingué :

1) un banc de 0,30 m de calcaire dolomitique finement gréseux (micrite à microsparite gréseuse) comprenant également de petits intraclasts arrondis de micrite et quelques petits Foraminifères,

2) 2,35 m formé d'une alternance de bancs calcaires dolomitiques jaunes et de marnes parfois gréseuses et feuilletées.

c) Les calcaires gris-brun : gréseux intraclastiques et fossilifères (bancs de 15 à 30 cm d'épaisseur). Ce sont :

- 0,75 m de calcaire intraclastique et gréseux (intramicrite gréseuse) rubané à structure entrecroisée (crossbedding) ; les intraclasts formés de micrite, brun-jaune et ferrugineux ont de 0,1 à 1,5 mm de long ; ils atteignent 1 cm et sont alors aplatis ; nous retrouvons ici des éléments ronds de calcite largement cristallisée : ils possèdent parfois un noyau de micrite argileuse. Au sommet un banc rubané à strates ondulées de micrite argileuse contient déjà des débris coquilliers ;

- 1,10 m de calcaire coquillier (biomicrite à intraclasts encore abondants à la base) ; les coquilles de Mollusques et la matrice sont partiellement recristallisées parfois en rhomboèdres ;

- 0,30 m de calcaire dolomitique plus jaune (micrite) dont les 5 cm supérieurs sont gréseux à intraclasts, débris de coquilles et oolites recristallisées. Ce mince niveau est perforé par des organismes fousseurs ; il a livré des dents et écailles de Poissons ;

- 1,10 m de calcaire dolomitique beige (micrite) finement gréseux à structure entrecroisée ; la matrice est en grande partie

(1) Je n'essaie pas ici de franciser le terme anglosaxon, de peur d'une confusion avec le suffixe clast déjà employé par les pétrographes dans la description des roches cataclasées.

finement recristallisée. Les quartz des strates gréseuses sont abondants (environ 50 % de la roche), réunis par un ciment siliceux et carbonaté fait de petits cristaux rhomboédriques et de bancs microcristallins.

d) Les grès

Ils forment de gros bancs durs, en relief à l'affleurement. Ce sont des grès à matrice encore carbonatée, souvent recristallisée et argileuse. Les éléments terrigènes sont essentiellement des quartz émoussés, accessoirement des feldspaths, de rares grains de tourmaline brun-jaune et de petits zircons ; on y trouve de plus quelques débris coquilliers et de rares Foraminifères. On peut y distinguer successivement :

- 1,10 m de grès rose puis jaune dont les quartz ronds atteignent 1,5 cm de diamètre ;

- 3 bancs de grès feuilleté, moins grossier, gris à patine ocre épais de 1,35 m ;

- 0,95 m de grès rose à matrice microcristalline et quartz atteignant 1 cm vers le sommet du banc ;

- un banc de 0,50 m d'épaisseur formé de grès crème à calcaire gréseux (micrite gréseuse à intraclasts) marque la fin des dépôts terrigènes grossiers.

Des sédiments plus fins leur succèdent ; ce sont des marnes ou des calcaires dolomitiques argileux encore légèrement gréseux, où l'on reconnaît de bas en haut :

- 0,20 m de marnes grises et ocre jaune ;

- 0,80 m de calcaire dolomitique argileux jaune, rubané : strates d'intramicrodite gréseuse à ciment de calcaire très finement cristallin, avec taches à larges cristaux ; les intraclasts de micrite, arrondis et aplatis parallèlement à la stratification, atteignent 7 mm de long et comportent des fentes verticales en coin ; les éléments terrigènes : quartz et feldspaths mesurent de 1 à 4 mm ; ils sont moins abondants ;

- 0,50 m de marnes finement gréseuses englobant un mince banc de calcaire gréseux où j'ai recueilli des dents et écailles de Poissons ;

- 1,20 m de grès fin "feuilleté" à granules quartzeux (1 cm) vers le haut.

e) Les marnes et calcaires

Les apports terrigènes sont réduits ici aux argiles et associés à des dépôts carbonatés fossilifères rubanés et feuilletés. Ce sont successivement de bas en haut :

- 0,70 m de calcaire dolomitique argileux, beige tendre, feuilleté : micrite argileuse intraclastique à petits Foraminifères abondants, encore gréseuse, rubanée ; les intraclasts très fins ne mesurent que 0,08 mm de diamètre et les quartz 0,1 mm ; matrice et intraclasts sont brun-jaune et ferrugineux. Vers le haut, le calcaire devient moins argileux il est alors gris-bleu. C'est une biomicrosparite à débris d'Echinodermes, d'Ophiures, de Lamellibranches, de dents et d'écailles de Poissons, à petits Gastéropodes et petits Foraminifères dont le test est recristallisé ; on note aussi quelques oolites aplaties, de petits quartz (0,1 à 2 mm de diamètre) et intraclasts (0,3 mm de diamètre) dans une matrice finement cristallisée ;

- 1,60 m de marnes et calcaires dolomitiques argileux feuilletés qui comprennent de minces couches (épaisses de quelques centimètres seulement) de calcaire brun foncé : micrite finement rubanée à strates de microsparite, peut être de pelmicrosparite, et strates de micrite à fins filaments orientés perpendiculairement aux couches, de nature algaire. Vers le haut une de ces couches est dissociée en brèche intraformationnelle ;

- 0,30 m de marnes gris-vert marbrées d'ocre ;

- un banc de 0,20 m d'épaisseur : calcaire dolomitique argileux jaune (micrite) qui passe à 3 minces bancs (0,20 m d'épaisseur totale) calcaires bioclastiques rubanés à intraclasts, où les débris coquilliers sont particulièrement abondants à la surface des bancs ;

- un niveau de 0,70 m très tendre, schisteux : calcaire dolomitique argileux beige à Bactryllium sp. ;

- 1,55 m de bancs calcaires gris foncé bleu où sont intercalés vers le haut deux niveaux argileux. Les calcaires sont des biomicrites analogues aux précédentes ; elles contiennent de plus quelques petits Foraminifères, des quartz terrigènes et de grosses oolites brunes (0,6 mm de diamètre) ferrugineuses souvent recristallisées en calcite parfois rhomboédrique ;

- 0,75 m de marnes beiges à minces bancs et plaquettes de

calcaire gris : biosparite à intraclasts : les fossiles sont les mêmes que dans les bancs précédents mais les Lamellibranches sont ici particulièrement nombreux et peu cassés ; ce niveau m'a fourni des lumachelles à Avicula contorta PORTL et Myophoria postera QUENST.

f) Les calcaires dolomitiques rubanés

En bancs épais qui contrastent avec les couches précédentes tendres et feuilletées. Ces calcaires comprennent successivement de bas en haut :

- 2 bancs massifs de 1,30 et 1,15 m d'épaisseur ; beige-brun à patine jaune (micrite argileuse rubanée à strates très finement cristallines) ; de fines couches de micrite à filaments d'origine algale sont partiellement dissociées en brèche intraformationnelle. Les 30 cm supérieurs deviennent intraclastiques et gréseux ;

- 0,40 m de marnes gris foncé et rouillé ;

- 3 bancs de 1,50 m d'épaisseur totale : calcaire beige finement cristallin et rubané formé à partir d'une oomicrite fossilifère ayant recristallisé et dont des zones ont été préservées ; ici encore, j'ai noté la présence de minces couches de calcaire brun : dissociées en brèche à l'intérieur d'un banc, et formant au sommet un petit niveau (0,10 m d'épaisseur) à perforations d'organismes fousseurs ;

- une série de 2,40 m d'épaisseur : plaquettes à gros lits calcaires beige argileux (micrite à microsparite), rubanés, à strates intraclastiques et finement gréseuses se réduisant vers le haut à des lentilles ; j'y ai observé des dents de Poissons ; les 2 bancs inférieurs reposent sur 1 cm de brèche calcaire à éléments bruns, plats et arrondis atteignant 2 cm de longueur ;

- un banc de calcaire brun rosé de 1,50 m d'épaisseur (intra-biosparite), à intraclasts arrondis de micrite, mesurant 0,5 mm de diamètre ; et à débris de coquilles de Mollusques usés, d'Echinodermes, avec quelques oolites et de rares Frondiculaires ; j'y ai trouvé des constructions algales constituées de colonnes ramifiées : véritables stromatolites ;

- une série de 5,55 m de calcaire dolomitique argileux beige : micrite à microsparite rubanée à fins et rares débris de coquilles ; ces calcaires en gros bancs et plaquettes sont interrompus par des niveaux de marnes ou de brèches calcaires ; j'ai ainsi noté :

. à 2,40 m de la base de ce niveau, une couche de marnes de 0,20 m, surmontée par un petit banc (épais de 0,15 m) d'intramicrorite fossilifère à Mytilus et Cardita dont la base est une brèche calcaire à éléments atteignant 6 cm de long.

. à 4,50 m de la base, une nouvelle brèche calcaire épaisse de 5 cm.

. au sommet, ce niveau se termine également par une brèche calcaire.

- 0,90 m de calcaire brun compact, à nombreux joints stylo-litiques, formant 3 bancs : oosparite à tiges de Dasycladacées ;

- 1,80 m de calcaire dolomitique argileux jaune, rubané, semblable à celui décrit plus haut ; les plaquettes de base m'ont fourni Dimyopsis emmerichi BISTRAM ; au sommet d'un de ces bancs, de petits ravinements sont comblés par un calcaire gris (intramicrite) fossilifère ;

- 0,50 m de calcaire brun esquilleux (microsparite).

Au dessus de ces calcaires rubanés, la coupe se poursuit avec des dolomies attribuées à l'Hettangien, soit successivement :

- Dolomies saccharoïdes (dolosparite) gris rosé, qui forment une masse mal stratifiée, à contours arrondis et altération sableuse. En bordure de la route, ce niveau est réduit à 4 m par une faille ; à quelques mètres au-dessus de la route, les dolomies saccharoïdes sont visibles sur 35 m d'épaisseur.

- Dolomies finement cristallisées bien litées : elles affleurent le long de la route sur 60 m d'épaisseur, limitées au sommet par une faille les amenant au contact des calcaires d'âge sinémurien.

Je ne décrirai pas ici les différentes couches qui constituent cet horizon, qui doit être également rapporté à l'Hettangien.

En résumé, dans la coupe du Brabet, j'ai pu distinguer les principaux horizons suivants :

a) Les marnes vertes visibles seulement à leur sommet ; il n'est pas possible ici de leur attribuer une épaisseur.

b) Les dolomies jaunes (4,35 m).

Si l'horizon des marnes vertes contient déjà des minces bancs de dolomies jaunes ceux-ci sont alors très réduits. Les dolomies jaunes sont des micrites argileuses, à passées de marnes vertes, marbrées de rouille ou gris foncé ; un banc est constitué par une intramicrudite qui, s'il n'est pas caractéristique de cet horizon, annonce le suivant.

c) Les calcaires gris brun (3,15 m) : intraclastiques, fossilifères et gréseux. Ces calcaires évoluent progressivement d'une intramicrudite et intramicrite à une biomicrite ; ils sont souvent faits de biomicrite dont les coquilles de Mollusques recristallisées en calcite ne se trouvent pas dégagées par l'érosion. Ces niveaux ont une épaisseur de 3,95 m ;

d) Les grès : ce sont :

- des grès grossiers et conglomératiques à ciment carbonaté argileux abondant qui mesurent ici 3,90 m d'épaisseur.

- des couches marnogréseuses feuilletées de 2,70 m d'épaisseur qui terminent la série terrigène.

e) Les marnes et calcaires en plaquettes fossilifères et intraclastiques, à lumachelles d'Avicula contorta PORTL et Myophoria postera QUENST, ainsi qu'à Bactryllium, dents et écailles de Poissons, ont 6 m d'épaisseur.

f) Les calcaires dolomitiques rubanés : calcaires dolomitiques argileux beige-jaune, qui sont des micrites et microsparites en gros bancs, interrompus par des niveaux intraclastiques et bréchiques, fossilifères, oolitiques ou marno-gréseux. L'épaisseur totale de ce niveau est de 17 m ; le seul fossile déterminable que j'y ai récolté est Dimyopsis emmerichi BISTRAM,

cependant il est intéressant de noter la présence de Cardita sp., Mytilus sp., de dents et écailles de Poissons, ainsi que de formations algaires stromatolitiques et de divers petits Foraminifères.

Cette série est couronnée par une épaisse série dolomitique classiquement attribuée à l'Hettangien.

2) COUPE DE LA COMBE FARGUETTE

La Combe Farguette se situe dans le secteur est de l'unité de Cazedarnes, où elle entaille la retombée sud de l'anticlinal de Fonjun.

Le cœur de l'anticlinal, formé de marnes rouges et vertes du Keuper supérieur, est visible au Nord de la combe dans une dépression plantée de vignes. Les couches sus-jacentes affleurent sur les versants de la combe, avec un pendage de 35° environ, vers le Sud ; formées de grès, marnes et calcaires dolomitiques sur une vingtaine de mètres, puis par la série des dolomies hettangiennes, qui mesurent 100 m ; elles sont surmontées en discordance par les grès et conglomérats crétacés supérieurs de la plaine de Saint-Bauléry.

La coupe levée ici, intéresse les couches comprises entre les marnes bariolées du Keuper et les dolomies hettangiennes ; elle est la synthèse des affleurements observés de part et d'autre de la combe et que nous décrirons successivement. Nous verrons qu'il est possible de distinguer ici, au-dessus des marnes bariolées puis vertes, de la base vers le haut, les principaux horizons suivants :

b) dolomies jaunes

c) calcaires bruns

d) grès

e) calcaires cristallins et plaquettes à lumachelles

La série dolomitique franche débute au-dessus. Le

sommet de la série est vraisemblablement tronqué par une faille. Si les horizons (b) (c) et (d) des dolomies jaunes aux grès sont analogues aux horizons correspondants du Brabet, et ne présentent que de faibles variations, l'horizon (c) a ici un faciès franchement calcaire d'où les argiles sont absentes.

α) La première partie de la coupe (niveaux b, c et d) a été relevée du côté est de la combe ; les bancs inférieurs sont visibles au point de coordonnées Lambert $x = 653,25 - y = 124,05$, situé au Sud de la dépression plantée de vignes où affleurent, par place, les marnes bariolées. J'ai noté au-dessus, successivement, à partir de la base :

a) des marnes vertes visibles en bordure de la vigne.

b) des dolomies jaunes comprenant :

- 1,60 m de dolomie jaune en minces bancs dans des marnes vertes rouillées.;
- deux bancs calcaires gris-brun à patine jaune mesurant 0,65 et 0,25 m d'épaisseur (intramicrite gréseuse) ;
- une série de bancs de dolomie jaune qui passent vers le haut à des marnes noires et forment un niveau de 2,70 m.

c) des calcaires gris-brun qui forment deux bancs au milieu d'une zone d'éboulis correspondant à un niveau de 2 m d'épaisseur, ce calcaire est une intramicrite gréseuse à oolites, rubanée à fines strates de micrite.

d) des grès : grès fin ou grossier conglomératique à quartz ronds atteignant 1,5 cm de diamètre, à feldspaths, noyés le plus souvent dans une matrice carbonatée et argileuse abondante ; parfois cependant le ciment calcaire cristallin est plus réduit. J'ai observé de bas en haut :

- deux bancs de 0,40 m d'épaisseur de grès beige-jaune grossier ;
- 0,40 m de grès très fin, beige clair, à ciment peu abondant

mais qui comprend des intraclasts et de fines strates de micrite.

- un banc de 0,55 m d'épaisseur : grès semblable au précédent, où les strates de micrite, lenticulaires, sont plus argileuses, micacées, à bioturbations et fins débris de végétaux.
- une barre de grès grossier qui se subdivise en deux bancs de 1,40 et 1,60 m d'épaisseur ; gris-beige à rose, grano-classé (graded-bedding) à ciment calcaire cristallin peu abondant.

e) des calcaires :

Ce niveau n'est représenté que par quelques bancs affleurant dans une vigne soutenue par une murette. J'ai relevé de bas en haut : après une lacune d'affleurement correspondant à une épaisseur de couches de 1,80 m :

- un banc calcaire microcristallin gris clair de 0,70 m d'épaisseur.
- une nouvelle lacune d'affleurement de 2 m d'épaisseur.
- deux bancs de calcaire brun-jaune à cassure scintillante grise, de 0,60 et 0,50 m, séparés par une lacune d'affleurement de 1 m d'épaisseur : sparite à "fantômes" d'oolites et de coquilles de Mollusques, dont le premier banc passe vers le haut à une micrite fossilifère.
- un dernier banc est visible ici : micrite fossilifère également, à intraclasts, légèrement gréseuse, où la recristallisation en fins cristaux est limitée à des taches.

β) Une deuxième portion de coupe complète au sommet la précédente ; elle a été levée du côté ouest de la combe et débute également en bordure de la vigne située au Sud. Les marnes vertes, les dolomies jaunes ainsi que les calcaires bruns bréchiques n'affleurent pas ici ; les premiers bancs visibles sont des grès. J'ai donc noté successivement de bas en haut :

des grès (d) comprenant :

- un banc de 0,50 m de grès fin rose à patine grisâtre et ci-

ment carbonaté cristallin.

- 3 m de grès conglomératique formant une masse non divisée en bancs ; granoclassé en strates de 40 cm de hauteur, il ne diffère du grès fin précédent que par les couches conglomératiques où des quartz ronds et des feldspaths atteignent 1,8 cm de diamètre et s'ajoutent aux éléments de dimension inférieure.

des calcaires cristallins (e) :

- 1,85 m de sparite, bancs gris rosé, lie de vin au sommet à "fantômes" d'oolites.
- oosparite qui constitue un banc brun foncé de 0,30 m d'épaisseur ; à intraclasts de dimension inférieure à 2 mm et où les oolites ne sont pas recristallisées.
- interruption par une zone de 0,30 m d'épaisseur où les couches n'affleurent pas.
- un petit banc de 0,20 m de calcaire microcristallin gris à patine beige s'intercale dans les calcaires cristallins : micrite à intraclasts, fins quartz et débris de lignite.
- calcaire finement cristallin rouge lie de vin qui mesure 0,90 m d'épaisseur.
- oosparite formant un nouveau banc de 0,30 m, brun foncé à patine gris clair, à intraclasts ocre jaune.
- micrites finement rubanées se délitant en plaquettes ; gris foncé à patine claire sur 1,30 m d'épaisseur, puis beige rosé à patine beige sur 0,70 m.
- des éboulis masquent ici les couches sur 0,40 m d'épaisseur.
- micrite fossilifère et oolitique dont les éléments sont recristallisés, qui forme un niveau de 0,80 m d'épaisseur.
- une nouvelle zone d'éboulis de 2 m d'épaisseur qui a livré toutefois quelques plaquettes de lumachelle gris foncé.

Au-dessus se trouvent les dolomies saccharoïdes classiquement attribuées à l'Hettangien. Ces deux fragments de coupes permettent de retrouver, de la base vers le sommet, les

principaux horizons reconnus dans la coupe précédente :

- a) Les marnes vertes : elles affleurent sur 1 m d'épaisseur et leur base n'est pas visible.
- b) Les dolomies jaunes et marnes vertes : 5,30 m.
- c) Les calcaires bruns (intramicrite gréseuse) : 2 m.
- d) Les grès épais de 4,75 m du côté est de la combe où, malgré l'absence des couches susjacentes, ce niveau est entièrement représenté ; en effet, les deux derniers bancs de cet horizon sont homologues de la masse de grès conglomératique visible du côté ouest et qui est surmonté par des calcaires cristallins.
- e) Des calcaires cristallins (principalement oosparites) : 3,85 m et des calcaires rubanés (micrite) qui passent vers le haut à des éboulis à plaquettes de lumachelles : 5,50 m.

Au sommet, les dolomies hettangiennes comprennent : des dolomies saccharoïdes visibles sur 29 m d'épaisseur (un petit décrochement ne permet pas de préciser leur épaisseur totale) ; 70 m de dolomies fines sur lesquelles les grès et conglomérats crétacés supérieurs sont discordants.

A la Combe Farguette, nous retrouverons donc les principales divisions lithologiques vues précédemment au Brabet : au-dessus de marnes vertes, l'horizon des dolomies jaunes (b) ici à peine plus épais ; les calcaires bruns (c), identiques ; les grès (d), limités aux grès fins et grossiers dont la nature pétrographique et l'épaisseur sont identiques, mais qui ne comprennent pas à leur sommet de couches marnogréseuses comparables à celles observées au Brabet - en revanche des calcaires cristallins se trouvent ici immédiatement superposés aux grès conglomératiques ; les calcaires en

plaquettes forment un horizon comparable de micrites, avec lumachelles affleurant sporadiquement vers le sommet, mais les inter-bancs de marnes notés au Brabet ne sont pas représentés ici, à moins qu'elles ne soient masquées par les éboulis de la partie supérieure de l'horizon. Entre ces lumachelles et les dolomies saccharoïdes de la base de l'Hettangien, je n'ai pas trouvé trace des 17 m de calcaires rubanés de la coupe du Brabet ; je pense qu'il faut en attribuer l'absence à un décrochement au niveau des éboulis surmontant les plaquettes de lumachelles plutôt qu'à une réduction considérable de la série en direction de l'Est.

Bref, la stratigraphie établie à la coupe du Brabet est un outil valable pour l'examen des séries rhétiennes sur le versant méridional de la Montagne Noire. Dans les coupes suivantes nous allons préciser la composition de certains niveaux et observer des variations latérales de faciès.

3) COUPE DE MARIE-CLOSE : Précisions sur les niveaux d et e :

Cette coupe se situe à l'extrémité ouest de l'unité de Cazedarnes (sensu lato), dans le défilé qui entaille le flanc sud de l'anticlinal de Marie-Close. Elle a été levée le long du versant nord du défilé à quelques mètres au-dessus du ruisseau : la base de la coupe se trouve au point de coordonnées Lambert $x = 645,75$, $y = 118,3$. J'ai noté la succession des couches à partir des calcaires bruns sus-jacents aux dolomies jaunes, marnes vertes et marnes bariolées d'âge Keuper, qui affleurent par place dans les vignes à l'entrée du défilé et constituent le cœur de l'anticlinal ; elle montent jusqu'aux dolomies hettangiennes qui atteignent ici 200 m d'épaisseur et représentent l'ensemble des couches qui bordent le chemin du défilé.

Nous verrons que les horizons lithologiques mis en évidence par cette coupe sont analogues à ceux observés précédemment au Brabet et à la combe Farguette. Cependant nous observerons des variations de faciès au sein des grès (niveau d) et des calcaires en plaquettes (niveau e).

J'ai donc relevé, au-dessus des marnes bariolées du Keuper, la succession suivante :

a) Marnes vertes

b) Dolomies jaunes

c) Calcaires bruns qui comprennent plus précisément :

- un banc de calcaire dolomitique, épais de 0,60 m, gris beige à cassure rosée ou vert pâle (oomicrite dolomitique à intraclasts, finement recristallisée par place) ; elle passe vers le haut à un calcaire grumeleux (micrite à microsparite légèrement gréseuse).
- un mince banc amygdalaire, gris brun, de calcaire semblable, à intraclasts.
- une lacune d'affleurement de 0,70 m d'épaisseur.
- 0,10 m de calcaire gris clair un peu rosé : intrasparudite à intraclasts de micrite et de microsparite rubanée à microfilaments.
- 0,40 m de calcaire argileux gris rosé, micrite rubanée, gréseuse au sommet.

d) Grès où j'ai observé :

1) des grès grossiers et conglomératiques.

- une masse de 4 m, constituée de bancs de 10 à 60 cm d'épaisseur, granoclassées en strates de 20 cm et dont les éléments - quartz et feldspaths - atteignent 1 cm de diamètre, dans une matrice carbonatée et argileuse.
- une fine passée calcaire de 0,10 m : micrite à microsparite faiblement gréseuse.

- 1,40 m de grès grossier à la base et au sommet, plus fin et de teinte rose au milieu du banc ; ce grès contient quelques intraclasts jaunes de 3 à 4 mm de long.

2) des calcaires gréseux

- 0,40 m de calcaires gris vert pâle, marbré de rose : micrite argileuse légèrement gréseuse.
- 0,60 m de calcaire beige analogue au précédent mais plus gréseux et à intraclasts ; quelques quartz ronds atteignant 1 cm de diamètre, sont disséminés au sommet du banc.
- 2 bancs de grès grossier à ciment carbonaté abondant, de 0,30 et 0,40 m d'épaisseur, à minces délits argileux.
- 3 nouveaux bancs calcaires beige à gris clair (le dernier blanchâtre), argileux et gréseux à intraclasts, mesurent au total 1,15 m d'épaisseur ; de petits ravinements avec brèche intraformationnelle formée d'éléments à peine déplacés sont visibles ici.

3) des grès grossiers conglomératiques.

- 0,55 m de grès à ciment carbonaté, encore à intraclasts.
- une masse de 3 m d'épaisseur de grès conglomératique rose peu stratifié, dont le ciment est cristallin.
- 0,45 m de minces couches marno-gréseuses rubanées, à fins débris de coquilles de Mollusques, passent à un petit banc moins argileux et à granules de quartz.

e) Calcaires en plaquettes

- 0,20 m de calcaire gris foncé (sparite gréseuse), clairsemée de grains de quartz ; les cristaux de calcite en mosaïque masquent des "fantômes" bruns aux formes allongées ou arrondies : traces probables d'oolites et débris coquilliers recristallisés.
- 1,80 m de calcaire gris clair, finement lité : micrite rubanée avec strates à pellets, à microfilaments orientés perpendiculairement à la stratification, et à petits quartz et grains de glauconie. Au sommet, on observe une mince couche (1 cm) de micrite brun foncé rubanée, également à microfilaments, perforée par des organismes de petite taille

et dissociée en brèche intraformationnelle.

- 3 m de calcaire coquillier qui comprennent :

- . 1,55 m de calcaires gris, toujours en plaquettes : biosparite à intraclasts et oolites ; à leur base, au-dessus d'un banc d'oosparite brun foncé, des plaquettes de lumachelle contiennent *Myophoria postera* QUENST. et *Avicula contorta* PORTL, mais l'ensemble de ce niveau affleure mal, il est en partie couvert d'éboulis.
- . 1,40 m de calcaire gris comprend 3 bancs épais : biomicrite gréseuse et intraclastique, à débris de fines coquilles de Mollusques, d'Echinodermes, de petits Foraminifères à tests recristallisés, et à dents et écailles de Poissons.

f) Calcaires beiges microcristallins et argileux à la base, mesurant 5 m d'épaisseur ; à ce niveau les affleurements sont rares, il est cependant possible de noter au-dessus, sur 9 m d'épaisseur, la présence de calcaires dolomitiques à grain fin et en petits bancs.

Les dolomies hettangiennes qui les recouvrent mesurent ici 200 m d'épaisseur ; elle comprennent à la base 28 m de dolomies saccharoïdes, puis des dolomies fines sur lesquelles les grès du Crétacé supérieur reposent en discordance.

La coupe de Marie-Close permet donc de distinguer au-dessus des marnes bariolées, des marnes vertes et des dolomies jaunes.

- des calcaires bruns à intraclasts (c)
- un horizon gréseux (d) de 12,35 m : grès grossiers et conglomératiques admettant une passée calcaire ;
- 4,85 m de calcaires en plaquettes (e) microcristallins puis fossilifères à lumachelles ;
- 13 m de calcaires dolomitiques (f) argileux à la base, sur lesquels reposent les dolomies de l'Hettangien.

Nous retrouvons donc ici les mêmes horizons lithologiques que ceux définis dans les coupes précédentes. Cependant ;

- la série des grès (d) est ici bien représentée : elle atteint 12,35 m d'épaisseur.

- les marnes sont très réduites aussi bien au sommet de la série gréseuse (d) que dans l'horizon des calcaires en plaquettes (e).

4) COUPE DE VILLES-PASSANS (fig. II A2)

Cette coupe est située à 2 kilomètres à l'Est de Villes-passans en bordure de la route D 178 ; les couches de base sont visibles 200 mètres avant le virage, au point de coordonnées Lambert $x = 648,6$, $y = 120,6$. La coupe débute au niveau des marnes bariolées du Keuper et monte jusqu'aux calcaires à lumachelles (niveau e) elle est plus spécialement intéressante pour ses couches inférieures : marnes vertes et dolomies jaunes affleurant ici exceptionnellement bien. J'ai relevé successivement au-dessus de 15 mètres de marnes rouges, vert pâle et blanchâtres, à minces bancs de dolomie jaune pâle ou rosée :

a) 13 m de marnes uniquement vertes, toujours à minces bancs de dolomie jaune pâle qui comprennent :

- 1,30 m de marnes blanches à vertes et de dolomie jaune pâle en minces bancs (2 à 10 cm) ;
- 1 m de dolomie blanchâtre ;
- 2,10 m de marnes vertes et blanc rosé ;
- 3,50 m de marnes vertes à blanches, à minces bancs de dolomie jaune pâle ;
- une lacune d'affleurement sur 2 m d'épaisseur correspondant probablement à des marnes ;
- un petit banc de dolomie blanchâtre mesurant 0,30 m ;
- une nouvelle lacune d'affleurement de 5 m d'épaisseur.

b) 4,60 m de dolomies jaunes à minces niveaux argileux sombres. Ce sont plus précisément :

- 1,35 m de dolomie gris clair à interbancs de marnes gris foncées ;
- 0,40 m de marnes blanchâtres ;
- 1,20 m de dolomie jaune à passées argileuses ;
- 1,70 m de bancs de dolomie jaune alternant avec des couches de marnes.

c) un gros banc de calcaire dolomitique beige rosé, bréchiq, de 1,20 m d'épaisseur ; il passe à 0,30 m de marnes dolomitiques jaunes feuilletées.

d) des couches gréseuses comprenant :

- 1,70 m de calcaire dolomitique gréseux à gros quartz ronds, en bancs épais ;
- une passée de calcaire dolomitique jaune, tendre, feuilleté de 0,40 m d'épaisseur ;
- 0,40 m de grès grossier roux ;
- une passée de marnes feuilletées, gris jaune de 0,50 m ;
- 0,80 m de dolomie gréseuse ;
- 3,80 m de grès conglomératique en bancs massifs à gros quartz ronds granoclassés.

e) des calcaires dolomitiques jaunes à gris clair où apparaissent à 4 m de leur base des lumachelles.

b) Coupe synthétique (fig. II-A3)

Du rapprochement des différentes coupes, nous voyons se dessiner une série synthétique à valeur générale pour la région de Saint-Chinian.

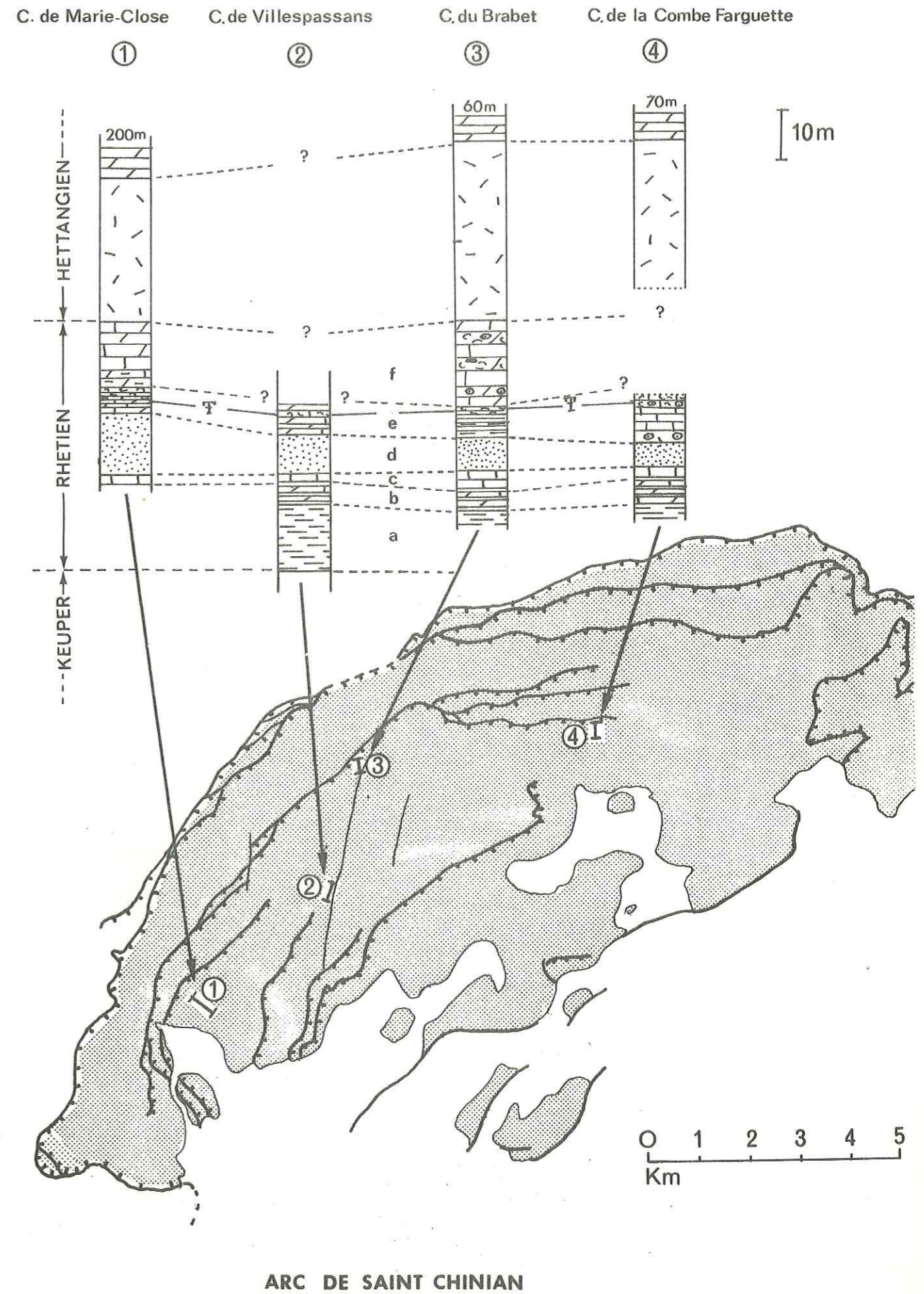
1) Lithologie des formations :

Les marnes bariolées triasiques représentent le niveau le plus bas rencontré ; elles sont visibles sur 15 m d'épaisseur, bariolées de rouge vert et blanc, elles contiennent de minces bancs de dolomie jaune pâle microcristalline argileuse, du gypse et de petits quartz bipyramidés. Les principaux horizons définis au-dessus de ces marnes sont de bas en haut :

a) Les marnes vertes de base (13 m) qui contiennent quelques bancs de dolomie jaune semblables aux précédents ;

b) Les dolomies jaunes (4, 35 à 5, 60 m), en minces bancs, à débit prismatique, elles sont cristallines ou argileuses et légèrement gréseuses vers le sommet de l'assise. Des marnes feuilletées, vert pâle à gris foncé, marbrées de rouille, alternent avec les dolomies en couches de 10 à 20 cm à la base, plus épaisses vers le sommet ; dans cette formation les dolomies se chargent progressivement d'argiles pour passer aux marnes et réciproquement. Dans la partie moyenne un niveau d'intramicrorite gréseuse est constamment présent, il a valeur de banc repère.

c) Les calcaires bruns (2 m), stratifiés en bancs de 20 à 60 cm d'épaisseur, ce sont des intramicrites gréseuses comprenant des strates oolitiques et fossilifères. Les intraclasts sont brun jaune, arrondis, constitués de micrite un peu argileuse et imprégnée de limonite ; les oolites sont le plus souvent recristallisées ; les éléments terrigènes comprennent des quartz émoussés et arrondis, des feldspaths, des zircons et quelques grains de glauconie. Les tests de Mollusques, totalement épigénisés en calcite sont soit entiers ou brisés en gros fragments, allongés parallèlement à la stratification, soit au contraire réduit à de petits débris usés et associés aux oolites. Ce niveau n'a fourni aucun fossile déterminable ; on note cependant quelques petits Foraminifères à test recristallisé, des dents et écailles de Poissons. Ces éléments sont inclus dans une matrice généralement recristallisée en taches. Ces cristaux mesurant en moyenne 50 μ . Granoclassement, stratifications



entrecroisées, rubannements, s'observent ici couramment.

d) Les grès à dragées (7 à 12 m) comprennent principalement des grès grossiers et conglomératiques gris rosé à beiges, en bancs massifs de 1 à 3 m d'épaisseur souvent granoclassés (graded-bedding) en strates de 0,40 m d'épaisseur ; ils possèdent un ciment soit de calcaire cristallin peu abondant, soit une matrice de micrite argileuse importante. Tous les intermédiaires entre grès et calcaires dolomitiques gréseux existent. Les éléments constitutants sont essentiellement des quartz émoussés ou arrondis de 0,05 à 0,5 mm et parfois 2 cm de diamètre : dragées parfaitement arrondies, blanches ou rosées ; des feldspaths sont également présents, de dimension légèrement inférieure (1,5 cm) ainsi que quelques tourmalines brun jaune, et des zircons. Certains bancs de grès contiennent de plus des intraclasts, des dents et écailles de Poissons, de rares débris de coquilles de Mollusques usées et de petits foraminifères. F. ELLENBERGER y a trouvé (renseignement oral) un unique exemplaire d'A. contorta.

Des grès fins sont également présents soit analogues aux précédents, à la granulométrie près, soit feuilletés, à strates argileuses et micacées avec de rares débris de végétaux et des bioturbations d'organismes fousseurs. La répartition des différents types de grès à travers l'horizon, et leur épaisseur totale varie considérablement d'un affleurement à l'autre. Mais nos coupes ne sont ni en nombres suffisant, ni assez proches les unes des autres pour pouvoir tirer des conclusions de telles variations.

e) Les plaquettes à Lumachelles (4,85 à 7,35 m) qui sont des marno-calcaires finement stratifiés ; elles sont constituées de micrites à oolites et intraclasts ainsi qu'à pellets et filaments algaires avec de minces couches de lumachelles d'A. contorta, Myophoria postera QUENST. ainsi que des bone-beds. L'horizon peut être plus argileux, avec passées de marnes feuilletées beignes à gris foncé à dents et écailles de Poissons, Bactryllium ou

rare débris de végétaux ; il peut également comprendre à sa base quelques bancs calcaires oolitiques et cristallins ;

f) Les calcaires dolomitiques rubanés (15 à 17 m) se présentent en bancs de 1 à 1,5 m d'épaisseur, de teinte beige à gris clair ; ce sont des micrites en partie finement recristallisées et rubanées plus ou moins argileuses ; des passées à filaments algaires ou oolitiques sont intercalées ainsi que des bancs gris ou brun foncé d'intrasparite et d'oosparite fossilifères à nombreux débris de tests de Mollusques et d'Echinodermes. On observe couramment à ce niveau des brèches intraformationnelles, de petits ravinements et des stratifications entrecroisées.

Cet horizon a livré des formes dégagées souvent associées en lumachelles à la surface des bancs :

Dimyopsis emmerichi v. BISTRAM ;

Paleocardita austriaca HAUER ;

Mytilus sp. pecten.

Notons également la présence de formations algaires, rubanées ou ramifiées, stromatoliques, associées à des oncolites, ainsi que celle de Dasycladacées. Nous avons décrit de belles colonies stromatolitiques ailleurs (M. C. BERNET-ROLLANDE, 1967), elles ne sont pas pour le moment caractéristiques d'un niveau donné (c'est ainsi que des formes apparemment tout à fait semblables ont été signalées dans le Bundsandstein du Nord de l'Allemagne (E. KALKOWSKY, 1908). Les Dasycladacées, à l'état de petits fragments n'ont pas pu être étudiées.

Dans ce même niveau un Poisson Perleidés Colobodus sp. (1) a été trouvé à Fontjun (M. C. BERNET-ROLLANDE, 1967).

(1) Echantillons récoltés en compagnie de F. ELLENBERGER : détermination J. P. LEHMAN, comprenant un individu presque complet et un autre fragmentaire.

Des dolomies recouvrent généralement cette série, j'y ai distingué :

- 28 à 35 m de Dolomies saccharoïdes à la base, peu litées et en gros bancs gris rosé à contours arrondis ou formant des séries de petits bancs réguliers ; ce sont des dolosparites dont les cristaux en mosaïques et rhomboédres mesurent de 0,05 à 0,5 mm. Bien que l'observation microscopique de ces dolosparites n'ait montré ici aucun "fantôme" d'allochem, le passage latéral de ces dolomies à des calcaires est net : au Nord-Ouest de Cazedarnes, des calcaires gris foncé en petits bancs à stratifications irrégulières (micrite et intramicrite fossilifères principalement à débris de tests d'Echinodermes, radioles d'Echinides, et à débris de coquilles de Mollusques) sont intercalés dans les dolomies.

- des Dolomies microcristallines visibles sur une épaisseur atteignant 180 m.

2) Age des formations :

La découverte de A. contorta dans la région de Saint-Chinian est due à A. MAGNAN (1867). Par la suite de nombreuses observations ont été faites dans la région, notons spécialement celles de J. MIQUEL (1896) qui a très largement contribué à la connaissance géologique et paléontologique de l'arc de Saint-Chinian.

Deux horizons sont datés paléontologiquement par Avicula contorta PORTLOCK caractéristique du Rhétien ; celui des "Plaquettes à Lumachelles" (e) où ce fossile est abondant, isolé ou dans les lumachelles, et l'horizon des Grès à dragées (d) où il est exceptionnel, dans des passées dolomitiques (région Est de Pierre rue, renseignement oral F. ELLENBERGER).

Des fossiles sont également présents au niveau des Calcaires Dolomitiques Rubanés (f) : la présence simultanée de Dimyopsis emmerichi v. BISTRAM connu du Rhétien et de l'Hettan-

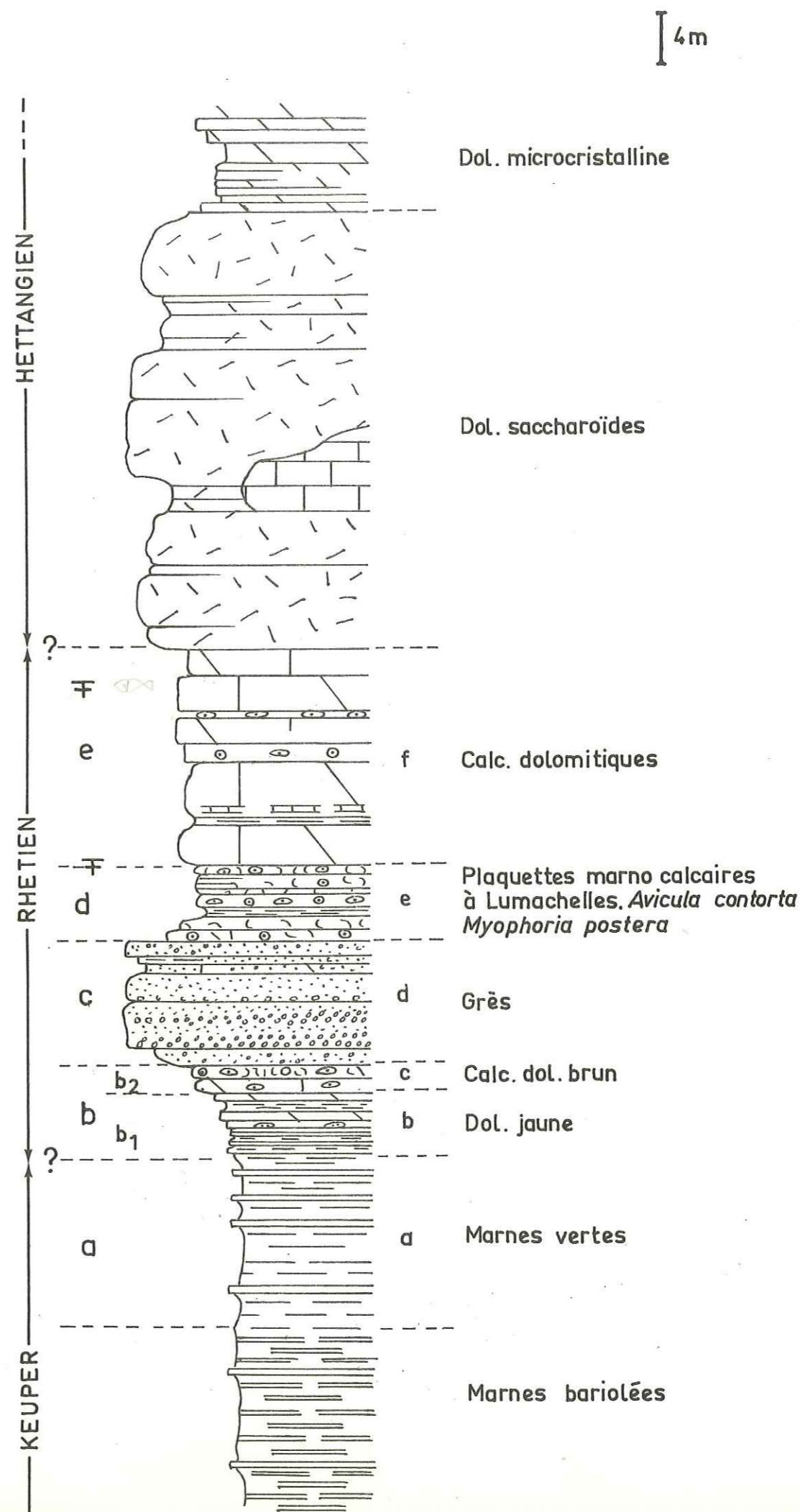
gien et celle du Poisson *Colobodus*. Ce dernier genre est (connu du Trias moyen des Alpes, de Lorraine, de Silésie, du Trias moyen et supérieur d'Allemagne, du Rhétien de Franche-Comté, de Suisse et du Wurtemberg) conduit à attribuer un âge rhétien aux calcaires dolomitiques (f).

Les autres horizons précédemment décrits n'ont fourni aucun fossile caractéristique ou même déterminable.

Un âge Keuper est cependant habituellement attribué aux marnes irisées roses et vert pâle de la base de cette série, depuis M. de SERRES (1827), par H. MAGNAN (1867), R. NICKLES et Ch. DEPERET (1900), plus récemment par L. BARRABE (1948) et J. RICOUR (1961) qui montre l'extension de ce faciès de la Lorraine à la Provence et au Languedoc. L'attribution de ces marnes au Keuper paraît fondée par des comparaisons avec les marnes bariolées d'Anduze (Gard) qui ont fourni (P. ELLENBERGER, 1965) l'association *Euestheria minuta* von ZIETEN et *Pseudoasmussia destombesi* DEFRETIN, association connue du Keuper. Notons que le genre *Estheria* a été signalé au NE de St Chinian à Gabian dans des marnes identiques (E. SERVAT, 1963).

Mais l'incertitude demeure pour les niveaux (a) (b) et (c) : marnes gris vert, dolomies jaunes et calcaires bruns ; ceux-ci ont été attribués sans preuves tantôt au Keuper, tantôt au Rhétien. Ces niveaux très constants dans la région voisine des Corbières orientales n'y sont pas plus datés. Ces faciès sont intermédiaires entre ceux du Keuper et ceux du Rhétien à *Avicula contorta*.

Le complexe dolomitique pouvant atteindre 200 m, qui surmonte la série, n'est généralement pas fossilifère. Les dolomies saccharoïdes de la base passent parfois à des calcaires qui peuvent être considérés comme homologues des calcaires fossilifères hettangiens inférieurs (C. ROQUEFORT, 1934) présents en quelques points des Causses à la base de la série dolomitique. Les calcaires



sont observables au Sud dans la région de Lodève ainsi que sur la bordure nord est des Causses où C. ROQUEFORT (1934) signale près de Villefort et de Nant Psiloceras Planorbis SOWERBY comme P. de BRUN et P. MARCELLIN (1934) à Florac (Lozère).

En résumé, il est possible d'admettre la répartition stratigraphique suivante :

- Hettangien :
 - Dolomie microcristalline
 - Dolomie saccharoïde et calcaires de base
- Rhétien probable :
 - Calcaires Dolomitiques Rubanés (f)
- Rhétien à Avicula contorta PORTL
 - Plaquettes à Lumachelles (e)
 - Grès à dragées (d)
- Couches de passage (Keuper ou Rhétien ?)
 - Calcaires Bruns (c)
 - Dolomies Jaunes (b)
 - Marnes Vertes de base (a)
- Keuper : marnes bariolées.

Les Ecailles de Fouzilhon-Gabian.

Située à 12 km au Nord Est de l'Arc de Saint-Chinian, la région de Fouzilhon-Gabian est constituée par une série de petites écailles formées de terrains d'âge paléozoïque terminal et secondaire ; formées aux dépens de la couverture discordante du paléozoïque hercynien de la Montagne Noire. Les multiples accidents tectoniques et les décollements qui affectent ces couches rendent difficile l'étude du Rhétien.

Ce n'est que sur la petite colline située au Sud Ouest immédiat du village de Neffiès , au-dessus des vignes cultivées sur

les marnes bariolées du Keuper, ici gréseuses, que j'ai pu observer quelques mètres de couches rhétiennes. Ce sont des bancs de dolomies jaunes finement gréseuses et argileuses, parfois semées de quartz ronds plus gros qui affleurent sporadiquement et ne permettent pas le lever d'une coupe.

Ces dolomies jaunes rappellent celles observées à Saint-Chinian, elles sont ici toujours gréseuses.

Notons que je n'ai observé ni grès grossiers, ni calcaires fossilifères ce qui n'implique pas une variation de faciès, mais est peut être simplement dû à une absence d'affleurement.

Il semble que les Dolomies jaunes gréseuses de Neffiès représentent un faciès plus gréseux des Dolomies jaunes (b) de Saint-Chinian, de même que les marnes bariolées keuper (où Es-theria sp. aurait été trouvée : voir E. SERVAT, 1963) sont ici gréseuses.

B) BORDURE NORD-EST DE LA MONTAGNE NOIRE

Au Nord-Est de la Montagne Noire, la base de la série liasique affleure plus largement que sur le versant méridional où elle est localisée dans l'arc de Saint-Chinian. Le Rhétien est ici représenté (fig. II-B1 : schéma des affleurements) :

1) dans le fossé de Bédarieux : graben mésozoïque installé dans le Primaire de la Montagne Noire ;

2) au pied du Causse du Larzac où il forme une bande d'affleurements de Arboras à Montagnol, globalement horizontaux, suivant en plan les sinuosités topographiques mais souvent masqués par les éboulis et la végétation.

Les affleurements rhétiens se répartissent donc en trois ensembles :

- fossé de Bédarieux
- bassin de Lodève
- bordure des Monts de Lacaune

Les coupes stratigraphiques ont permis de reconnaître cinq horizons lithologiques et d'en suivre l'évolution ; on a défini de bas en haut :

- a) Les Marnes Vertes de base,
- b) Les Dolomies Jaunes,
- c) Les Grès microconglomératiques,
- d) Les Marnes gréseuses sombres,
- e) Les Calcaires Dolomitiques Rubanés.

Les trois niveaux supérieurs sont fossilifères.

Dans le bassin de Bédarieux les affleurements rhétiens

sous la falaise des dolomies hettangiennes, très souvent nappés d'éboulis, sont homogènes tant par leurs faciès que par leurs épaisseurs, une seule coupe sera décrite.

Dans le bassin de Lodève des cours d'eau entaillent la base du Causse et offrent ainsi de belles coupes stratigraphiques ; j'ai retenu parmi les coupes complètes levées celles qui montrent l'évolution des faciès d'E en W. On voit ainsi une homogénéisation vers le socle ancien. Plus au Nord et à peu près parallèlement, une autre série de coupes a été levée qui montrent outre cette homogénéisation d'Ouest en Est, une homogénéisation et une condensation du Sud au Nord puisque, coupe à coupe, la série du bassin de Lodève correspond à celle du bassin de Saint-Affrique. On pourra ainsi suivre l'évolution des faciès dans tout le domaine du bord E de la Montagne Noire : il apparaîtra par exemple que de la répartition des horizons gréseux il est possible de déduire une localisation de la partie des sédiments détritiques dans le domaine cévenol.

a) Coupes élémentaires

1) LE FOSSE DE BEDARIEUX

Le fossé de Bédarieux est une zone d'effondrement dans le Primaire, de la Montagne Noire orientale où affleurent principalement des terrains secondaires et tertiaires. Il est limité par des failles à rejeux multiples (fig. II-B1). B. GEZE (1949) a montré en effet que :

- au Nord la faille du Mas Blanc qui le sépare du Permien de Lodève, prolonge la faille de Plaisance dont le jeu antétriassique s'est poursuivi dans le même sens au Tertiaire ;
- au Sud, en bordure des Monts de Faugères, la faille des Aires prolonge celle de l'Espinouse, il s'agit vraisemblablement du rejeu d'un accident hercynien tardif qui a joué sur-

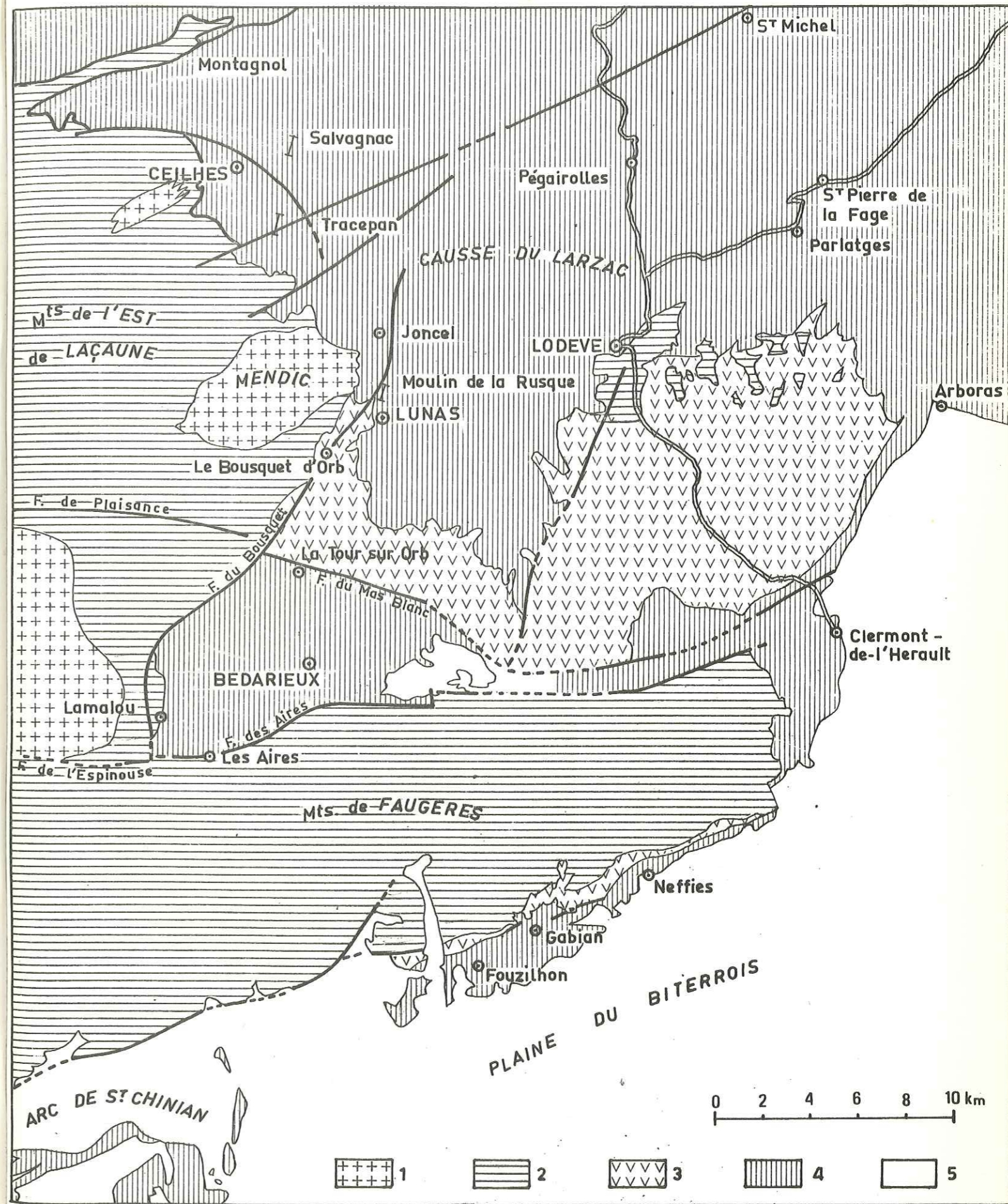


Schéma de situation des affleurements et des coupes

de la bordure N-E de la Montagne Noire.

1- Granite 2- Ante Permien 3- Permien 4- Secondaire 5- Tertiaire.

tout au Tertiaire ;

- au Nord-Ouest, la faille "tournante" du Bousquet, d'âge tertiaire relativement récent décroche les failles de Plaisance - Mas Blanc et de l'Espinouse - les Aires.

Les affleurements rhétiens sont localisés dans le secteur ouest du fossé de Bédarieux, à la base des falaises entaillées dans la dolomie hettangienne qui forme ici le sommet des collines (Taussac, Capimont, Labrade) et du Causse de Villemagne le long de la vallée de la Mare. A l'extrémité méridionale du Causse de Villemagne, sur le flanc de la colline de Tournegals sur la rive gauche de l'Orb, à 1,5 km à l'Est du village des Aires, en bordure de la route D 160, j'ai réussi à lever une coupe stratigraphique complète. La colline de Tournegals est en effet formée de niveaux rhétiens reposant sur les marnes du Keuper et couronnée par une mince dalle de dolomies hettangiennes ; elle est limitée au Sud-Est par la grande faille des Aires.

b) Description de la coupe (fig. II-B2)

Elle est levée à partir de 2 séries d'affleurements complémentaires distants de 250 m. La coupe principale est située entre la route et le sentier qui monte vers les vignes (au point de coordonnées Lambert : $x = 645,75$; $y = 118,3$) elle est d'accès aisé. Cette coupe ne montre pas les couches de base passant aux marnes bariolées du Keuper qui peuvent cependant être observées 250 m à l'Ouest sur le talus de la route.

Au-dessus des marnes bariolées, rouges, vertes et blanchâtres, à gypse, visibles au Sud-Ouest de la colline, j'ai noté successivement dans une quarantaine de mètres les niveaux ci-dessous :

a) 2,70 m de Marnes vertes de base qui admettent de minces bancs dolomitiques jaunes de 10 à 20 cm d'épaisseur,

et deviennent légèrement gréseuses dans la moitié supérieure de l'horizon.

b) 6, 80 m de Dolomies jaunes gréseuses à passées plus marneuses gris foncé comprenant :

- 1,25 m de dolomie jaune rubanée à strates gréseuses ; à la base des quartz atteignent 1 cm de diamètre, j'y ai rencontré des écailles de Poissons ;
- 1,20 m de dolomie et marnes gréseuses gris foncé en bancs à contours arrondis d'où se différencient au sommet deux petits bancs dolomitiques beiges à débit cubique ;
- deux niveaux 0,35 m et 0,20 m de grès fin et dolomies gréseuses à feuillets argileux noirs encadrant 0,70 m de dolomie beige à patine grise, feuilletée au sommet ;
- 0,85 m de dolomie jaune plus ou moins gréseuse ;
- 0,70 m de plaquettes gréseuses et marnes noires comprenant un mince banc dolomitique jaune ;
- 1,50 m de bancs calcaires dolomitiques jaunes gréseux à la base et à joints argileux noirs.

c) 14 m de Grès microconglomératiques comprenant :

1) deux petites séquences grès - marne - calcaire, soit :

- 0,20 m de grès moyen gris en minces bancs et plaquettes ondulées avec feuillets argileux noirs, clairsemé de quartz atteignant 0,5 cm, à dents et écailles de Poissons abondantes, ainsi que des empreintes de coquilles de Mollusques ; Vers le haut le calcaire se charge de quartz grossiers blancs et roses de 0,5 cm atteignant exceptionnellement 2 cm de diamètre, de feldspaths, est encore riche en dents et écailles de Poissons et contient également des empreintes de coquilles de Mollusques indéterminables ;
- 0,30 m de marnes gréseuses micacées, feuilletées qui encadrent un petit banc de marnes dolomitiques gris clair, avec dents et écailles de Poissons.

2) Une nouvelle séquence grès - calcaire dolomitique :

- 1,60 m de grès gris ocre à feuillets argileux se délitant en plaquettes ondulées dans la partie inférieure avec débris de végétaux à la base ; le sommet forme un banc massif plus grossier à lentille de calcaire argileux ;
- le grès précédent passe progressivement sur 0,20 m à un calcaire dolomitique argileux beige très finement cristallisé légèrement gréseux et à intraclasts dont le débit est cubique ;
- 1 m de calcaire dolomitique gris beige à débit cubique en bancs séparés par des délits argileux.

3) Une séquence plus largement développée :

- 0,55 m de grès fin gris à feuillets argileux non ondulés qui se charge de grains de quartz de 0,5 cm à 1 cm ; il passe progressivement à un calcaire argileux à strates lenticulaires gréseuses à intraclasts ;
- 0,60 m de grès fin à ciment carbonaté microcristallin en partie finement cristallisé ocre jaune, à strates argileuses micacées qui se délitent vers le sommet et passent à des plaquettes calcaires dolomitiques beiges à débris de végétaux abondants ;
- un gros banc (1 m) de grès jaune moyen à la base conglomératique au sommet ; à larges intraclasts et matrices carbonatées englobant de petits cristaux rhomboédriques ; à la surface des bancs, des grains de quartz ronds blancs et roses atteignent 3 cm de diamètre ;
- 1,10 m de calcaires dolomitiques argileux gris beige à patine jaune encadrant des marnes faiblement gréseuses gris vert et ocres à débit noduleux, écailleuses en surface contenant Avicula contorta PORTL. et des écailles de Poissons ;
- 0,05 m de grès moyen en plaquettes rousses, semées de quartz ronds atteignant 1 cm et d'écailles de Poissons ;
- 1,50 m de calcaire dolomitique rubané, strates finement gréseuse, formant trois bancs beiges à joints argileux et micacés feuilletés. Le dernier banc plus gréseux se charge de quartz atteignant 1,2 mm ; raviné au sommet il est recouvert d'une mince couche de marnes gréseuses ocres à gra-

viers atteignant 6 cm de diamètre, avec dents et écailles de Poissons ;

- 1,20 m de calcaire dolomitique plus argileux beige sans quartz, en bancs à joints de marnes noires feuilletées ;
- un banc brun de dolomie gréseuse à intraclasts abondants, fins (microsparite gréseuse), à Foraminifères et à débris de Poissons de 0,35 m d'épaisseur, s'intercale dans la série marno-dolomitique ;
- 1,30 m d'alternance de marnes noires à gris vert marbrées d'ocre et de calcaire dolomitique argileux beige à blanchâtre avec écailles de Poissons et débris de coquilles de Mollusques ; au sommet sur 70 cm, les marnes dolomitiques blanchâtres se délitant en boule contiennent des grains de glauconie, des écailles de Poissons et des Bactryllium ; elles passent à des marnes vert turquoise puis noires et feuilletées à écailles de Poissons mais aussi à débris de végétaux.

d) 2,60 m de Marnes gréseuses sombres :

- un banc de grès de 0,80 m d'épaisseur, brun, grossier à la base à quartz atteignant 4 cm de diamètre puis moyen à ciment carbonaté réduit et débris de végétaux ;
- 1,80 m formé par une série de marnes vertes, de marnes gréseuses feuilletées et plaquettes de grès fin à moyen (matrice carbonatée à plages finement cristallines), alternant en minces couches ; les débris de végétaux sont très abondants, également les dents et écailles de Poissons, et les Bactryllium dans les marnes noires de la base ; vers le haut s'intercalent 0,20 m des grès grossiers à la base puis plus fins.

e) 15,20 m de Calcaire dolomitique rubané

comprend :

- un banc de 0,80 m de calcaire dolomitique jaune pâle encore clairsemé de quartz surtout vers le haut du banc dont la surface est ondulée. Il est surmonté par 1,80 m de calcaire dolomitique semblable vers la base : trois bancs dont le dernier est rubané et gréseux, avec joints de marnes feuilletées noires et vertes à beiges, plus ou moins gréseuses ; puis il devient argileux, se délite en plaquettes plus gréseuses au

sommet (micrite rubanée gréseuse et argileuse à foraminifères recristallisées et intraclasts) ;

- des marnes gris vert visibles sur 0,50 m d'épaisseur mais correspondant probablement à une couche de 1,30 m, recouvertes par la végétation terminent cette séquence terrigènes ;
- 1,20 m formé par deux bancs de calcaire dolomitique. Le premier est finement recristallisé en rhomboèdres formant une dolomie à fantôme d'oolites (microsparite dolomitique), avec plages où seules les oolites sont recristallisées dans une matière microcristalline. Le deuxième est une micrite fossilifère à intraclasts dont la matrice est carbonatée, finement cristalline seulement par place, englobant de petits rhomboèdres ;
- 0,20 m de marnes gris vert marbrées d'ocre se délitant en boule, finement gréseuses à débris de végétaux ;
- 1 m de calcaire dolomitique gris clair verdâtre marbré, argileux et finement gréseux oolitique au sommet ;
- 0,80 m de plaquettes gréseuses et de marnes gris foncé feuilletées faiblement gréseuses avec débris de végétaux, où j'ai trouvé un exemplaire de Cardita sp. ;
- au-dessus, après une zone de 1 m d'épaisseur sans affleurements, correspondant probablement à des couches tendres et argileuses, nous retrouvons :
- 1,25 m de calcaire dolomitique peu gréseux d'un gris vert plus jaune ;
- 0,75 m de calcaire dolomitique plus gréseux à strates semées de quartz ronds plus gros atteignant 1 cm dans la moitié supérieure ; à intraclasts, oolites parfois recristallisées avec quelques débris fossilifères ; la matrice carbonatée est très finement cristallisée et comprend de petits cristaux rhomboédriques ;
- 0,35 m de calcaire dolomitique argileux jaune rubané à fines strates gréseuses, à intraclasts ;
- 1,10 m de calcaire dolomitique beige "à oolites noires" (micrite à sparite à oolites) et débris de fossiles. Ce calcaire est argileux et gréseux rubané, recristallisé, avec intraclasts de micrite chargés de limonite. Vers le haut les allochems sont localisés dans des strates le plus souvent

très fines ;

- 0,65 m de calcaire dolomitique argileux blanchâtre qui se délite en fines plaquettes et forme au sommet un petit banc (micrite) à fines strates gréseuses rousses ;
- 0,75 m de marnes gris foncé qui passent à de minces bancs dolomitiques beiges à débit cubique et fines strates gréseuses ;
- 0,15 m de calcaire dolomitique argileux : micrite rubanée fossilifère (débris de coquilles recristallisées) à intra-clasts atteignant plusieurs cm de longueur ;
- 0,70 m de calcaire dolomitique à oolites noires micrite à microsparite rubanée, oolitique et fossilifère ;
- 0,50 m d'épaisseur sans affleurement ;
- 0,90 m de dolomies beiges argileuses à strates gréseuses vers le haut, se délitant en minces bancs ;

Cette série est surmontée par 20 m de dolomies qui forment ici le sommet de la colline. Ce sont :

- 2 m de dolomie finement cristalline, beige rosé en petits bancs (les cristaux de dolomie atteignent 0,2 mm) ; de rares petits quartz sont encore disséminés dans la roche ;
- 3,30 m de dolomie semblable mais en gros bancs à contours arrondis, altération superficielle sableuse ;
- 14 m de dolomie cristalline gris rosé dont les cristaux plus gros atteignent 1 mm de diamètre ; peu stratifiée dans l'ensemble, elle comprend un niveau de minces bancs ondulés plus finement cristallisés (0,2 mm) à débris de tests d'Echinodermes.

2) LA REGION DE LODEVE

Le "bassin" permo-triasique de Lodève disparaît au Nord sous le Causse du Larzac. Au pied des falaises, des couches rhétiennes affleurent dans les différentes échancrures du Causse, empruntées par les routes qui grimpent sur la haute surface ; dans

les talus de ces routes les éboulis ont été dégagés et des coupes peuvent être correctement levées (fig. II-B1).

Le Rhétien de la région de Lodève est marqué par une tendance à la dilatation vers l'E des différentes assises. La description des séries sera faite d'abord dans le secteur occidental où, près de Lunas et du Moulin de la Rusque, on établira une coupe type dont on suivra l'évolution vers l'E en empruntant des informations aux sondages de Pégairolles et de Parlatges (in Aubagne, 1965) et aux levés de terrains au voisinage (G. MOURARD, 1966 ; J. G. MICHAUD, 1964) (1).

α) Coupe de Lunas (Ouest de Lodève)

La coupe est levée en bordure de la voie ferrée, entre le passage à niveau et l'extrémité nord du tunnel, et pour partie au-dessus de ce tunnel (au point de coordonnées Lambert : x = 669,1 ; y = 156,8). Les horizons inférieurs de la coupe, sur lesquels le quartier ouest du village est construit affleurent peu ; ils comprennent de bas en haut (fig. II-B3) :

a) les Marnes vertes de base intercalées de bancs dolomitiques jaunes (observables entre deux maisons en bordure de la route principale, sur quelques mètres d'épaisseur).

b) les Dolomies jaunes gréseuses affleurent dans les jardins cultivés au sommet du tunnel, à côté d'un mausolée. J'ai noté au-dessus d'un banc de dolomie jaune dont seul le sommet affleure :

(1) Au delà, vers Arboras, le Rhétien affleure mais l'intensité de la tectonique cassante est telle qu'une reconstitution de série est trop entachée d'imprécision pour être utilisable ici.

- 0,95 m de dolomie clairsemée de quartz, en petits bancs intercalés de plaquettes et feuillets gréseux ;
- 0,60 m de dolomie argileuse jaune, gréseuse à granules de quartz ronds, roses et blancs, atteignant 1 cm de diamètre ;
- des marnes vertes et des dolomies argileuses blanchâtres affleurant par place dans un niveau tendre couvert d'éboulis sur 1,90 m d'épaisseur ;
- une barre de 1,50 m de dolomie gréseuse ou de grès fin ;
- 0,40 m de dolomie argileuse jaune.

A la sortie du tunnel, des couches inclinées globalement à 20 ° WNW - SSE affleurent sur le talus de la voie ferrée ; elles appartiennent à un niveau stratigraphique plus élevé que les couches précédentes, une lacune d'affleurement est probable, je l'évalue à 2 m d'épaisseur. Elles comprennent de bas en haut :

- deux bancs de calcaire dolomitique jaune gréseux, recouverts au sommet par 1 cm d'argile à granules de quartz (de 1 cm de diamètre), affleurant sur 0,75 m d'épaisseur ;
- 2,10 m de bancs calcaires dolomitiques jaunes, (micrite à microsparite) finement lités, à strates gréseuses, intercalés de niveaux de marnes grises gréseuses et micacées.

c) les Grès microconglomératiques : 3,10 m

- 0,50 m de marnes beiges verdâtres compactes, finement ravinées par de minces strates gréseuses roses (lie de vin à la base) à intraclasts ; elles passent à un grès grossier à quartz ronds blancs et roses atteignant 0,5 cm et à larges intraclasts de marne dolomitique dans une matrice parfois abondante de micrite argileuse ;
- un banc de grès de 2,60 m de puissance : grès fin, gris à rose, à passées grossières, à intraclasts et à ciment cristallin.

d) les Marnes gréseuses : 5,40 m

(A partir de ce niveau la coupe est observable au-dessus du tunnel, vers l'extrémité nord).

- des marnes feuilletées noires, micacées à débris de végétaux, et des plaquettes ondulées de grès fin beige ocre, alternent sur 1,10 m d'épaisseur puis passent à 1,30 m de grès fin feuilleté semblable ;
- 3 m de marnes gris foncé à vertes se délitant en feuillets et plaquettes, à passées moins argileuses grises marbrées de beige en petits bancs compacts ; de nombreuses dents et écailles de Poissons y sont disséminées, à 1,50 m de la base j'ai trouvé un exemplaire d'Avicula contorta PORTL.

e) les Calcaires dolomitiques rubanés : 10,35 à 11,40 m.

e₁) les calcaires rubanés de la base

- 1,40 m de calcaire dolomitique argileux à oolites et intraclasts, en partie finement recristallisés, à grains de glauconie, qui forme un seul banc ;
- 1,65 à 1,75 m de marnes gris vert à passées calcaires dolomitiques moins argileuses : micrite intraclastique encore à grains de glauconie et à dents et écailles de Poissons ;
- des calcaires dolomitiques beiges, un peu gréseux et argileux, à intraclasts et à grains de glauconie, leur puissance varie de 3,55 à 4,35 m ; ils sont plus argileux en minces bancs dans la partie moyenne, et sont encadrés par deux bancs massifs oolitiques ;

e₂) une passée gréseuse au sein des calcaires dolomitiques :

- à la base des calcaires dolomitiques beiges, finement gréseux à intraclasts : 1,25 à 1,40 m ;
- 1 m de grès grossier, vert, à ciment carbonaté cristallin passant vers le haut à une dolomie gréseuse grossière, à larges intraclasts de micrite atteignant 10 cm de long, quartz blancs et roses mesurant jusqu'à 2 cm de diamètre, dans une matrice microcristalline qui comprend de plus quelques débris coquilliers recristallisés ;

- 0,60 m de calcaire dolomitique beige microcristallin à éléments de brèche intraformationnelle ;
- 0,50 m de grès jaune à matrice carbonatée abondante, parsemé de granules de quartz atteignant encore 2 cm de diamètre ;
- 0,40 m de calcaire dolomitique finement gréseux à intraclasts.

e₃) les calcaires dolomitiques du sommet :

- 1,20 m de calcaire dolomitique en petits bancs, encore gréseux à la base ;
- 1,70 m de calcaire oolitique en partie recristallisé, rubané à strates microcristallines ; ce niveau se termine par 0,40 m de calcaire oolitique blanchâtre à terriers d'organismes fousseurs ;
- 2,60 m de dolomie gris clair microcristalline en petits bancs et plaquettes parfois bréchiques.

L'ensemble est couronné par des Dolomies où j'ai distingué :

- un banc de dolomie cristalline gris rosé, de 4 m de puissance ;
- une série de 6 m d'épaisseur de bancs plus minces de dolomie semblable ;
- 13 m de dolomie gris foncé cristalline, en minces bancs ondulés, à radioles et plaques d'Echinides ainsi qu'à "fantômes" d'oolites ;
- 12 m de dolomie cristalline en gros bancs, intercalés de plus petits, gris foncé, sont encore visibles au sommet.

L'extension des subdivisions lithologiques de la coupe de Lunas est confirmée par la coupe levée à 1,3 km au Nord du village en bordure de la route D 138 en face du moulin de la Rusque. Cette coupe permet de confirmer la valeur des principales subdivi-

visions, qui ont des puissances à peu près identiques ; en outre, et le fait est assez rare pour être souligné, le Rhétien est fossilifère, avec un faciès lumachellique, dans les couches sommitales.

Ces horizons sont donc de bas en haut, au-dessus des marnes bariolées visibles entre la voie ferrée et la route :

a) des Marnes vertes qui apparaissent en bordure des vignes ;

b) des Dolomies jaunes gréseuses et intraclastiques à passées de marnes gris foncé à vertes, avec écailles et dents de Poissons ;

c) des Grès microconglomératiques (5,60 m) : grès grossiers et conglomératiques où les quartz atteignent 3 cm et comprennent de larges intraclasts ;

d) des Marnes gréseuses sombres (6 m) : en grande partie couvertes ici par la végétation ;

e) des Calcaires dolomitiques rubanés interrompus par une passée gréseuse (14,05 m) ;

- e₁ : calcaires dolomitiques argileux à la base, à intraclasts et comprenant des bancs oolitiques (4 m) ;

- e₂ : couches gréseuses et bréchiques (3,20 m) ;

- e₃ : calcaires dolomitiques peu gréseux, oolitiques à intraclasts (6,85 m) et fossilifères au Moulin de la Rusque. A. BOULANGER y a trouvé Myophoria postera QUENST. De plus à 500 m le long de la route qui suit la rive gauche du ruisseau de Sourlau, j'ai trouvé dans des bancs identiques des lumachelles à nombreuses coquilles évoquant Gervilleia praecursor QUENST, et Cardita sp. habituels dans ce niveau.

Au sommet les Dolomies hettangiennes sont cristallines et rosées, en gros bancs intercalés de bancs plus minces, et passent à des dolomies gris foncé en minces bancs ondulés à débris

de tests et radioles d'Echinides, elles-mêmes surmontées par 12 m de dolomies cristallines.

On remarque que cette stratigraphie est analogue à celle mise en évidence dans le bassin de Bédarieux ; cependant l'horizon (c) en diffère sensiblement puisqu'il est ici franchement gréseux et non grés-marneux ; et l'horizon (e) est lui aussi plus franchement gréseux puisque la modeste passée terrigène médiane fait place à un sous-horizon gréseux franc et épais.

Nous allons observer dans les sondages de Pégairolles et la coupe de Parlatges l'épaississement des cinq différents termes de la série que nous venons de décrire.

β) Sondage et Coupe de Pégairolles (Est de Lodève)

A Pégairolles (sondage Pég. 4) M. AUBAGNE (1965) note de haut en bas (fig. II-B4) :

- Hettangien :

A) dolomie beige à pâte grise assez cristalline ;

B) calcaire gris à pâte fine, à joints argileux noirs onduleux : 13,75 m ;

C) dolomies grises cristallines avec passées de calcaire gris : 8,75 m

- Rhétien :

A) dolomies calcaires et gréseuses grises : 8 m ;

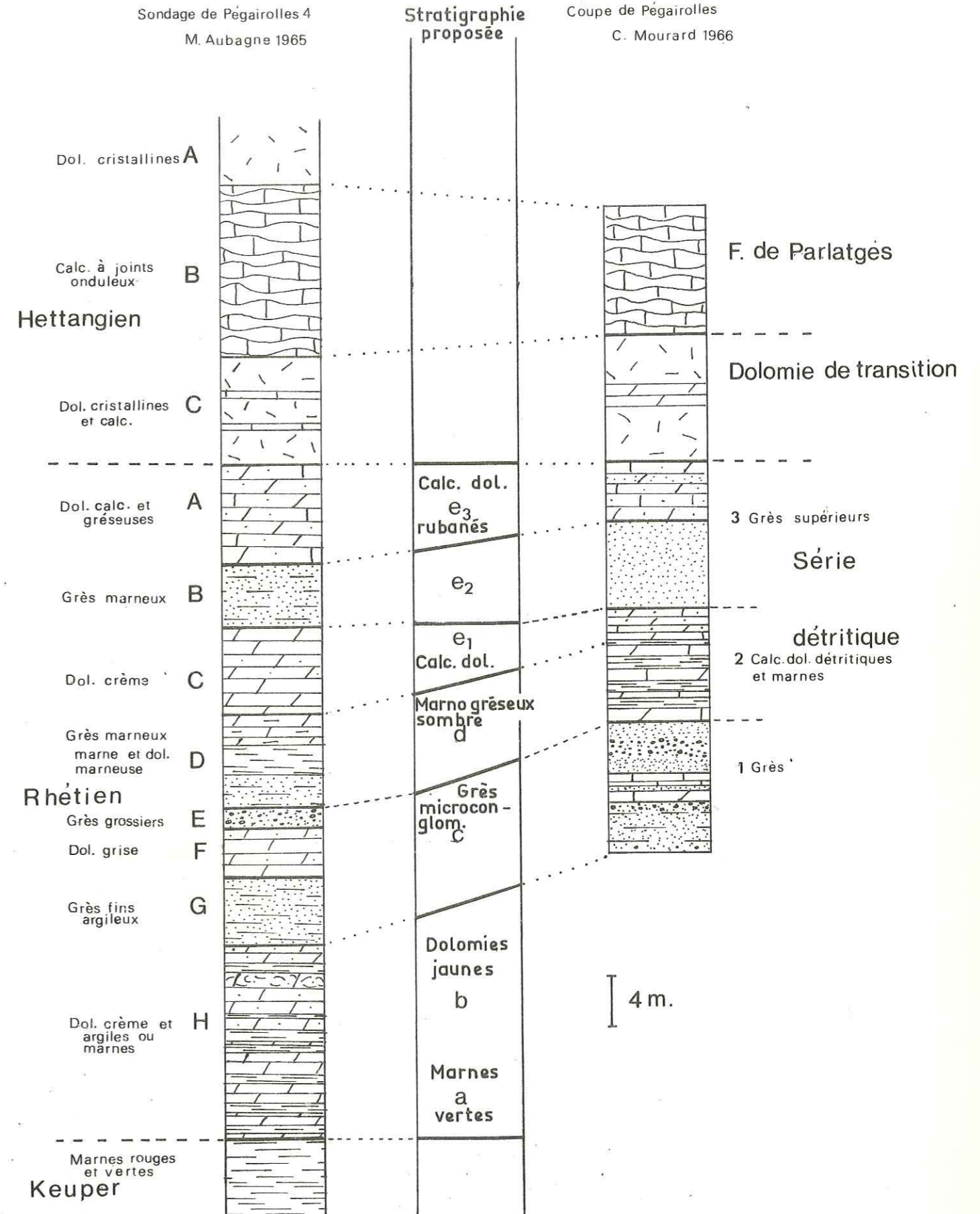
B) grès marneux (Mg) fins, gris noir : 5 m ;

C) dolomies crèmes à grises peu gréseuses : 7 m ;

D) grès fins marneux (Mg), marne noire (écailles de Poissons) et dolomie marneuse : 7,40 m ;

Pégairolles

Fig. II B4



E) grès grossiers : 1,60 m ;

F) dolomies grises peu gréseuses : 3,70 m ;

G) grès fins argileux, gris noir (niveau de "schistes" noirs à écailles de Poissons) : 5,40 m ;

H) (ensemble alternant de) dolomies crèmes peu gréseuses, parfois lumachelliques, et argiles ou marnes gris vert ou gris noir, parfois schisteuses (écailles de Poissons et Esthéries) : 14,20 m.

De plus, dans le sondage de Pégairolles 3, A. contorta a été trouvée à 20 m au-dessus du sommet des marnes bariolées du Keuper.

M. AUBAGNE indique également que cette série surmonte 9,50 m de marnes conchoïdales rouges et vertes, avec un peu d'anhydrite, ayant le faciès typique du Keuper de Lorraine.

Sur le terrain, Cl. MOURARD (1966) a noté à l'Ouest de Pégairolles, au-dessus des calcaires dolomitiques en partie masqués par des éboulis, une série détritique qu'il résume et subdivise, de bas en haut, en 3 horizons (fig. II-B4) :

1 - des grès : 10,50 m ;

2 - des calcaires dolomitiques détritiques alternant avec des marnes : 9 m ;

3 - des grès supérieurs : 11,50 m ;

Avec au sommet :

- la dolomie de transition : 10 m ;

- des calcaires ondulés dits faciès de Parlatges : 10 m.

Le sondage de Pégairolles et les études de surface faites précédemment peuvent être aisément analysables en usant de la stratigraphie en cinq horizons définis précédemment. Les varia-

tions ne tiennent qu'à la rapide évolution latérale des différentes assises, et tout spécialement à celle des assises gréseuses. Notons que le choix de nomenclatures différentes des roches sédimentaires explique les différences de subdivisions adoptées par les auteurs.

Je propose les assimilations suivantes (fig. II-B4) : on y voit que les assises ont les épaisseurs suivantes :

- a et b - Marnes vertes de base ou Dolomie jaune : 14,20 m ;
- c - Grès conglomératique où s'intercalent un niveau dolomitique : 10,70 à 10,50 m ;
- d - Marnes gréseuses sombres : 7,40 à 6 m ;
- e - Calcaires dolomitiques rubanés : 20 à 14,50 m ;
 - e₁ - Calcaires dolomitiques peu gréseux : 7 à 3 m ;
 - e₂ - Passées de grès : 5 à 6,70 m ;
 - e₃ - Dolomies calcaires et gréseuses : 8 à 4,80 m.

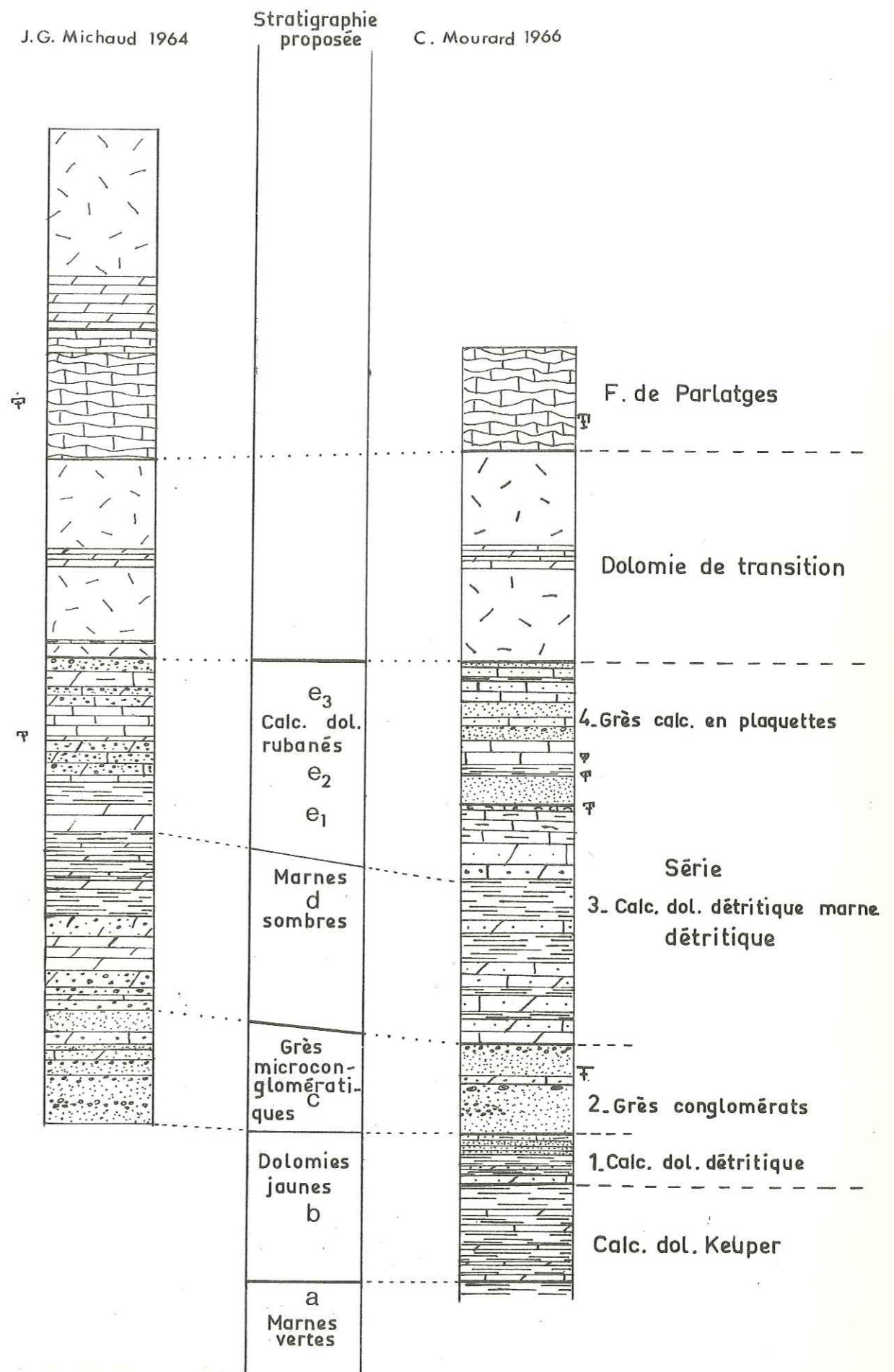
L'ensemble est couronné par 8,75 à 10 m de dolomies cristallines et 13,75 à 10 m de calcaires en minces bancs à joints ondulés attribuables à l'Hettangien.

γ) Coupes de Parlatges (Nord-Est de Lodève)

Cette coupe est située à 7 km au SW de la précédente, en bordure de la route D 25 entre St Etienne de Gourgas et St Pierre de la Fage, au Nord du hameau de Parlatges. Elle a été levée successivement en 1964 par J.G. MICHAUD et en 1966 par Cl. MOURARD (fig. II-B5). Nous emprunterons ici le résultat de leurs études. Dans cette coupe nous retrouvons les principaux horizons lithologiques distingués antérieurement, soit de bas en haut :

- a) des Marnes vertes ;

Coupe de Parlatges d'après



b) des Dolomies jaunes intercalées de marnes noires à gris bleu : 7,25 m, gréseuses au sommet sur 3,70 m ;

c) des Grès microconglomératiques avec débris de végétaux : 6,70 m ;

d) des Marnes sombres : 12 m ;

e) des Calcaires dolomitiques à passées gréseuses : 14 m, comprenant :

e₁) des calcaires dolomitiques un peu argileux avec Avicula contorta PORTL et Gervilleia praecursor QUENST au sommet reconnus par J. MATTEI : 4,50 m ;

e₂) une passée gréseuse principale : 2,10 m ;

e₃) 7,40 m de calcaires dolomitiques à passées gréseuses multiples, comprenant encore à la base des cf. Gervilleia et des Ostréidés.

La série dolomitique est couronnée par 15,50 m de dolomies cristallines puis 9,50 m de calcaire gris en mince bancs ondulés recouverts eux-mêmes par une épaisse série de dolomies.

3) LA BORDURE DES MONTS DE LACAUNE

Les plis et écailles du Paléozoïque des Monts de Lacaune, d'orientation Nord-Est, Sud-Ouest sont recouverts en discordance par des formations triasiques, déterminant une dépression au pied de plateaux constitués de calcaires liasiques et jurassiques moyens (plateau de Guilhomard, Causse Gabriac...). Sur ces plateaux les basaltes de l'Esclandorgue forment un alignement Nord-Sud. L'ensemble des terrains de ce secteur est débité en failles d'orientation ENE, WSW, c'est-à-dire approximativement selon la direction des plis du massif paléozoïque ; elles affectent les termes les plus récents de la série jurassique. Pour B. GEZE (1949) elles semblent sauf exception, sans rapport avec les failles hercyniennes ; il y voit des accidents purement tertiaires.

La coupe de Ceilhes permet d'observer la réduction de la série et son homogénéisation.

Elle est la synthèse de six fragments de coupe du Rhétien ou des couches qui l'encadrent, que j'ai levées dans un secteur situé de 2,5 à 5 kilomètres à l'Est du village de Ceilhes (fig. II-B6).

Au sommet, les marnes bariolées classiquement attribuées au Keuper affleurent en bordure de la route D 138 à 4 km au Sud-Est du village. Au-dessus j'ai noté la succession lithologique suivante :

a) des Marnes vertes à bancs de dolomies jaunes visibles seulement à 300 m au Sud du Vivier de Tracepan, sur une épaisseur de 4 m. Les formations qui l'encadrent n'affleurent pas, l'épaisseur de cet horizon n'a pu être évalué ;

b) des Dolomies jaunes parfois gréseuses et argileuses, intercalées de marnes. Elles affleurent à leur sommet, sur 3,40 m d'épaisseur, au-dessous du chemin allant du Vivier de Tracepan vers La Malou ;

c) des Grès microconglomératiques ne dépassant pas 2,70 m. J'ai noté successivement de bas en haut, au-dessus de marnes vertes à débris de végétaux :

- un banc de 0,55 m d'épaisseur, à débit anguleux : grès très fin, jaune, à matrice calcaire dolomitiques ;
- 1 m masqué ;
- 0,60 m de grès fin, à matrice calcaire dolomitique beige abondante, qui se délite en minces strates ondulées, et passe à la base à un calcaire dolomitique non gréseux ;
- 0,10 m de plaquettes gréseuses et argileuses ;

- un banc de 0,40 m d'épaisseur de calcaire dolomitique beige gréseux, clairsemé de granules de quartz, de feldspaths et d'intraclasts, dont les 20 cm inférieurs sont un grès grossier ocre.

d) des Marnes sombres et dolomies gréseuses.

J'ai noté également à l'Ouest du Vivier de Tracepan, au-dessus de grès, les couches suivantes :

- un banc de calcaire dolomitique beige à débit prismatique : 0,50 m ;
- 1,20 m de marnes noires et micacées passant progressivement vers le haut à un calcaire dolomitique beige argileux et en plaquettes à sa base ;
- 1,15 m de calcaire dolomitique argileux, beige verdâtre, à strates gréseuses rubanées et marnes vertes ;
- 0,45 m de couches gréseuses, grès moyen à matrice carbonatée argileuse abondante, puis plaquettes gréseuses passant à des marnes gris foncé ;
- 0,80 m d'épaisseur sans affleurement correspondant probablement à des couches marnodolomitiques tendres ;
- un petit banc de 0,20 m de calcaire dolomitique gréseux beige ocre, se délitant en plaquettes.

Au-dessus, les couches sont ici masquées, sur une épaisseur d'environ 4 m, par le mur de soutien du chemin de la Malou et latéralement par des éboulis, mais affleurent à quelques kilomètres au Nord, en bordure de la route N 602, entre Salvagnac et Le Mas Neuf (au point de coordonnées Lambert : x = 665,5 ; y = 168,5) où j'ai reconnu la formation des marnes à passées calcaires dolomitiques, soit toujours de bas en haut :

- un banc calcaire dolomitique blanchâtre : 0,60 m ;
- 0,70 m de minces bancs semblables intercalés de marnes grises feuilletées ;

- deux bancs de calcaire dolomitique beige un peu gréseux et à intraclasts : 1,50 m ;
- 0,60 m de calcaire à débris de végétaux et écailles de Poissons passant dans la partie moyenne à des plaquettes schisteuses gris foncé ;
- un banc calcaire dolomitique beige, clairsemé de fins quartz, plus abondants à la base : 0,70 m ;
- une zone sans affleurement correspond probablement à des couches tendres marnodolomitiques de 0,80 m d'épaisseur.

e) des Calcaires dolomitiques rubanés à oolites, intraclasts fossilifères et un peu gréseux. Ces couches affleurent aussi bien à Salvagnac qu'à l'Ouest du Vivier de Tracepan en bordure du chemin. En ce dernier point j'ai noté de bas en haut, au-dessus des marnes vertes :

- 0,45 m de calcaire dolomitique argileux blanchâtre se délitant en minces couches schisteuses ;
- trois bancs de calcaire dolomitique beige encore argileux à passées gréseuses à intraclastiques ; le banc inférieur est rubané à minces lits gréseux et intraclastiques verts, avec grains de glauconie et écailles de Poissons (0,80 m) ;
- un délit de marnes grises (0,05 m) ;
- deux gros bancs de 1 m à 1,50 m de calcaire dolomitique rubané à larges ondulations (micrite à microsparite) à intraclasts, un peu gréseuse, oolitique et fossilifère (débris de coquilles) à la base. Ces deux bancs sont séparés par 5 à 10 cm de marnes gris vert ;
- 0,20 m de marnes grises et calcaires dolomitiques argileux ;
- 0,20 m de microbrèche calcaire, brune, à patine gris clair, (intramicrite), à éléments calcaires aplatis et arrondis parallèles à la stratification ;
- 0,40 m de calcaire dolomitique gris beige à débit prismatique, à intraclasts, légèrement argileux et gréseux à fins débris de végétaux ;

- trois bancs semblables, mais comprenant de plus de larges éléments de brèche intraformationnelle : 1,05 m ;
- trois petits bancs dolomitiques argileux et rubanés, blanchâtres : 0,40 m ;
- 0,50 m de calcaire dolomitique noir à patine brun foncé (oomicrite à oomicrosparite) fossilifère ;
- 0,35 m de dolomie microcristalline en minces bancs ;
- 0,35 m de calcaire dolomitique beige en minces bancs ondulés ; intramicrite gréseuse un peu argileuse ;
- deux bancs de dolomie microcristalline rubanée, le deuxième plus argileux : 0,40 m.

Cette série est surmontée par un banc de dolomie saccharoïde qui représente la base de la série dolomitique hettangienne. En bordure de la route D. 138 à 2,5 km de Ceilhes, j'ai noté, de bas en haut :

- 1,60 m de dolomie finement cristalline gris clair en petits bancs ;
- 0,40 m de dolomie argileuse en minces bancs et plaquettes à patine jaune ;
- une nouvelle barre de dolomie cristalline mesurant 4,30 m, à "fantômes" d'oolites et structures entrecroisées visibles dans la moitié inférieure ; à 0,20 m de la base, A. BOULLANGER a trouvé un niveau coquillier à Cardinia sp. ;
- 3 m à 3,50 m de petits bancs ondulés de dolomie cristalline gris foncé à radioles et débris de tests d'Echinides, débris coquilliers, à passées calcaires gris à patine bleu (biomicrite) à débris d'Echinodermes ;
- 3 m de dolomie finement cristalline en bancs de 20 à 30 cm également à radioles d'Echinides ;
- 1,50 m de dolomies cristallines en bancs ondulés.

Au-dessus des éboulis masquent une partie des dolomies.

Le Rhétien dans le bassin de Lodève montre d'Est en Ouest :

- une réduction d'ensemble de la série (la différence de puissance entre les coupes de Parlatges et Pégairolles n'est pas significative) ;
- une notable réduction du niveau (c) : couches gréseuses ;
- une homogénéisation des faciès qui tendent tous à devenir terrigène en se chargeant de pélites.

b) Coupe synthétique

La comparaison des différentes coupes permet d'une part d'établir des coupes synthétiques du bord NE de la Montagne Noire, et d'autre part de mettre en évidence une paléogéographie de ces assises.

1) Lithologie des différentes formations

Au-dessus des marnes bariolées à quartz bipyramidés et lentilles de gypse, dans lesquelles sont intercalés de minces bancs dolomitiques blanchâtres, on relève :

a) les Marnes vertes de base

Visibles sur 3 à 4 m d'épaisseur, ces marnes se délitent en feuillets et écailles à patine gris vert. Elles admettent de minces bancs isolés : dolomie beige (micrite) à patine blanchâtre, de 10 à 20 cm d'épaisseur, en relief dans les marnes.

b) les Dolomies jaunes

Elles se présentent le plus souvent en gros bancs, à patine jaune, cassure beige à gris vert (0,60 à 1 m d'épaisseur), ou en bancs plus minces (0,10 à 0,40 m) à fines passées de marnes vertes ou gris foncé et alors micacées. Ces calcaires dolomitiques souvent finement gréseux sont des micrites ou des micros-

parites à plages de petits cristaux rhomboédriques (inférieurs à 0,2 mm).

Les éléments terrigènes, très fins (moins de 0,5 mm de diamètre et exceptionnellement 0,2 à 1 cm) comprennent : des quartz émoussés, quelques feldspaths, de la tourmaline brun vert, des micas et dans quelques bancs des intraclasts bruns, arrondis de micrite chargée de limonite. Les éléments terrigènes sont soit disséminés dans la matrice dolomitique, plus ou moins clairsemés, soit plus denses et répartis en strates rubanées et lenticulaires à structures entrecroisées typiques.

Les Dolomies Jaunes ont livré, dès leur base aux Aires, des dents et écailles de Poissons, à la partie moyenne des empreintes de Lamellibranches ainsi que de petits Foraminifères.

c) les Grès microconglomératiques

L'horizon des grès microconglomératiques est constitué par une barre ou série de gros bancs (à Lunas, au Moulin de la Rusque, à Parlatges) ; aux Aires, il est représenté par une succession de séquences grès - marnes - calcaires dolomitiques.

Le grès des barres est dans l'ensemble fin (quartz inférieur à 0,3 mm) mais il admet des passées grossières microconglomératiques où les quartz peuvent atteindre 3 cm de diamètre (Moulin de la Rusque). De teinte beige rose ou verdâtre, plus gris en patine, il s'effrite superficiellement. Les éléments (quartz essentiellement accompagné de feldspaths, micas blancs, tourmalines brun jaune et petits zircons) ont un ciment carbonaté cristallin, à plages de cristaux rhomboédriques, ou se trouvent dans une matrice plus abondante de micrite un peu argileuse. Les quartz émoussés et arrondis ne sont souvent ni triés, ni classés (parfois ils sont seulement bien triés), mais on observe également

de beaux granoclassesments, et des structures entrecroisées. Très souvent des intraclasts fins et arrondis sont disséminés dans la roche ; ou bien, larges et aplatis, ils sont localisés dans quelques strates : éléments de brèche intraformationnelle.

Aux Aires, les grès et microconglomérats forment la base de trois séquences également argileuses et carbonatées. Les grès inférieurs sont alors fins, à matrice de micrite et strates ondulées argileuses ; ils passent par l'intermédiaire de marnes à des calcaires dolomitiques ; ceux-ci admettent des passées gréseuses parfois grossières (2 cm de diamètre). Les dents et écailles de Poissons y sont abondantes ; quelques empreintes de tests de Lamellibranches indéterminables sont, en outre, présentes. A la partie moyenne, les grès sont analogues aux grès microconglomératiques des bancs précédents, à matrice carbonatée abondante et larges intraclasts de micrite. Notons, de la base vers le sommet de l'horizon, une augmentation de l'épaisseur de chaque terme de la séquence : ainsi les grès passent de 0,20 à 1,50 m et 2 m. d'épaisseur. Remarquons les recurrences de faciès, tel le délit argileux à graviers quartzeux grossier (6 cm de diamètre) intercalé entre deux bancs calcaires dolomitiques microcristallins. La présence de Lamellibranches et celle de Avicula contorta reflètent l'importance des influences marines au sein de l'horizon gréseux.

A Pégairolles et à Parlatges seule, une passée calcaire dolomitique s'intercale dans la série gréseuse. Passée réduite, mais ayant encore livré des Lamellibranches dont A. contorta en sondage à Pégairolles 4.

d) les Marnes gréseuses sombres

Les marnes noires, feuilletées, souvent gréseuses, à débris de végétaux et Bactryllium sp., alternent avec des

plaquettes de grès. Elles passent vers le haut à des marnes gris foncé à vert, sans quartz ni débris de végétaux, mais à dents et écailles de Poissons ; à Lunas ce niveau a livré A. contorta.

Aux Aires, nous avons pu noter le passage latéral des grès et marnes gréseuses aux marnes vertes susjacentes, à une barre gréseuse surmontée par des marnes gris vert exemptes de quartz.

e) les Calcaires dolomitiques rubanés

Ils comprennent une série de bancs calcaires dolomitiques (micrite en partie finement recristallisée) à bancs ou minces strates rubanées oolitiques, intraclastiques, parfois fossilifères. Dans l'ensemble de la région, cet horizon est subdivisé en trois :

- la base, où les calcaires dolomitiques sont plus argileux : micrite argileuse rubanée, ou minces couches de marnes alternant avec le calcaire dolomitiques ;
- la partie moyenne gréseuse interrompt généralement les calcaires dolomitiques ; elle comprend des grès grossiers (quartz atteignant 2 cm) parfois à éléments calcaires (mesurant jusqu'à 10 cm de long), et des micrites gréseuses et intraclastiques. Ce niveau est réduit à un banc dans la région de Bédarieux, tandis qu'à Ceilhes des quartz sont disséminés dans l'ensemble de l'horizon (e). A Parlatges, ils forment plusieurs bancs et envahissent le sommet des calcaires dolomitiques rubanés (e).
- la partie supérieure, à nouveau calcaire dolomitique rubanée, est parfois faiblement gréseuse ; les recristallisations y sont largement développées.

Les calcaires dolomitiques inférieurs (e_1) ont livré à Parlatges : A. contorta et Gervilleia praecursor, aux Aires des Foraminifères recristallisés, et le niveau supérieur (e_3) : Myophoria postera, Gervilleia praecursor et Cardita sp.

Une épaisse série de dolomies rapportées à

l'Hettangien s'observe au-dessus. Ces dolomies sont constamment cristallines à leur base, puis recouvertes par de minces bancs ondulés de dolomies plus fines ou de calcaires fossilifères.

2) Age des formations

Les niveaux des grès microconglomératiques (c), marnes gréseuses sombres (d) et calcaires dolomitiques rubanés (e) ont livré des A. contorta. Leur appartenance au Rhétien est donc indiscutable. Les deux horizons inférieurs en revanche (dolomies jaunes et marnes vertes de base) n'ont fourni que des empreintes indéterminables dans les bancs dolomitiques. Depuis A. MAGNAN (1867) et L. DIEULAFAIT (1869) ce sont les horizons les plus carbonatés (e) qui sont les plus riches en faune, car dans des lumachelles, à côté de A. contorta on a recueilli :

Gervilleia praecursor QUENST

Cardita sp.

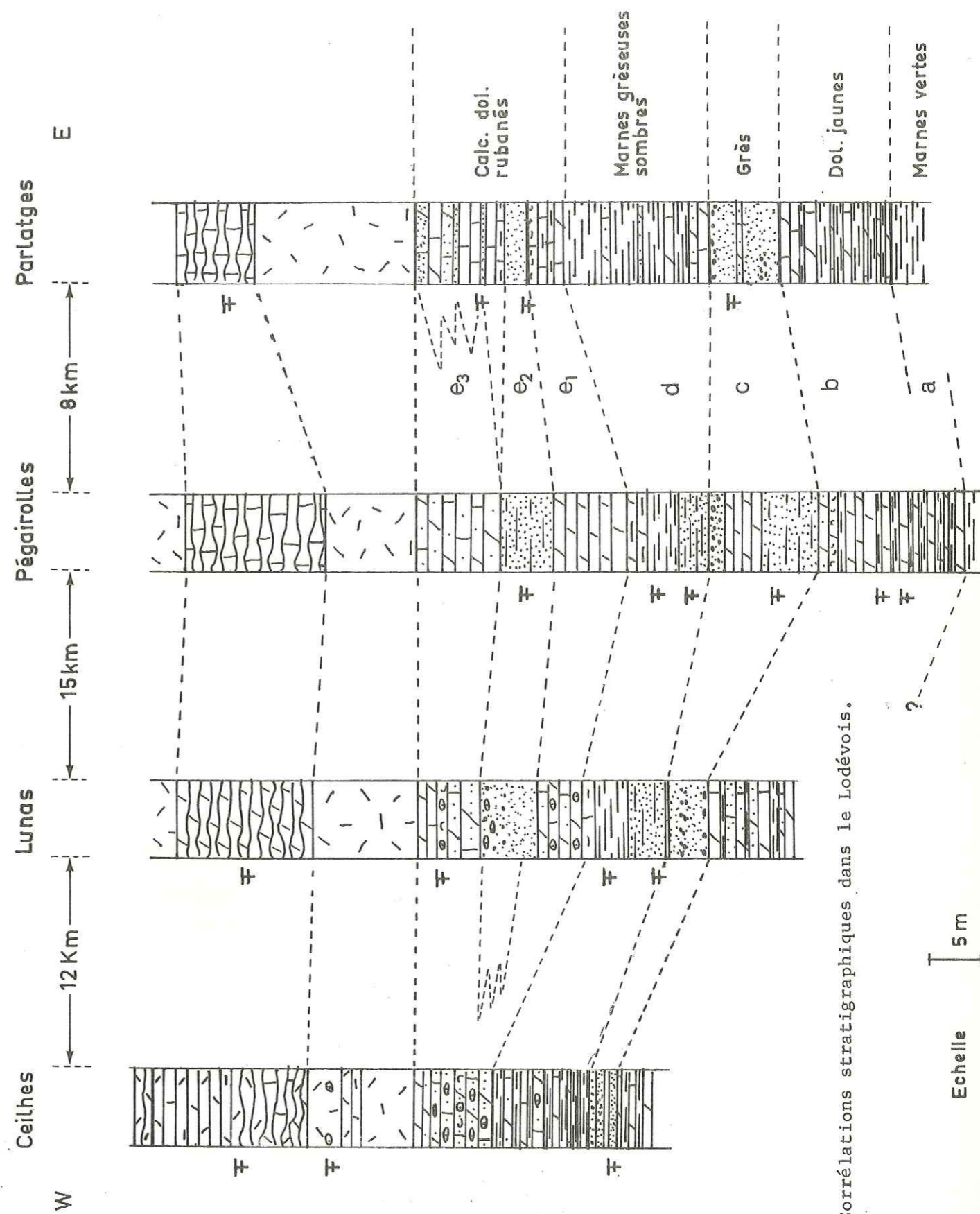
Myophoria postera QUENST

qui confirment l'attribution stratigraphique.

Les horizons carbonatés immédiatement superposés aux calcaires dolomitiques rubanés ont été datés de l'Hettangien : en effet deux barres dolomitiques sont séparées par un liseré marneux ; à la base de la barre supérieure on a découvert une abondante faune (A. BOULANGER renseignement oral), de Cardinia hettangiennes.

Ainsi l'âge rhétien est certain pour les horizons notés dans ce chapitre (c), (d) et (e), en revanche il y a indétermination d'une part à la base pour les horizons notés (a) et (b), et d'autre part au sommet pour la barre dolomitique (5 m) immédiatement sus-jacente aux couches (e).

Fig. II B7



Corrélations stratigraphiques dans le Lodévois.

Echelle 5 m

3) Evolution paléogéographique

La figure II-B7 montre les caractères suivants de la série :

- tendance générale à la réduction d'épaisseur pour les niveaux simultanément représentés, soit de l'Est (puissance de 45 m à Parlatges et de 37 m à Bédarieux) vers l'Ouest (Ceilhes 25 m).
- tendance générale à l'homogénéisation des faciès : chaque horizon renferme d'Est en Ouest un plus grand nombre de bancs gréseux et dans un horizon donné tous les bancs tendent à être gréseux à l'Ouest.
- la granulométrie de la fraction terrigène décroît d'Ouest en Est.

Ces phénomènes apparemment contradictoires sont interprétables en admettant la superposition de trois composantes :

1) Un bassin sédimentaire ayant sa côte à l'Ouest et s'approfondissant à l'Est : les faciès sont presque uniformes, ferrugineux à l'Ouest et les niveaux non terrigènes (calcaire en plaquettes, dolomie...) ne sont développés qu'à l'Est.

2) Les apports terrigènes venus de l'Ouest ont une granulométrie fine, qui se traduit à l'Ouest par des bancs ferreux à grains fins ; des apports modestes déterminant des bancs minces interstratifiés dans des pélites gréseuses.

3) Les apports terrigènes venus de l'Est sont en revanche plus grossiers et atteignent la région par giclées. Le cas le plus significatif est la disparition, d'Est en Ouest, du banc gréseux, situé au sein de l'horizon des calcaires dolomitiques rubanés.

Une paléogéographie du bassin se dessine donc que l'analyse des secteurs septentrionaux permettra d'étayer.

C) REGION DE SAINT AFFRIQUE (fig. : II-C1)

Les Monts de Lacaune s'envoient à l'Est sous le bassin permien de Saint Affrique, le contact est parfois jalonné par une faille. La série mésozoïque, que l'on avait vu, plus au Sud recouvrir en discordance les Monts de Lacaune se retrouve, avec la même structure, au Nord du secteur faillé de Montpaon. Bien que des failles, dans le bassin permien, soient difficiles à détecter il semble que celles affectant la couverture mésozoïque se prolongent dans ce Permien. On a donc là une position structurale des couches mésozoïques qui prolonge vers le Nord-Ouest celle examinée au chapitre précédent. Vers le Nord, le bassin permien se réduit et la couverture secondaire arrive au voisinage du socle paléozoïque, sur lequel elle repose parfois, cicatrisant ainsi totalement ce bassin.

Au point de vue morphologique, la différence est nette avec la région étudiée dans le chapitre précédent, puisque la vallée de la Sorgues isole une butte témoin de dépôts secondaires à l'Ouest de l'avant Causse. Le Rhétien affleure donc ici plus largement dans deux types de gisements :

- au sommet de la Cuesta triasique, dans la butte témoin du château de Montégut, et au Nord.
 - au fond des vallées entaillant l'avant-Causse.
- Le Rhétien est toujours couronné par la falaise de la dolomie hettangienne qui ici, comme précédemment, nourrit la nappe des éboulis qui tapisse son pied.

Dans la région de Saint Affrique on assiste, d'Est en Ouest, à une réduction de la puissance des couches rhétiennes ainsi qu'à l'uniformisation de leurs faciès, tendance déjà esquissée dans le bassin de Lodève.

La coupe de Fondamente (schéma de localisation des coupes fig. n° II-C1), la plus orientale, sera analysée en détail ; quatre des cinq formations lithologiques précédemment reconnues

Fig. II C1

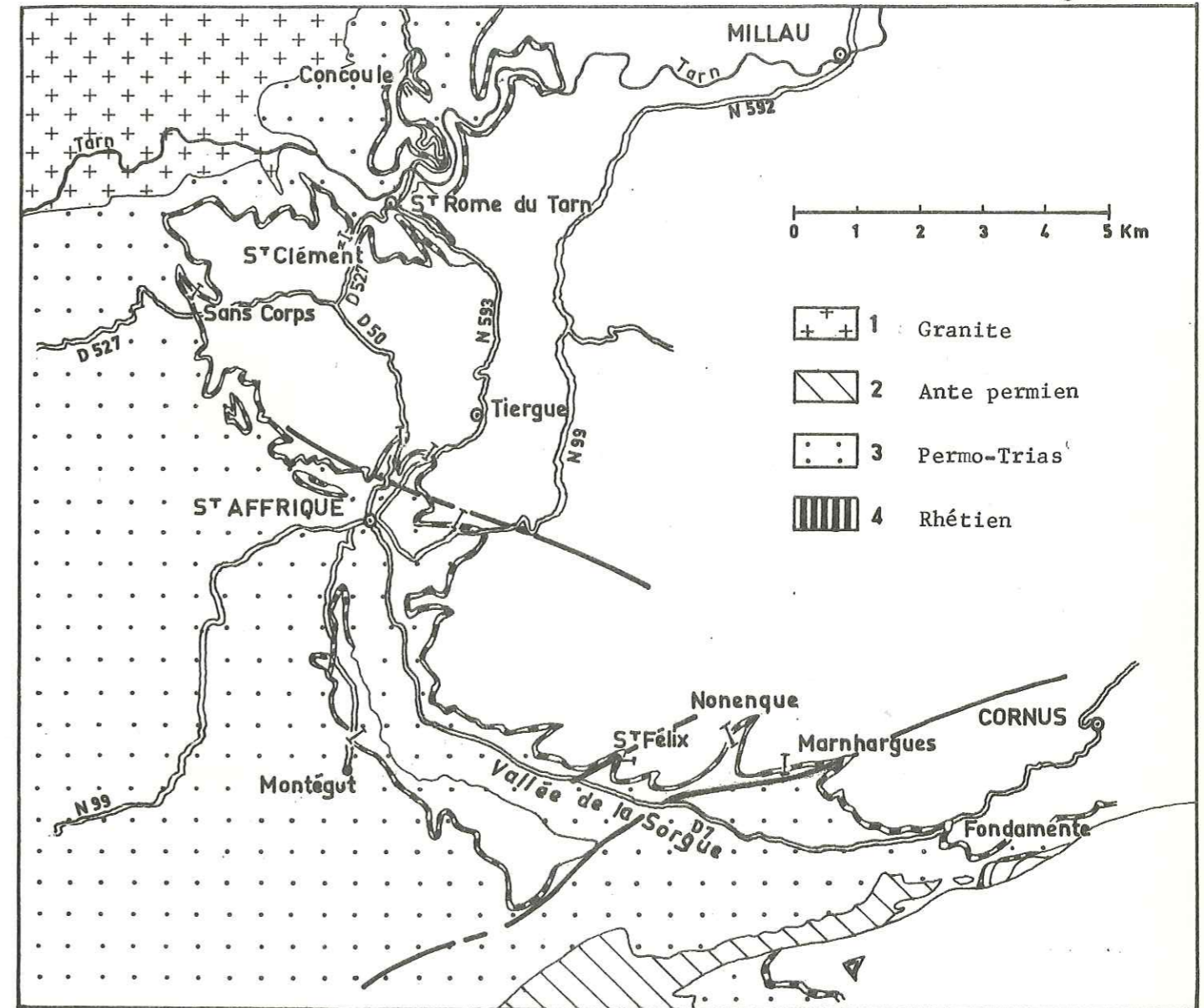


Schéma de situation des affleurements et coupes dans la région de Saint Affrique

dans le secteur de Lodève sont encore ici discernables ; elles sont comprises entre les marnes bariolées du Keuper intercalées de couches gréseuses et conglomératiques et les dolomies hettangiennes classiques.

Soit de bas en haut :

- a) les Marnes vertes et grès
- b) les Dolomies jaunes gréseuses
- c) les Marnes gréseuses sombres
- d) les Calcaires dolomitiques rubanés

Les trois niveaux supérieurs sont fossilifères.

Au Nord-Est de Saint Affrique, une série de coupes levées dans la vallée de la Sorgues montre l'amincissement progressif des couches rhétiennes, qui se réduisent à trois horizons gréseux.

Plus au Nord encore vers Saint Rome-du-Tarn et au-delà où les apports terrigènes ont envahi les marnes bariolées Keuper et les dolomies hettangiennes qui sont alors réduites et totalement gréseuses, la présence du Rhétien n'a pu être établie paléontologiquement.

a) Coupes élémentaires (Sud-Est de Saint Affrique)

1) COUPE DE FONDAMENTE (voir fig. II-C2)

Le Rhétien et la base de l'Hettangien sont visibles en bordure de la route D7, vers Saint Affrique. Les niveaux inférieurs affleurent dans le premier virage du ravin de Fondamente ; on y observe le sommet d'une centaine de mètres de marnes bariolées parfois gréseuses à gypse et bancs de grès attribués au Keuper :

- 1,50 m de marnes vertes gréseuses intercalées de petits bancs de grès ;
- 4 m de grès lenticulaires à passées conglomératiques et à niveaux de marnes gréseuses verdâtres à lie de vin.

a) des Marnes vertes et des grès (4,50 m)

Les grès à matrice carbonatée abondante alternent à la base avec les marnes vertes :

- 0,20 m de marnes vertes gréseuses ;
- 0,80 m de dolomie finement gréseuse à grès fin, à ciment carbonaté jaune, à dents et écailles de Poissons ;
- 0,60 m de marnes ;
- 0,90 m de dolomie gréseuse jaune, à débit en boule comprenant une passée de dolomie argileuse friable ;
- 0,30 m de dolomie beige clair à cassure grise, argileuse et gréseuse rubanée, à intraclasts ;
- 0,50 m de grès fin, à matrice carbonatée, et feuilletée à la base où il est verdâtre et argileux ;
- 1,20 m de marnes vertes schisteuses.

b) des Dolomies jaunes gréseuses (1,90 m)

- 0,70 m de dolomies gréseuses à patine blanchâtre au sommet des ripplemarks sont comblées par une mince couche de grès argileux rubané ;
- 0,20 m de marnes gréseuses schisteuses vertes à bleu foncé à dents et écailles de Poissons ;
- 0,40 m de grès feuilleté gris vert où j'ai trouvé une empreinte de coquille de Lamellibranche ;
- 0,60 m de dolomies beiges massives finement gréseuses.

Ici un mur de soutien masque les couches sur environ un mètre d'épaisseur.

Au-delà les couches affleurent dans une rigole creusée pour le ruissellement des eaux ; ce sont :

c) des Marnes gréseuses sombres et Dolomies (12,30 m).

Les marnes à la base sont noires et prédominent, elles comprennent :

- des marnes noires compactes gréseuses et micacées ;
- 0,20 m de marnes gris noir feuilletées et micacées à surfaces brunissantes ;
- un banc de 0,20 m de marnes compactes gris foncé à beige ; à passées gréseuses et micacées à débris de végétaux, dents et écailles de Poissons, débris de Lamellibranches parmi lesquels un exemplaire d'Avicula contorta ;
- 0,15 m de marnes noires feuilletées ;
- 0,25 m de calcaire dolomitique argileux beige, raviné par un conglomérat quartzofeldspathique à larges intraclasts et matrice carbonatée abondante ;
- 0,55 m de marnes feuilletées noires à débris de végétaux ;
- 0,30 m de calcaire dolomitique argileux beige marbré de gris, en petits bancs ondulés qui se délite en plaquettes au sommet ;
- 0,40 m de marnes en plaquettes, gréseuses et rubanées au sommet.

Puis des Dolomies beige verdâtre intraclastiques, gréseuses et des marnes gris clair à vertes.

- 2 m de bancs calcaires dolomitiques, beiges rubanés, finement gréseux et intraclastiques ;
- 0,60 m de calcaire dolomitique beige à patine blanchâtre et débit arrondi, plus argileux ;
- un banc de 1 m de calcaire dolomitique beige intraclastique et gréseux à petits Foraminifères recristallisés ;

- 1,20 m de marnes gris vert qui comprennent un mince banc de calcaire dolomitique argileux gris clair ;
- un gros banc de 2,05 m d'épaisseur, calcaire dolomitique argileux (micrite) gris clair verdâtre à patine jaune, débit prismatique, rubané, intraclastique et légèrement gréseux, à structures arrondies et allongées de calcite largement cristallisée ;
- 1,70 m de marnes gris clair à la base, puis plus sombre et vertes marbrées de beige, où s'intercale un banc de calcaire dolomitique argileux gris clair ;
- 1 m de calcaire dolomitique beige rosé faiblement gréseux et intraclastique, plus argileux vers le haut ;
- 0,10 m de marnes feuilletées noires,
- un mince banc bréchique (0,10 m) : intramicrite puis intramicrudite gréseuse ravinée et recouverte par un calcaire dolomitique argileux jaune.

d) des Calcaires dolomitiques rubanés (6 m)

- 0,70 m de bancs calcaires dolomitiques argileux beige rosé à patine jaune ; rubanés, à très fines strates gréseuses lenticulaires ; par place quelques débris de végétaux ;
- 0,65 m de dolomies (cristallines à finement cristallines) beige jaune à intraclasts et éléments arrondis recristallisés au sommet ;
- 0,20 m de dolomies cristallines grises, oosparite à plages d'oomicrite conservées vers le sommet du banc ;
- 0,65 m de calcaire dolomitique rubané microsparite un peu et très finement gréseuse et intraclastique, en minces bancs et plaquettes ; avec strates argileuses à débris de végétaux, dents et écailles de Poissons, et qui passe vers le haut à une micrite argileuse où les allochems sont plus abondants ;
- 0,10 m de marnes feuilletées gris beige, micacées à débris de végétaux ;
- 2 m de calcaire dolomitique ocre jaune à gris, en bancs et couches ondulées alternées, finement cristallin gréseux et intraclastique, rubané et granoclassé ; dans la partie inférieure les éléments terrigènes sont plus abondants et gros-

siers ; c'est une sparite gréseuse à oolites intraclasts et débris coquilliers recristallisés ;

- 0,50 m de dolomies cristallines jaune rosé (sparite), à fantômes de structures arrondies recristallisées ; par place, c'est une microsparite ou une sparite grise plus finement cristallisée, rubanée à débris de tests de Mollusques et d'Echinodermes, radioles d'Echinides, vertèbres d'Ophiures ;
- 0,50 m de petits bancs de dolomie finement cristalline en plaquettes à la base, à plus larges cristaux vers le sommet.

Cette série est couronnée par les dolomies het-tangiennes qui comprennent à leur base :

- un banc de 3 m de dolomie cristalline jaune rosée à patine gris ocre, à traces de structure recristallisées géodes de calcite et joints stylolitiques ;
- 1,95 m de dolomie plus finement cristalline en petits bancs, admettant à la partie moyenne des plaquettes argileuses jaunes ;
- un deuxième banc de dolomie cristalline de 4,40 m est comparable au précédent. Vers la base des traces d'oolites, intraclasts et de coquilles sont conservées ; on y trouve à 0,20 m de la base un niveau fossilifère qui a livré plusieurs espèces de Cardinia ;
- 1,25 m de dolomie finement cristallisée et litée passe progressivement à une dolomie argileuse en minces bancs ;
- 3 m de petits bancs ondulés de calcaire gris foncé, à patine bleutée marbrée de jaune : micrite fossilifère à débris de tests de Mollusques et d'Echinodermes, radioles d'Echinides et Ophiures. Vers la base ce calcaire passe latéralement à une dolomie cristalline où les débris fossilifères sont conservés parmi lesquels on reconnaît des Pentacrines ;
- 1 m de calcaire gris bleu comparable au précédent, mais débit prismatique et patine beige ;
- 3,20 m de dolomie cristalline, litée.

2) COUPES DE SAINT AFFRIQUE (fig. II-C2)

L'évolution est ici marquée par la réduction de puissance d'Est en Ouest ; elle est particulièrement importante et décelable sur de faibles distances ; elle affecte principalement les niveaux de base. Il en résulte que les corrélations lithostratigraphiques ont nécessité de multiples levés, parfois très rapprochés dont quelques uns seront appelés dans le texte, d'autres n'étant que figurés.

Une première série de coupes est levée au Nord-Est de Saint Affrique, la plus caractéristique d'entre elles est prise en bordure de la N 593 à 2 km au Sud du village de Tiergues. Les coupes de complément figurées ont été suivies l'une le long de la route de Millau (N 99, à 3 km de Saint Affrique), l'autre le long de la D 50 à la même distance de cette ville. Elles ne seront pas analysées dans le texte tant elles sont voisines de la coupe type, mais elles n'en sont pas moins importantes puisqu'elles montrent des contacts de bancs qui sont masqués dans celle-ci. Une deuxième série de coupe sera envisagée. Les deux sections ont été figurées (Marnhargues et Nonenque). Seule la coupe de Nonenque sera décrite puisqu'elle montre l'apparition de faciès nouveaux. Usant de celle de Marnhargues, on soulignera l'allure nouvelle des bancs et le caractère transitionnel qu'elle a entre la première série de coupe (Fondamente) et celle de Nonenque.

α) Coupe au N-NE de Saint Affrique (N 593)

Au N-NE de Saint Affrique, le long de la N 593 (à 2 km au Sud de Tiergues) j'ai relevé pour le sommet des marnes bariolées rouges et vertes gréseuses :

- une barre grésoconglomératique à passées marnogréseuses et éléments de brèche dolomitique de 2,80 m ;
- 0,40 m de marnes vertes gréseuses à passées lie de vin.

a) des marnes gréseuses

- 1,60 m de marnes vertes gréseuses ;
- un banc de dolomie argileuse beige : 0,40 m ;
- 0,60 m de marnes vertes gréseuses.

b) des dolomies gréseuses rubanées et des grès,

ce sont :

- 0,50 m de grès comprenant deux bancs : l'un grossier à la base à quartz blancs et roses atteignant 1 cm de diamètre, l'autre plus fin à granules quartzeux exceptionnels (inférieurs à 0,5 cm) mais à éléments de brèche : micrite beige à jaune ;
- 0,70 m de dolomie gréseuse encadré par des plaquettes et feuillets dolomitiques et gréseux, à débris de végétaux à la base ;
- 0,50 m de calcaire dolomitique rubané, finement gréseux, beige à patine blanchâtre qui admet vers le haut un délit argilogréseux à graviers de quartz roses et blancs mesurant jusqu'à 0,5 cm de diamètre ;
- 0,15 m de calcaire dolomitique faiblement argileux et gréseux, beige ;
- 0,35 m de calcaire dolomitique (micrite), beige brun, se délitant en plaques à peine ondulées, rubanées à minces strates finement gréseuses.

L'ensemble est couronné par les dolomies hetangiennes observables le long de la D 50 qui comprennent 11 m de dolomies cristallines gréseuses à la base, à passées intraclastiques et fossilifères (niveau à Cardinia) ; 4 m de dolomies plus finement cristallines en petits bancs ondulés.

β) Coupes de la vallée de la Sorgues

A Nonenque le niveau inférieur est envahi par les grès.

Il est recouvert par des calcaires et dolomies jaunes faiblement gréseux difficilement séparables de l'horizon de marnes sombres, dolomitiques et gréseuses, sus-jacent.

A Marnhargues, il est en revanche possible de distinguer les quatre horizons reconnus à Fondamente : leurs épaisseurs seules sont nettement inférieures.

A l'Est de Saint Affrique (route de Millau) l'horizon des marnes gréseuses sombres se réduit à son tour et s'enrichit en bancs gréseux intraclastiques et bréchiques. L'horizon des calcaires dolomitiques rubanés devient ici gréseux au sommet. L'ensemble est constamment couronné par la double barre de dolomies saccharoïdes hettangiennes où des traces d'oolites, de coquilles et des structures entrecroisées sont localement observables ; le banc de base s'enrichit en éléments terrigènes et devient plus épais.

Notons la présence de débris de végétaux dans les différents niveaux reconnus. A Saint Félix sur Sorgues, la partie moyenne de l'horizon marnodolomitique a livré, outre des dents et écailles de Poissons, quelques Lamellibranches et Gastéropodes indéterminables, ainsi que des Bactryllium.

La série mesurait 24,70 m à Fondamente, elle n'atteint plus que 4,80 m au N-NE de Saint Affrique où elle se réduit à deux horizons. Les variations d'épaisseur peuvent être résumées par le tableau suivant :

Saint Affrique	Nonenque	Marnhargues	Fondamente	
N-NE	Est			
2,20 m	2,50 m	5,10 m	5,20 m	6 m
2,60 m	5,60 m	8,50 m	8,40 m	12,30 m
		1,70 m	3,80 m	6,40 m

3) COUPES DE SAINT ROME-DU-TARN

Au Nord de Saint Affrique, l'uniformité des couches ne permet, le plus souvent, ni les corrélations lithostratigraphiques, ni l'attribution d'un âge au mince niveau marnogréseux intercalé entre les couches gréseuses grossières, attribuées certainement au Keuper à sa base, et les dolomies hettangiennes, réduites elles mêmes et gréseuses à leur base. Je me limiterai donc ici à la description de quatre coupes et aux quelques comparaisons possibles avec celles de Saint Affrique (fig. II-C3).

α) Coupe en amont du Pont de Saint Rome

A l'intérieur de la première boucle du Tarn, en amont de Saint Rome, j'ai noté successivement au-dessus de la route D 96 :

- un banc de grès ;
- 0,20 m de marnes bariolées.

a) des conglomérats et des grès

- 1,50 m de grès conglomératiques dont les quartz atteignent

5 cm ;

- 0,30 m de dolomies argileuses gréseuses beiges, tendres et friables ;
- 2,80 m de grès grossier conglomératique, à stratification oblique et lenticulaire.

b) des dolomies et dolomies gréseuses

- 0,60 m de dolomie cristalline brune à patine gris foncé à fantômes d'oolites recristallisées et quartz clairsemés atteignant 0,5 cm de diamètre ;
- 1 m de dolomie cristalline en petits bancs ;
- 0,80 m de marnes dolomitiques très finement rubanées, faiblement gréseuses, micacées et à débris de végétaux vers le haut ;
- 0,40 m de dolomie finement gréseuse en minces bancs admettant une passée de plaquettes argileuses ;
- 1,05 m de dolomies très gréseuses.

Une masse dolomitique :

- 1,20 m de dolomie cristalline à traces d'oolites dans la partie moyenne, clairsemée de quartz atteignant 2 cm de diamètre ;
- 1 m de dolomie cristalline sans traces d'allochems ni de structures primaires ;
- 7 à 8 m de dolomie finement cristalline en minces bancs ondulés.

β) Coupe au SW de Saint Rome

A 9 km au Nord de Saint Affrique, au-dessus de la route D 527, et à 2,4 km de Saint Rome-du-Tarn, j'ai pu observer au sommet d'une série de bancs grésoconglomératiques intercalés de marnes bariolées, une zone d'éboulis de quelques mètres d'épaisseur où apparaissent vers le haut quelques strates marnodolomiti-

ques. Au-dessus j'ai noté successivement :

a) un banc de grès conglomératique de plus de 0,80 m. Les grès quartzites sont grossiers, à larges intraclasts de micrite chargée de limonite atteignant 6 cm de long.

b) une série de dolomie et dolomie gréseuse

- 1,70 m d'épaisseur de bancs de dolomie gréseuse rubanée, clairsemée de gros quartz roses atteignant 4 cm dans les 0,50 m inférieurs ; des traces d'oolites recristallisées sont encore visibles ;
- une zone de 2 m d'épaisseur, où affleure 1 m de dolomie finement cristalline bien litée, encadrée par deux passées sans affleurement ;
- 0,45 m de petits bancs dolomitiques rubanés très finement gréseux, à passées argileuses avec fins débris de végétaux ;
- un petit banc dur de 0,15 m de dolomie microcristalline.

Une masse dolomitique :

- 2,70 m de dolomie cristalline ;
- 7,40 m de dolomie en petits bancs onduleux.

γ) Coupe de Sans Corps

Les coupes de Saint Rome-du-Tarn ont permis de mettre en évidence entre les marnes bariolées et les dolomies massives deux formations :

une formation inférieure de Conglomérats et de Grès,

une formation supérieure de Dolomies et Dolomies gréseuses.

On voit là qu'il s'agit d'une homogénéisation très importante dans la série, homogénéisation qui se retrouvera dans la

coupe suivante située à 7 km à l'Ouest de Saint Rome-du-Tarn en bordure de la dépression permienne. En outre on verra que ces deux termes y auront une épaisseur très faible. Le hameau de Sans Corps est situé à 9 km au Nord-Ouest de Saint Affrique. La coupe est levée au sommet du flanc de la vallée qui entaille le plateau à 1 km au Nord Est du hameau. J'ai noté de bas en haut, au-dessus de 0,60 m de marnes bariolées gréseuses rouges et vertes :

a) des conglomérats et des grès

- 1,20 m d'un agglomérat de grès noduleux bréchique et de marnes gréseuses lenticulaires passant vers le haut à un calcaire dolomitique gréseux beige ;
- 0,40 m de marnes noires.

b) des dolomies et dolomies gréseuses

- 0,25 m de calcaire dolomitique beige ;
- 0,20 m de grès fins à intraclasts à débris de végétaux ;
- 0,60 m de calcaire dolomitique gréseux, schisteux à la base ;
- 0,60 m de dolomie cristalline gréseuse et oolitique vers le haut.

Une masse dolomitique :

- 4 à 5 m de dolomie cristalline formant deux gros bancs puis, des dolomies en petits bancs ondulés observables sur 4,50 m.

Δ) Coupe de Concoule

Au Nord des affleurements précédents qui s'alignent grossièrement du NE au SW, à 3 km de Saint Rome-du-Tarn, j'ai levé une coupe au hameau de Concoule. Les niveaux des marnes bariolées n'affleurent pas. Les deux horizons conglomérats et grès, dolomies et dolomies gréseuses des coupes précédentes s'y observent,

mais ici la masse dolomitique est constituée de dolomies litées de faciès Partlages, datées ailleurs de l'Hettangien par des faunes à Psiloceras planorbis.

J'ai pu observer quelques couches inférieures aux dolomies hettangiennes en minces bancs ondulés. Ce sont des bas en haut :

a) une série de conglomérats et de grès

- 0,40 m de grès fin (grès quartzite) se délitant en plaques rousses ;
- un banc de 0,50 m de grès moyen brun clairsemé de quartz plus gros et atteignant 1 cm de diamètre ;
- 0,40 m de grès brun jaune tendre, friable à passées argileuses ;
- 0,65 m de conglomérat à quartz atteignant 6 cm et à larges intraclasts chargés de limonite.

b) des dolomies et dolomies gréseuses

- 0,30 m de dolomie ocre gréseuse, en minces bancs et plaques à graviers de quartz clairsemés atteignant 2 cm de diamètre ;
- 1,40 m de dolomie cristalline ocre jaune formant un banc à traces d'oolites recristallisées à la base.

Au sommet une masse de dolomie cristalline se délitant en plaques à altération sableuse passant à 4 m de dolomie plus claire, en minces bancs avec à la base des traces d'oolites, de débris de tests de Mollusques et d'Echinodermes recristallisés.

Au-dessus du hameau de Concoule, ces dolomies affleurent sur 9 m d'épaisseur.

Il n'est pas sans intérêt de noter que ces couches sont

riches en limonite.

b) Coupe synthétique (fig. II-C4)

La région de Saint Affrique présente une simplicité générale des faciès qui tendent à devenir de plus en plus homogènes, au fur et à mesure que l'on se déplace du Sud vers le Nord. Au Sud, au ravin de Fondamente, on a encore pu reconnaître quatre horizons lithologiques soit de bas en haut :

- Marnes vertes et grès
- Dolomies jaunes gréseuses
- Marnes gréseuses sombres et dolomie
- Calcaires dolomitiques rubanés.

Mais plus au Nord, deux unités seulement ont pu être distinguées, de bas en haut :

- Conglomérats et grès
- Dolomies et dolomies gréseuses.

1) Les horizons lithologiques

Ce sont donc, dans le secteur sud oriental de Saint Affrique, de la base vers le haut :

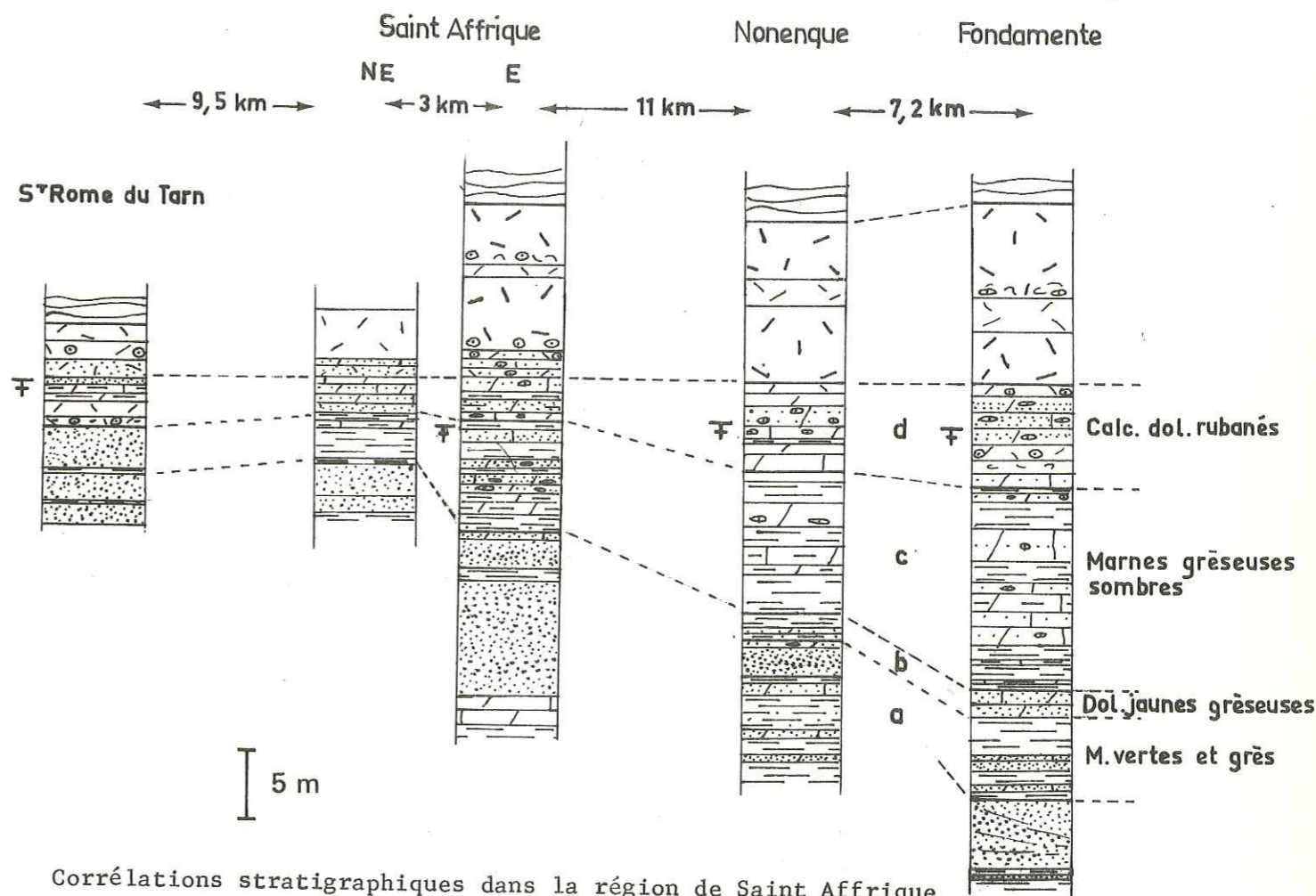
a) Les Marnes vertes et grès

Les marnes se délitent en plaquettes ; elles sont finement gréseuses et alternent avec des bancs dolomitiques également gréseux, jaune pâle (micrite).

Cet horizon n'a livré que des dents et écailles de Poissons.

b) Les dolomies jaunes gréseuses

Fig. II C4



Corrélations stratigraphiques dans la région de Saint Affrique

Ce sont des calcaires dolomitiques (micrites), faiblement argileux, finement gréseux, souvent rubanés à interbancs de marnes vertes. Notons des dents et écailles de Poissons, ainsi que des empreintes de Lamellibranches.

c) Les marnes gréseuses sombres et calcaires dolomitiques beiges.

Les marnes alternent avec des bancs parfois massifs, de calcaires dolomitiques (micrite à microsparite) gréseux et intraclastiques, rubanés, à petits ravinements, passées microbréchiques. Les marnes sont franchement sombres : noires, dans les niveaux de base, vers le sommet elles s'éclaircissent et deviennent gris vert. Cet horizon comprend plusieurs niveaux, à débris de végétaux, d'autres à dents et écailles de Poissons ; enfin à la base, j'ai récolté un exemplaire d'Avicula Contorta.

d) Les calcaires dolomitiques rubanés

Ils comprennent une série de bancs se délitant superficiellement en plaquettes parfois ondulées. Ce sont des micrites dolomitiques souvent recristallisées (microsparite à sparite) où les allochems : oolites, intraclasts et débris fossilifères sont abondants (parfois à l'état de fantômes) de même que les quartz terrigènes, répartis en strates rubanées à structures variées (stratification entrecroisées, petits ravinements, microbrèches, ripple-marks). Notons toujours la présence de débris végétaux, celle de dents et écailles de Poissons, ainsi que d'empreintes indéterminables de Lamellibranches.

Au Nord de Saint Affrique, entre les marnes bariolées de rouges, à bancs grésoconglomératiques, et les dolomies cristallines réduites, mais sur lesquelles reposent constamment les minces bancs dolomitiques ondulés de l'Hettangien, nous avons noté

deux niveaux :

a) Les conglomérats et grès de la base.

Ils forment une ou deux barres de grès quartzites grossiers (éléments de quartz atteignant 5 cm de diamètre), souvent à larges intraclasts de micrite ferrugineuse (6 cm de long) ; ils présentent des stratifications obliques ainsi que des passées argileuses lenticulaires. Ces bancs sont séparés par des couches tendres de marnes ou dolomies argileuses et gréseuses.

b) Les dolomies et dolomies gréseuses

Ces dolomies sont plus ou moins finement cristallines, souvent gréseuses (notons une strate exceptionnelle à galets de quartz atteignant 4 cm de diamètre), parfois argileuses et tendres à débris de végétaux, ou à oolites partiellement recristallisées.

Notons l'importance croissante de la limonite vers le Nord ; elle confère une teinte brune uniforme, à ces niveaux.

2) Age des formations

Si la coupe de Fondamente ne présente aucune difficulté de datation au niveau des marnes gréseuses sombres (A. contourta), il n'en est pas de même des coupes plus septentrionales où aucun débris n'a été recueilli. Avec J. RICOUR (1961), je considère que le sommet des marnes bariolées rouges et vertes correspond au sommet du Keuper. Il s'en suit que, à Fondamente, la base de la série rhétienne est azoïque et commence avec les marnes vertes, alors que dans les coupes de Saint Rome, le Rhétien est conglomératique et gréseux à sa base.

Le sommet des formations rhétiennes pose lui aussi

quelques problèmes. Dans toutes les coupes étudiées, le faciès en bancs ondulés dit de Partlages est présent, il appartient indiscutablement à l'Hettangien car non loin de là (N-E des Causses, Florac) on a découvert (C. ROQUEFOR, 1934, P. de BRUN, 1934) Psilocras planorbis, les barres dolomitiques sous jacentes nettement individualisées à Fondamente et à Saint Affrique, perdent leur individualité au Nord (Concoule). On assiste donc du Nord au Sud à un envahissement progressif de la barre dolomitique inférieure d'abord (Saint Affrique puis Saint Rome-du-Tarn), enfin de l'ensemble dolomitique. Où l'on s'attendrait à trouver entre les deux barres dolomitiques, l'horizon à Cardinia, en dépit des recherches patientes, je n'ai trouvé aucun fossile. L'évolution latérale progressive des coupes invite à ne pas situer arbitrairement la limite supérieure du Rhétien là où disparaissent les grès. Il nous paraît plus vraisemblable d'admettre que le faciès gréseux qui, beaucoup plus loin au Sud, est cantonné dans le Rhétien, est susceptible de se prolonger dans l'Hettangien au Nord de Saint Affrique.

3) Evolution paléogéographique

On avait constaté entre Fondamente et Saint Affrique :

- que les séries diminuaient d'épaisseur ;
- que chaque horizon était envahi par les grès.

Dans le domaine septentrional les niveaux gréseux sont très abondants bien avant le Rhétien (les marnes bariolées sont progressivement envahies par les grès) et après lui, car la double barre dolomitique assimilable à l'Hettangien finit par être totalement contaminée.

Ces différents faits peuvent s'interpréter en admettant que de Fondamente à Saint Rome-du-Tarn via Saint Affrique, on progresse lentement vers le fond du bassin très proche d'une zone

d'alimentation (à noter par exemple l'hétérométrie des formations détritiques au Nord).

D) BORDURE OCCIDENTALE DES CEVENNES (fig. II-D1)

Entre le Massif cristallin des Cévennes méridionales traversées par les granites de l'Aigoual Saint Guiral d'une part, les hauts plateaux du Causse Noir d'autre part, court une dépression parcourue par les rivières et les routes. La structure y est des plus simples puisque seules quelques failles affectent les séries mésozoïques et paléozoïques. Elles sont fondamentalement orientées selon deux directions majeures formant un réseau : Est-Ouest (limites méridionales des Cévennes) et Nord-Nord-Est - Sud-Sud-Ouest. Ces grandes failles courent au travers des Causse et rejoignent celles mentionnées dans le bassin de Lodève, la bordure des Monts de Lacaune et le bassin de Saint Affrique par exemple.

Si la structure est simple, la morphologie est telle que le Rhétien affleure mal, nappé d'éboulis dans la dépression séparant la falaise du Causse Noir du massif cristallin cévennol. La coupe la plus complète a été levée au village d'Alzon à partir d'où nous ferons une antenne vers l'Est aux environs de la ville du Vigan, et vers le Nord dans la vallée du ruisseau du Tiex.

a) Coupes élémentaires de la bordure Sud-Ouest des Cévennes (à l'Ouest des Monts de Saint Bresson) (fig. II-D2).

La description d'une coupe détaillée, levée à Alzon, montre qu'il est encore ici possible de distinguer dans les couches gréseuses et argileuses deux horizons principaux situés entre les marnes bariolées et gréseuses du Keuper et les dolomies rapportées à l'Hettan-gien.

La comparaison de la coupe d'Alzon avec les résultats de celles

Fig.II D1

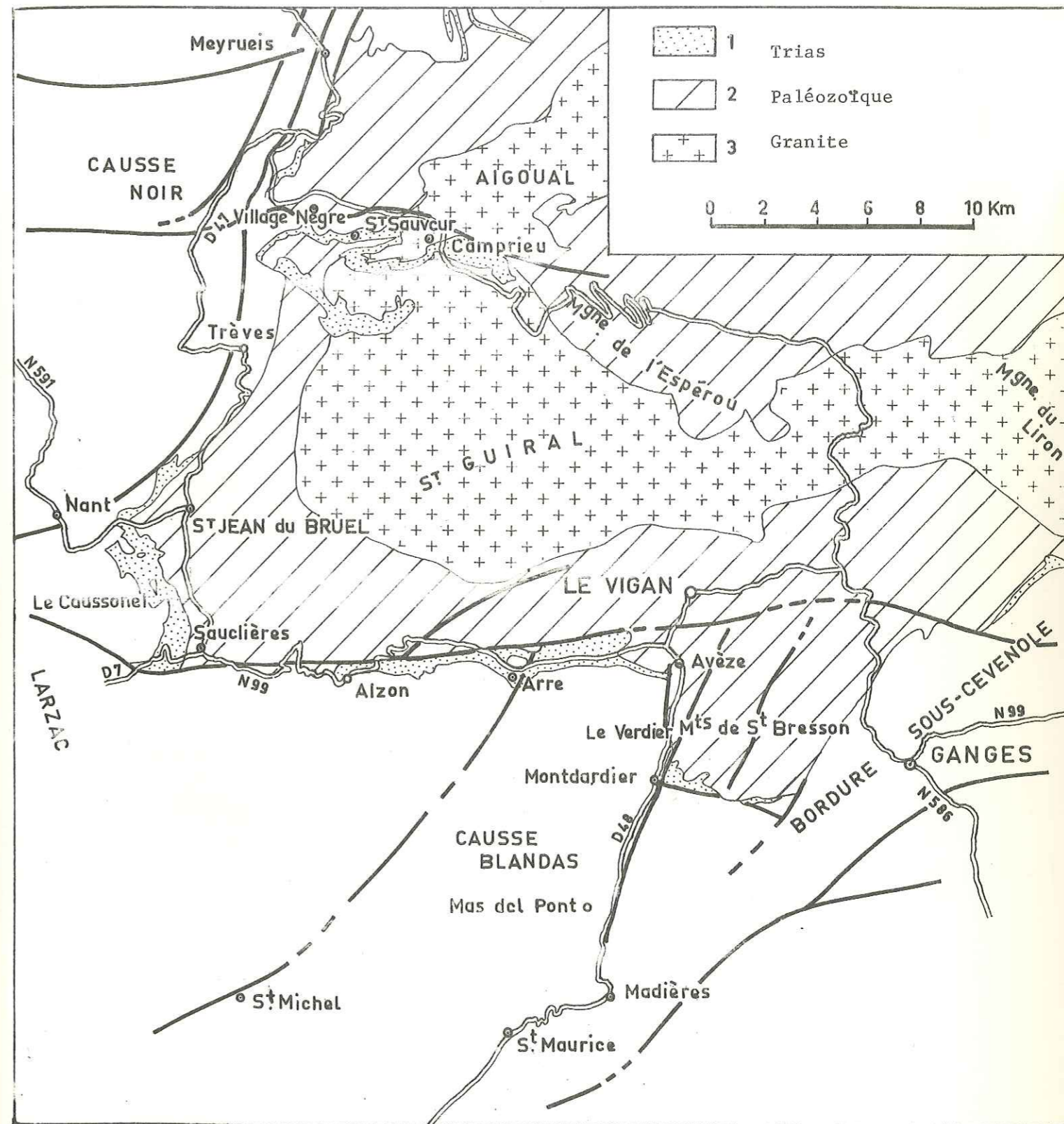


Schéma de situation des affleurements et coupes à la bordure sud-occidentale des Cévennes.

levées vers l'Est à Arre puis au Verdier (à 2 km au Sud d'Avèze), vers l'Ouest à Sauclières, permettront de voir l'évolution d'Est en Ouest des couches rhétiennes à partir d'une coupe type. On constatera la réduction des sédiments carbonatés et l'envahissement progressif de la série par des dépôts terrigènes plus fins.

Enfin l'analyse des observations faites plus au Nord au Caussonel, à Saint Sauveur-des-Pourcils et à Camprieu, montre la rapide diminution d'épaisseur de toutes les couches et leur uniformisation, comparables à celles observées au Nord de Saint Affrique.

1) COUPE D'ALZON

La coupe est levée au SE du tunnel d'Alzon, dans le premier virage de la route D 158 en direction de Blandas au point de coordonnées Lambert $x = 689,7$; $y = 186$. Au-dessous du niveau de la route des marnes bariolées rouges et vertes intercalées de bancs dolomitiques et gréseux jaune pâle affleurent sur 80 m d'épaisseur. Au-dessus, dans le lit du ruisseau, j'ai noté successivement superposés aux marnes bariolées coupées de bancs gréseux et dolomitiques :

- 4,95 m de marnes vertes et calcaires dolomitiques jaune pâle ;
- 9,60 m de calcaires dolomitiques gréseux et intraclastiques présentant deux passées de grès franc, ainsi que de nombreuses et plus ou moins minces intercalations de marnes grises à débris de végétaux, quelques passées de micrite grossièrement gréseuses plus rarement oolitiques, en strates rubanées et lenticulaires, parfois ravinées avec brèches intraformationnelles ;
- au-dessus apparaissent des dolomies cristallines attribuées à l'Hettangien.

Soit :

a) 4,95 m de marnes vertes passant à des calcaires dolomitiques jaunes

- 3 m de marnes rubanées à passées gréseuses à la base, puis plus tendre se délitant en plaquettes et feuillets ;
- 0,15 m de dolomie argileuse à pyrite ;
- 0,60 m de dolomie faiblement gréseuse et intraclastique à petits Foraminifères et écailles de Poissons ;
- 0,50 m de calcaire dolomitique oolitique ;
- deux bancs calcaires dolomitiques argileux finement gréseux et intraclastiques, encadrés d'une mince couche de marne gris foncé marbrée de vert et rouille (0,70 m).

b) Une série de couches calcaires dolomitiques rubanées gréseuses et intraclastiques où se différencient deux niveaux gréseux francs. Soit plus précisément :

- 0,08 m d'un conglomérat mal consolidé, à structure lenticulaire confuse à matrice carbonatée et argileuse abondante ; à galets calcaires de quartz ronds atteignant 2 cm de diamètre, débris de lignite, dents et écailles de Poissons ;
- 1,45 m de bancs calcaires dolomitiques beiges : intramicrite à microsparite gréseuse rubanée et granoclassées, à strates lenticulaires argileuses micacées avec fins débris végétaux ; par place les bancs sont plus argileux, et vers la base on observe un mince délit de marnes noires ; ils présentent également des passées plus gréseuses parfois grossières où les éléments de quartz atteignent 3 cm de diamètre ;
- 0,40 m de minces bancs et plaquettes de marnes beiges ;
- 0,05 m de grès brun grossier (les quartz atteignent 2,5 cm de long) à feuillets argileux noirs micacés ;
- une série de 0,55 m de plaques gris beige, tendres : micrite argileuse et gréseuse à débris fossilifères et végétaux ; la partie moyenne est plus argileuse ;
- un banc de 0,40 m de calcaire dolomitique et intraclastique,

oolitique au sommet ; à petits Foraminifères et également à débris végétaux ;

- un premier niveau gréseux franc de 0,60 m : micrite très gréseuse à intraclasts, se délitant en plaquettes ondulées intercalées de feuillets argileux micacés noirs avec des dents et écailles de Poissons ;
- un banc de 0,30 m de micrite encore gréseuse à quartz grossiers vers le sommet ;
- 1,40 m de micrite à microsparite gréseuse à intraclasts et structures allongées cristallisées en calcite qui semblent être des débris fossilifères ainsi que des Foraminifères recristallisés ;
- un banc semblable de 0,60 m d'épaisseur, plus grossier au sommet ;
- 1,30 m de calcaire dolomitique beige semblable mais rubané devenant très gréseux et grossier vers le haut où les éléments de quartz atteignent 1 cm de diamètre et les feldspaths sont abondants ; il est raviné et recouvert par une micrite argileuse noire gréseuse, à larges éléments de brèche intraformationnelle atteignant 3 cm de diamètre, avec quelques débris de végétaux ;
- un niveau tendre marnogréseux comprenant :
 - . 0,05 m de marnes noires ;
 - . un banc de 0,12 m de calcaire dolomitique gréseux ou grès grossiers à intraclasts rubanés à matrice abondante microcristalline à finement cristalline, avec dents et écailles de Poissons ;
 - . 0,10 m de plaquettes et feuillets dolomitiques argileux et gréseux à débris de végétaux ;
- un banc de calcaire (0,70 m) dolomitique argileux beige jaune, rubané, intraclastique et gréseux (intramicrudite) sur 0,10 m d'épaisseur ; puis à strates plus finement gréseuses ou argileuses, parfois lenticulaires, ravinées et dissociées en brèche intraformationnelle ; avec des débris coquilliers et de tests d'Echinodermes ; le sommet se délite en plaquettes ;
- la deuxième passée gréseuse : 0,18 m de grès grossier à ciment cristallin abondant à fins intraclasts de micrite chargée de limonite, avec des dents et écailles de Poissons, ainsi

que de petits Foraminifères recristallisés.

- . 0,22 m de microsparite finement gréseuse et intraclastique, rubanée et granoclassée à traces de petits Foraminifères recristallisés ;
- . 1 m de dolomie beige brun en petits bancs dont la surface est rouille, microsparite à sparite, à strates finement rubanées, gréseuses et intraclastiques, raviniées et dissociées en brèches intraformationnelles.

Au-dessus se développent les dolomies attribuées à l'Hettangien, à fantômes de structure arrondies et écrasées, chargées de limonite à débris d'Echinodermes et vertèbres d'Ophiures. Des décrochements ne permettent pas de mesurer ces dolomies.

2) COUPE DU VERDIER (fig. II-D2)

Vers l'Est la série s'épaissit légèrement : au Verdier (à la bordure orientale des monts de Saint Bresson), les couches comprises entre les marnes bariolées rouges à bancs dolomitiques et gréseux du Keuper, et les dolomies hettangiennes atteignent 17 m d'épaisseur.

- les marnes vertes et dolomies argileuses jaune pâle de la base ont conservé à peu près la même épaisseur 4,50 m à 5 m ;
- sur 10 m, les couches sont plus homogènes, ce sont des calcaires dolomitiques intraclastiques, souvent rubanés à petits ravinements et brèches intraformationnelles associées, peu gréseux ; les intercalations de marnes grises à débris de végétaux sont plus réduites, mais deux bancs de grès sont nettement individualisés, l'un à 2 m de la base, l'autre à 8,5 m ; au sommet, un banc dolomitique bréchique à terriers d'organismes fouisseurs à larges éléments clairsemés arrondis de quartz, atteignant 2,5 cm de diamètre ;

A la partie moyenne, des couches oolitiques et fossilifères contiennent exceptionnellement des coquilles dégagées, ce sont : Cardita sp. Myophoria postera QUENST. et Dimyopsis emmerichi BISTRAM ; des dents et écailles de Poissons sont toujours présentes ;

- les dolomies attribuées à l'Hettangien sont cristallines à la base sur 10 m d'épaisseur, et passent à de minces bancs ondulés gris foncé bleu, à débris de tests d'Echinodermes, radioles et plaques d'Echinides.

3) COUPE A L'OUEST DU SAINT GUIRAL-AIGOUAL

(fig. II - D3)

A partir de la coupe type d'Alzon, nous avons vu que vers l'Est, les mêmes horizons lithostratigraphiques pouvaient être retrouvés. Les coupes suivantes montrent vers le N-O une réduction progressive de l'ensemble de la série rhétienne ainsi qu'une diminution de la fraction carbonatée des sédiments jointe à une augmentation des apports terrigènes fins ; la base des dolomies hettangiennes cristallines diminue également d'épaisseur mais est envahie par des apports terrigènes plus grossiers dont la dimension atteint 1 cm de diamètre à Villemagne et à Camprieu. En ce dernier point l'épaisseur des couches argileuses et calcaires dolomitiques gréseuses comprises entre les marnes bariolées et les dolomies hettangiennes ne dépasse pas, au Nord, la puissance de 6 m alors qu'à Sauclières elle atteindra 13 m.

α) Coupe de Sauclières (fig. II - D2, II - D5)

Au sommet des marnes bariolées à bancs dolomitiques et gréseux, une barre de plus de 3 m gréso-conglomératique, à ciment cristallin, avec quelques intraclasts de micrite et des débris coquilliers usés, est surmontée par :

- 3,5 m de marnes vertes feuilletées à surface brunissantes, légèrement gréseuses à bancs de dolomie argileuse jaune, à pyrite abondante ;
- 9,50 m de bancs calcaires dolomitiques intraclastiques rubanés et gréseux intercalés de marnes. Les marnes sont plus largement développées à la base ; sur 3,30 m d'épaisseur. Au-dessous nous retrouverons une passée de 0,70 m de grès fin, brun ocre, à ciment cristallin plus grossier, et

mal cimenté vers le haut, analogue à celle observée à Alzon et au Verdier. A la partie supérieure les bancs calcaires dolomitiques mieux représentés sont souvent rubanés, intraclastiques ou gréseux, avec débris coquilliers, mais ils n'ont pas livré de fossiles entiers. Des surfaces ravinées, des brèches intraformationnelles sont ici encore présentes quoique plus rares.

Les dolomies attribuées à l'Hettangien qui couronnent la série, affleurent largement, elles comprennent à leur base :

- 9,20 m de dolomies cristallines gris rosé, à fantômes d'oolites et intraclasts, admettant une passée de minces bancs plus finement cristallisés et argileux ;
- 5 m de dolomies en minces bancs ondulés, à joints argileux micacés qui m'ont livré, outre des débris d'Echinodermes et des radioles d'Echinides, une faune à Gastéropodes, Lamellibranches et petits Oursins trouvée à 500 m vers l'Est le long de la voie ferrée désaffectée.

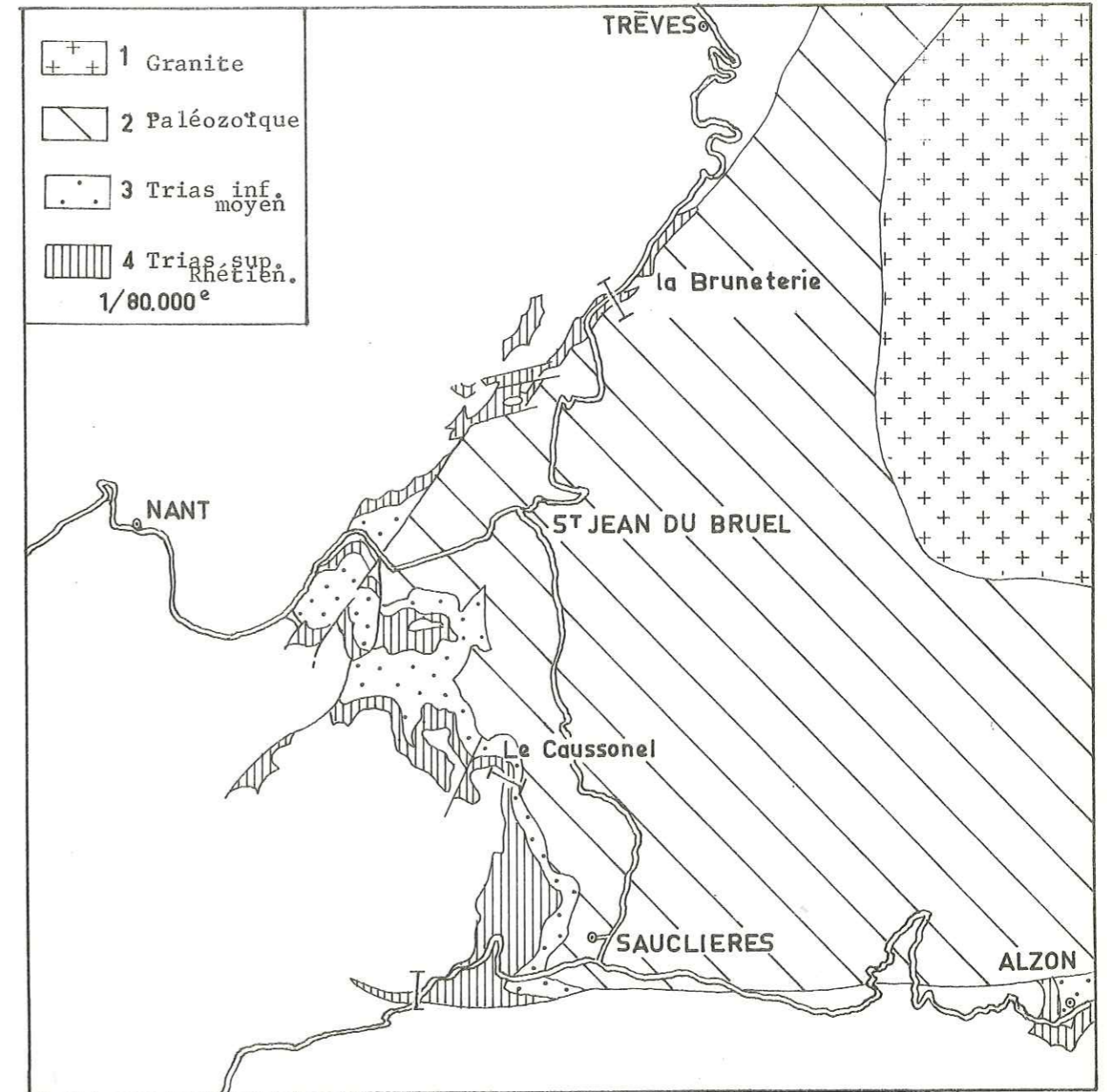
β) Coupes au pied du Causse Noir (fig. II - D3 et II - D4)

Les coupes levées sont situées au Caussonel, entre Saint Jean-du-Bruel et Trèves, au village Nègre, à Saint Sauveur près de Villemagne et à Camprieu. (fig. II - D5)

- Au pied du Caussonel, à l'Est et au Sud-Est du hameau, le sommet des marnes bariolées gréseuses attribuées au Keuper affleurent. Elles sont surmontées successivement par :

- a₁ - un niveau tendre de 4 à 5 m d'épaisseur : marnes vertes coupées par quelques bancs dolomitiques jaunes ;
- a₂ - 3,20 m = une série de bancs calcaires dolomitiques jaunes en relief : micrite à microsparite argileuse et très finement gréseuse, à intraclasts. A la base un banc est particulièrement riche en intraclasts de micrite. On y observe des petits Foraminifères et des structures arrondies recristallisées en calcite. Ces bancs calcaires dolomitiques jaunes sont séparés par des niveaux recouverts de végétation où affleurent par place des

Fig. II D3



Localisation des coupes au pied du Causse Noir

marnes tendres.

- 3,50 m de Dolomies gréseuses :

- . 1,90 m de couches gréseuses : à la base grès à ciment carbonaté abondant, riche en débris de végétaux où les quartz atteignent 0,5 cm de diamètre, puis ils deviennent plus argileux, des plaquettes gréseuses à grains grossiers (quartz de 1 cm) s'individualisent. L'ensemble passe à une dolomie argileuse finement gréseuse blanchâtre ;
- . un niveau de 1,60 m de marnes dolomitiques gris vert qui passent à un banc de dolomie fine de teinte claire, puis deviennent gréseuses en plaquettes.

Au-dessus la base des dolomies attribuées à l'Hettangien affleure : 3,50 m de dolomies cristallines, gréseuses à leur base, et à fantômes d'oolites, surmontées par quelques minces couches dolomitiques gris jaune à débris d'Echinodermes.

Entre Saint Jean-du-Bruel et Trèves au-dessous de la route D 341, le sommet du Keuper marnogréseux et conglomératique affleure coupé de nombreuses petites failles. C'est seulement entre le hameau de la Bruneterie et la route à 1,2 km au Sud-Ouest du col de la Pierre Plantée que j'ai pu relever la succession lithologique comprise entre les marnes bariolées attribuées au Keuper et les dolomies dites hettangiennes, confirmée par les observations partielles faites aux environs de Saint Jean-du-Brunel.

J'ai noté successivement, de bas en haut, tout d'abord, des couches rapportées au Keuper :

- un banc de conglomérat gris rose à cassure rose à verte mal cimenté, à quartz atteignant 5 cm de long, à nombreux feldspaths roses et intraclasts de marnes vertes ;
- 0,40 m de marnes bariolées rouges attribuées au Keuper.

Puis les deux horizons précédemment observés au

Caussonel :

a) des marnes vertes et dolomies jaunes

- 1,20 m de marnes gréseuses vert ocre, à minces bancs et plaquettes de grès, ocre jaune, grossier, à matrice carbonatée argileuse abondante ;
- 1,50 m de marnes vertes peu gréseuses, encadrant un banc de calcaire dolomitique argileux, jaune pâle, à débit parallélipédique.

b) des dolomies gréseuses

- 1,80 m de bancs calcaires dolomitiques gris à patine gris jaune, micrite fossilifère intraclastique et gréseuse dont les débris coquilliers sont toujours recristallisés, de même que les traces de Foraminifères ; ils sont plus argileux vers le haut où ils se délitent en plaques. Ils ont livré des débris de végétaux ainsi que des écailles de Poissons ;
- 0,60 m de calcaire dolomitique rubané se délitant en plaques et minces bancs gris à patine ocre jaune : microsparite gréseuse et intraclastique rubanée chargée de limonite disposée selon des strates ; on y observe quelques débris de tests d'Echinodermes.

Au-dessus se trouvent les dolomies attribuées

à l'Hettangien dont la base affleure largement et comprend ici :

- 3 m de dolomie cristalline dont la base est finement gréseuse et intraclastique, à structures arrondies recristallisées : probablement débris coquilliers et oolites ;
- 0,85 m de dolomie microcristalline grise en minces bancs et plaquettes à feuillets argileux, strates gréseuses et intraclastiques, contenant de fins débris végétaux ;
- 2,20 m de dolomie cristalline dont la base est un banc à intraclasts bruns (micrite chargée de limonite qui peuvent atteindre 2,5 cm de long) et à fantômes de structures recristallisées ;
- 8 m de dolomie gris foncé en minces bancs ondulés (faciès de Partlages).

Au Village Nègre et à Saint Sauveur-des-Pourcils, près de Villemagne, la lithostratigraphie est semblable. Aux marnes gréseuses et bancs conglomératiques du Keuper visibles à Saint Sauveur des-Pourcils, fait suite au-dessus une zone boisée sans affleurement qui correspond probablement à la partie inférieure de la série rhétienne, tendre et argileuse. Les couches sus-jacentes plus dures affleurent en bordure du chemin et sur une plus grande épaisseur au Village Nègre. Là en bordure de la route, les couches affectées de petites failles se répètent trois fois identiques à elles-mêmes. J'ai noté la succession lithostratigraphique suivante (de bas en haut) :

a) marnes vertes et dolomies jaunes

- 0,60 m de marnes gris vert puis gris foncé, gréseuses, passant à une dolomie argileuse beige jaunâtre avec débris végétaux, dents de poissons et fragments de petits Lamelli-branches ;
- deux bancs de 0,55 m et 0,45 m de calcaire dolomitique beige marbré de gris, gréseux à quartz et feldspaths, à pyrite et débris de végétaux ; le banc supérieur est plus clair, moins riche en éléments terrigènes, mais intraclastique au sommet.

b) Dolomies gréseuses

- 0,60 m de marnes gris vert à ocres gréseuses et feuilletées qui passent progressivement vers le haut à un calcaire dolomitique argileux ocre gréseux, puis à des marnes moins micacées également gréseuses et à débris de végétaux ;
- un banc (0,70 m) ocre se délitant superficiellement ; dolomie gréseuse ou grès feldspathique, à intraclasts, à matrice abondante, et à structure confuse qui passe au sommet à 0,10 m de plaquettes à délit argileux micacées ;
- un banc de 0,25 m de calcaire dolomitique argileux ocre finement gréseux rubané, parfois intraclastique au sommet.

Cette série est couronnée par des dolomies at-

tribuées à l'Hettangien comprenant à leur base :

- 3,30 m de dolomie cristalline en plaquettes finement gréseuses et intraclastiques, puis en gros bancs à passées oolitiques et gréseuses et à structures rubanées encore discernables, de teinte grise à brune chargée de limonite ;
- 1,60 m de dolomie fine et argileuse en petits bancs faiblement ondulés ;
- à nouveau des dolomies saccharoïdes à fantômes d'oolites : 1,20 m ;
- 5 m de dolomie finement cristalline argileuse parfois rubanée, gris jaune en petits bancs ondulés.

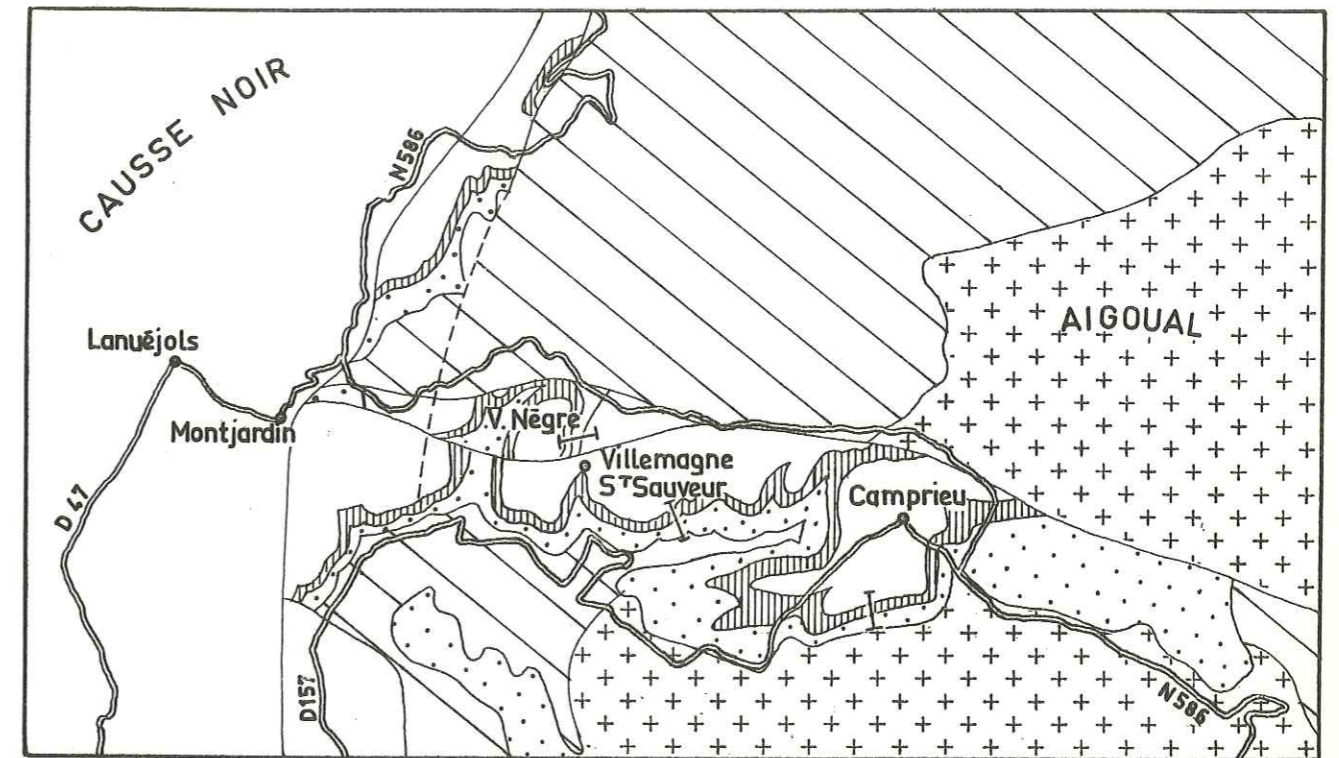
A Camprieu la base de la série rhétienne est observable à l'entrée du village, en bordure de la route D 157. Au Nord-Ouest de la route j'ai noté de bas en haut :

- 0,30 m de marnes dolomitiques ocre jaune, gréseuses, passant à une dolomie gréseuse ou grès à matrice abondante ;
- 0,50 m de marnes lie de vin, faiblement gréseuses, puis vert pâle et cloisonnées par un réseau de calcite ;
- 0,40 m de dolomie argileuse ocre et marnes vertes ;
- un mince banc de 0,05 m : grès ocre à vert, grossier, à matrice carbonatée argileuse abondante, à quartz roses et blancs, feldspaths, intraclasts de micrite ocre jaune et de marnes vertes, granoclassés ;
- 0,90 m : alternance de marnes gris vert à patine claire et de minces bancs calcaires dolomitiques jaunes ;
- deux bancs totalisant 0,80 m de calcaires marneux dolomitiques.

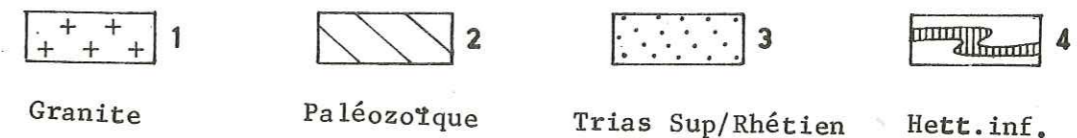
c) Dolomies marnogréseuses jaunes :

De l'autre côté de la route, vers l'Est et toujours avant les premières maisons de Camprieu nous retrouvons une alternance de couches dont l'épaisseur totale est de 4,35 à 4,75 m. Vers le haut les bancs dolomitiques deviennent plus épais par rapport

Fig. II D4



Echelle: 1/80.000^e



Localisation des coupes de Camprieu

aux niveaux de marnes, qui présentent des passées gréseuses et sont riches en débris végétaux. La série devient progressivement de plus en plus gréseuse on y observe :

- 0,40 m de calcaire dolomitique jaune feuilleté à strates finement gréseuses, micacées à débris végétaux ;
- un banc de 0,70 m de calcaire dolomitique finement gréseux, ocre jaune ;
- 0,80 m de calcaire dolomitique finement gréseux et intraclastique à grains fins, qui se délite en plaque à surfaces planes, à limonite abondante ; il comprend des passées de marnes dolomitiques dures ocre jaune ;

Au-dessus les dolomies attribuées à l'Hettan-gien sont cristallines sur 2,20 m d'épaisseur ; gréseuses avec à leur base un banc de grès conglomératique à ciment de dolomie cristalline abondante, et à fantômes d'oolites vers le haut. Des dolomies gris foncé bleu en barres ondulées sont observables au sommet et affleurent largement dans la carrière située à 500 m au Sud du centre du village ; ces dolomies sont microcristallines avec des passées argileuses, intraclastiques et fossilifères à coquilles recristallisées de Gastéropodes et Lamellibranches mal conservés ainsi que de débris d'Echinodermes.

b) Coupe synthétique

Les horizons reconnus sont riches en dépôts terrigènes fins et tous très mal datés. Les problèmes que l'on trouve sont ceux évoqués dans le chapitre précédent :

1) Lithologie des formations

Dans le domaine cévenol occidental, seuls deux horizons principaux peuvent être individualisés, aussi bien dans le secteur méridional, correspondant à la vallée de l'Arre, qu'en bordure du Causse Noir (entre Sauclières et Camprieu). Ce sont :

- à la base des Marnes vertes et Dolomies jaunes
- au-dessus des Calcaires Dolomitiques rubanés.

a) Les Marnes vertes et Dolomies jaunes alternent en couches massives ou en minces niveaux. Le passage des marnes aux dolomies est le plus souvent progressif, il se fait par l'intermédiaire de couches marnodolomitiques beigees.

Les marnes vertes, à gris vert, se délitent en feuillets à surfaces brunissantes, elles sont généralement finement gréseuses.

Les dolomies ou calcaires dolomitiques, jaune pâle, sont des micrites, parfois oolitiques vers le haut, et comprennent des strates ou de fines passées gréseuses. Notons la présence de cubes de pyrite ; les seules traces d'organismes, ici présents, sont des dents et écailles de Poissons ainsi que des débris de végétaux, et de rares petits Foraminifères recristallisés.

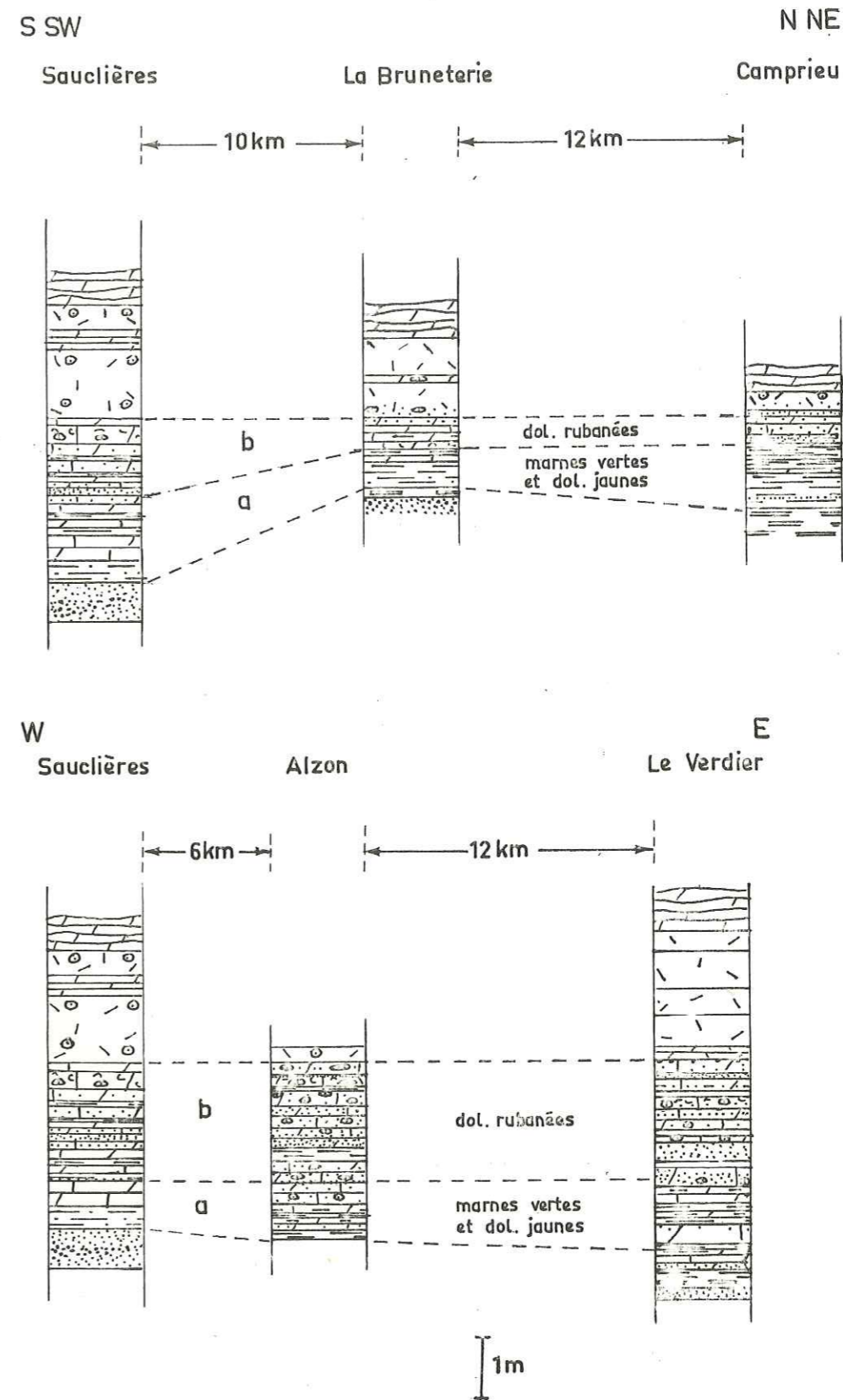
b) Les Calcaires Dolomitiques rubanés

Ils alternent avec des niveaux de marnes, parfois gréseuses, où les débris de végétaux sont abondants. Les calcaires dolomitiques (micrite à microsparite), en bancs de 0,30 à 1,50 m d'épaisseur, beigees, sont généralement rubanés. Les éléments figurés comprennent des terrigènes fins (argiles dans la matrice, fins grains de quartz), des intraclasts, des microbrèches souvent en rapport avec de petits ravinements.

Notons, dans la vallée de l'Arre, la présence de bancs oolitiques et fossilifères (débris coquilliers) généralement recristallisés, ainsi que celle de strates gréseuses plus grossières (les quartz y atteignent exceptionnellement 3 cm de diamètre).

Dans le secteur septentrional, ce niveau carbonaté et réduit en épaisseur ; il se charge uniformément de sédiments argileux et de très fins grains de quartz.

Fig. II D6



Corrélations stratigraphiques de la bordure sud-occidentale des Cévennes.

Outre des débris de végétaux, nous avons noté, des dents et écailles de Poissons, ainsi que des coquilles de Lamellibranches, le plus souvent indéterminables. Au Verdier rappelons la présence de Myophoria postera, Dymiopsis emmerichi et de Cardita sp.

2) Age des formations

Le sommet du Keuper est comme précédemment arrêté aux derniers bancs de marnes bariolées. La base de l'Hettangien est arrêtée aux barres dolomitiques attribuées à la zone à Ps. planorbis car d'une part, on a fréquemment trouvé au-dessus de l'interlit marneux séparant les 2 barres, des Cardinia sur les marges des Causses, et d'autre part elles sont recouvertes partout des calcaires indulés de faciès Partlages ayant livré Psiloceras planorbis. Entre ces limites les horizons lithostratigraphiques s'ils ont fourni d'abondants débris végétaux et des Lamellibranches déterminables, n'ont jamais livré de fossiles caractéristiques.

L'âge des fossiles que nous avons recueillis ou qui sont cités dans la bibliographie n'est nullement incompatible avec l'âge rhétien que nous proposons, mais ne l'établit pas.

3) Evolution paléogéographique

L'ensemble des faciès de ce domaine suggère la proximité d'une source d'apports détritiques. Ces apports sont tous de granulométrie très fine ; il s'agit le plus souvent de marnes parfois gréseuses, jamais de conglomérats. Ce qui suggère l'existence au voisinage, d'un continent d'alimentation, sénile ou très lointain. Ce continent doit être situé vers le Nord ou le Nord-Est puisque l'on voit un épaissement des interbancs marneux en se dirigeant d'Alzon vers Camprieu.

En se déplaçant selon cette direction on se dirige vers la

la patrie sédimentaire détritique, mais il convient de noter, et le fait est d'importance, que la granulométrie des apports terrigènes ne s'accroît nullement quand le volume augmente.

E) BORDURE ORIENTALE DES CEVENNES

Franchissant vers l'Est les monts de Saint Bresson, on aborde la dépression sous-cévenole. La caractéristique majeure de la région est l'abondance des failles dont la direction majeure est ENE - WSW effondrant la série sédimentaire dont des termes élevés viennent buter directement contre les séries plus anciennes. Les affleurements de Trias et de Lias sont donc rares sinon exceptionnels. Il n'est que dans les petits golfes de terrains sédimentaires plaqués sur le socle et situé à l'Ouest du réseau de faille, que des coupes ont pu être levées. Encore faut-il atteindre, vers le NE, la proximité du bassin de Mialet - Thoiras pour trouver une bonne coupe intéressant à la fois le Trias supérieur et le Lias. Ce jalon étant acquis, quelques notations pourront être proposées en revenant sur nos pas, c'est-à-dire vers le SW et en signalant les coupes fragmentaires souvent tectonisées que nous avons pu lever (fig. II - E1).

a) Coupes et sondages

1) LA COUPE DE CORBES (bassin de Mialet - Thoiras)

La coupe est située à 3 km au Nord-Ouest d'Anduze, sur la rive gauche du Gardon d'Anduze, et en bordure de la route D 284, au point de coordonnées Lambert $x = 729,9$; $y = 198,9$.

Cette coupe a été levée, en 1964 par P. et F. ELLENBERGER qui y ont trouvé de nombreuses empreintes de Lamellibranches, malheureusement indéterminables, dans les niveaux rhétiens ;

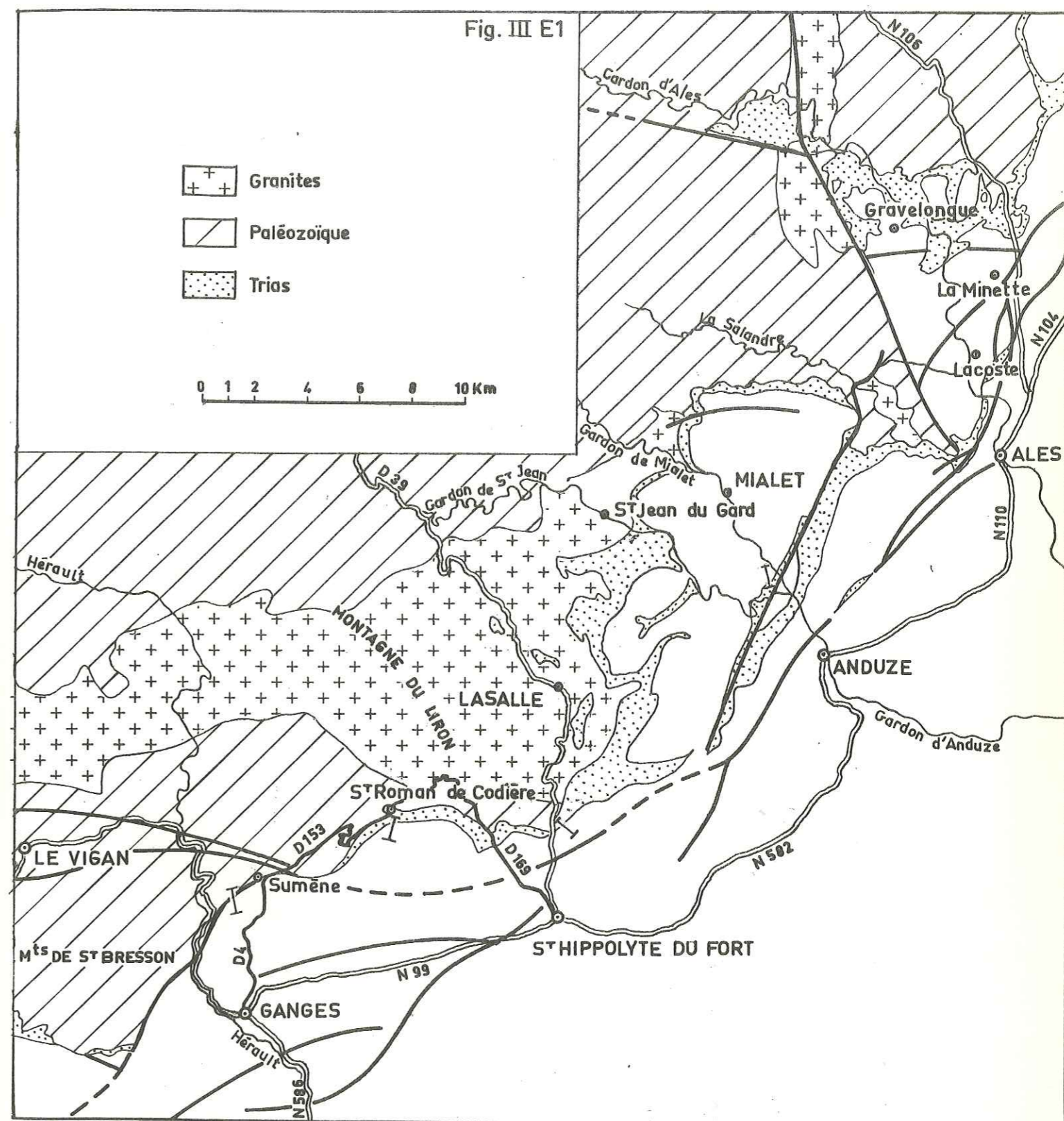


Schéma de situation des affleurements et coupes de la bordure cévenole.

j'en ai ultérieurement levée et échantillonnée les niveaux rhétiens.

On peut noter à la base des marnes grises vertes à passées pourpres, intercalées de bancs dolomitiques et gréseux à pistes de Dinosaures et, à 13 m du sommet, riches en petites Esthéries caractéristiques du Keuper s. str. : Euestheria minuta VON ZIETEN et Pseudoasmussia destombesi DEFRETIN (P. ELLENBERGER 1965, détermination S. Defretin).

Au-dessus du dernier niveau de marnes pourprés, on observe successivement de la base vers le sommet les couches suivantes (fig. II - E2) :

a) Les Marnes vertes (3 m)

Elles sont finement gréseuses, elles remanient des fragments de dolomie beige et admettent des lentilles de grès feldspathique.

b) Les Grès microconglomératiques (9,15 m)

comprennent à la base une barre massive puis vers le haut une série de couches argileuses et gréseuses. Ce sont :

- 4,75 m de grès grossier (grès quartzite), à quartz blancs et roses atteignant 1 cm de diamètre, plus fin au sommet ;
- 2 m de couches tendres, elles affleurent seulement au sommet (sur 1 m). Il s'agit d'un grès moyen tendre, brun, à matrice argiloferrugineuse et micacée admettant des passées de sparite impure. Les éléments comprennent des grains de quartz émoussés à arrondis, de feldspaths abondants, ainsi que quelques grains de tourmaline et de zircons ;
- 0,30 m de grès, gris vert, remanié par des organismes lithophages ;
- 0,60 m de grès quartzite gris brun grossier (les quartz atteignent 5 mm de diamètre) feldspathique, à plage à matrice ferrugineuse et micacée. Vers le haut la matrice plus abondante est carbonatée et très finement cristallisé comprenant

quelques petits rhomboédres. Au sommet on observe un lit de galets de quartz atteignant 7 cm de diamètre. Il est recouvert par 0,10 m de marnes dolomitiques jaunes à petites Cardites ;

- un délit de marnes schisteuses gris foncé : 0,10 m ;
- 0,40 m : banc de marnes compactes se délitant à la base en plaquettes, gris foncé à patine jaune, à fins débris de végétaux ;
- 0,40 m de marnes tendres, schisteux gris foncé à noir ;
- 0,15 m de grès quartzite fin, rouille, en plaquettes ondulées à empreintes de cardites et de Mytilidés. Ce grès admet quelques plages de ciment carbonaté cristallin ou microcristallin chargé de limonite. A ce niveau la muscovite est abondante ; on observe quelques débris de dents et écailles de Poissons ;
- 0,15 m de marnes noires ;
- 0,40 m de grès grossier, mal trié, brun, à graviers de quartz disséminés (atteignant 5 mm de diamètre), à matrice de micrite ferrugineuse, à structure confuse, remaniée par des organismes fousseurs.

c) Les Marnes sombres (4,70 m)

Elles comprennent :

- 4 m de marnes grise tendres se délitant en feuillets ;
- un banc compact (0,20 m) de marnes dolomitiques beiges, gréseuses, à petits Lamellibranches au sommet ;
- 0,50 m de marnes gris vert, feuilletées à surface écailleuse.

d) Les Grès dolomitiques (7,65 m)

Ce niveau est formé par une série de bancs gréseux et dolomitiques, alternant avec des marnes. Soit :

- 0,50 m de grès moyen à graviers de quartz disséminés (1 cm de diamètre) ;

- 1,45 m de marnes schisteuses, faiblement gréseuses alternant avec des bancs calcaires dolomitiques beige ;
- 0,50 m de grès moyen gris à ciment dolomitique passant à une dolomie cristalline (biodolosparite) à nombreux débris coquilliers peu brisés, recristallisés, avec quelques oolites, des débris de tests d'Echinodermes ainsi que des dents et écailles de Poissons ;
- 2,05 m de marnes grises schisteuses, ou en bancs compact admettant une mince plaquette gréseuse à intraclasts et graviers de quartz atteignant 0,8 cm de diamètre, ainsi qu'à dents et écailles de Poissons. Les marnes ont livré à 40 cm de la base de nombreuses empreintes de Bactryllium ;
- 1,15 m de grès brun roux formant un gros banc cubique : grès moyen à ciment carbonaté cristallin, à feldspaths assez abondants et intraclasts (micrite). Au sommet on observe, quelques empreintes de petits Lamellibranches ;
- 0,40 m sans affleurement ;
- 0,80 m de calcaire dolomitique, gris à patine jaune faiblement gréseux et argileux ;
- 0,30 m de marnes noires, schisteuses, à débris de végétaux, encadrant un mince banc de calcaire dolomitique (micrite ferrugineuse) gréseux, rubané, à "fantômes" d'oolites et petits Foraminifères ;
- un gros banc (0,80 m) dont la base est un grès gris, à patine rousse, fin, à ciment cristallin, contenant quelques débris d'Echinodermes et de petits Foraminifères.

e) Les Marnes et dolomies rubanées (7,75 m)

Ils comprennent de bas en haut :

- le sommet du banc précédent, soit 0,30 m de dolomie (micrite) oolitique et fossilifère (débris de tests de Mollusques et d'Echinodermes, petits Foraminifères), finement gréseuse ;
- 0,35 m de dolomie un peu argileuse, grise à patine beige, semée de quartz au sommet ;
- 1,50 m de marnes gris beige à passées schisteuses ;

- 0,40 m de dolomie cristalline gris foncé à patine brune, finement gréseux ;
- 0,25 m de marnes tendres beiges ;
- 0,55 m de dolomie à grain fin, gris beige formant deux petits bancs ;
- 1,40 m de marnes beiges, plus ou moins argileuses, tendres et affleurant mal ;
- 1,30 m de dolomie à grain fin, grise, à patine jaune se délitant en minces bancs, à dents et écailles de Poissons ;
- à ce niveau apparaît un gros banc (0,90 m) microconglomératique gris roux. Les éléments comprennent des grains de quartz bien triés de 1 à 3 mm (plus rarement 7 mm) et de feldspath ; le ciment carbonaté cristallin est abondant, il englobe quelques rhomboèdres, et vers le sommet on y observe des "fantômes" d'oolites et de débris coquilliers. Il passe au sommet à une dolomie argileuse (micrite) faiblement gréseuse ;
- 0,80 m de dolomie (micrite argileuse) se délitant en minces bancs gris beiges.

Ces cinq horizons sont couronnés par les dolomies hettangiennes qui comprennent à la base :

- 4,50 m de dolomies cristallines, fossilifères et oolitiques à leur base et admettant une fine passée gréseuse ;
- 4 m de dolomies finement cristallines se délitant en minces strates ondulées à tests d'Echinodermes et Pentacrines parfois abondante ;
- une deuxième série de dolomie cristalline, formant une barre.

Il est donc possible de noter, au-dessus des marnes bariolées qui ont livré ici Euestheria minuta et Pseudoasmussia destombesi, formes connues du Keuper (P. ELLENBERGER 1965, détermine S. Defretin :

une série d'une quarantaine de mètres d'épaisseur do-

minée par les pentes rocailleuses de dolomies attribuées à l'Hettangien et comprenant les cinq horizons suivants :

- a) Marnes vertes
- b) Grès conglomératiques
- c) Marnes sombres
- d) Grès dolomitiques
- e) Marnes et calcaires dolomitiques

2) LA COUPE DE SAINT HIPPOLYTE DU FORT (Fig.

II - E2)

Elle se situe entre Saint Hippolyte du Fort et Lasalle (à 3,200 km au Nord de Saint Hippolyte, à vol d'oiseau) au point de coordonnées Lambert $x = 721,5$; $y = 189,4$. Les couches rhétiennes affleurent le long du sentier qui monte vers le Cabanis. Parmi de nombreuses coupes levées dans le secteur, j'ai choisi de décrire celle-ci, ou se pose malgré tout le problème de l'éventualité d'une tectonique intense. Elle est apparemment continue, à l'exception de quelques lacunes d'affleurements. La coupe présente des failles directionnelles. Par des levés systématiques conduits en suivant les contacts bancs sur bancs, il a été possible d'établir une coupe continue dans la partie sommitale (20 m supérieur) ; en revanche la partie inférieure semble toujours buter contre la partie supérieure par faille. Doit-elle être attribuée à un Keuper gréseux dolomitique fréquent dans la région, ou correspond elle à un horizon gréseux très épais sus-jacent aux Keuper ? seule une cartographie de grand détail de ce secteur pourrait lever l'ambiguïté. Cela ne correspondait pas au but que je m'étais assigné.

α) Base de la coupe de Saint Hippolyte

Cette unité est essentiellement gréseuse, exceptionnel-

lement dolomitique, sa puissance atteint 12 m. J'y ai relevé :

- une barre gréseuse de 4,80 m : grès grossier gris vert, mal cimenté à la base ; grès quartzite feldspathique gris beige à patine ocre vert, avec au sommet un mince banc de grès fin à lentilles et délit argileux verts (0,20 m) ;
- une zone couverte d'éboulis ou apparaît un banc de grès feldspathique à ciment carbonaté finement cristallin abondant ; par place une matrice résiduelle et quelques intraclasts de micrite gréseuse (atteignant 0,6 mm) sont présents ;
- 3,60 m de grès fin, finement lité, à joints argileux micacés ondulés admettant à 1,50 m de la base une passée argileuse de 0,20 m d'épaisseur. Grès quartzite feldspathique, à tourmaline et micas blancs abondants assez bien triés, peu classés ; par place on observe un ciment carbonaté réduit sous forme de cristaux rhomboédriques isolés, ou de petites plaques de micrite imprégnée de limonite ;
- 0,30 m de plaquettes marnogréseuses ondulées intercalées d'argiles ;
- 0,90 m de marnes gris foncé à beige, compactes, à débit cubique, gréseuses à leur base ;
- 2,60 m de grès à matrice carbonatée. A la base le grès est grossier à conglomératique (quartz de 7 mm) à ciment carbonaté cristallin abondant. Au-dessus le grès est fin en plaquettes, à délit de marnes avec débris de végétaux, puis il forme un banc à délit irrégulier, rosé à patine brune : la matrice (micrite à microsparite) est très abondante, chargée de limonite ; on observe également de larges intraclasts plats et des strates lenticulaires de micrite parfois gréseuse. Notons la trace d'un petit Foraminifère recristallisé. Au sommet c'est un banc de grès à délit irréguliers, beige rosé, grossier à conglomératique dont les éléments de quartz atteignent 6 mm de diamètre ; les feldspaths sont encore abondants. La matrice de micrite est chargée de limonite en partie recristallisée englobant de petits rhomboèdres.

β) Partie sommitale de la coupe

Au-dessus d'une zone couverte d'éboulis, de part et d'autre de laquelle affleure des couches de même direction mais de pendage légèrement différent, ceci correspondant vraisemblablement

au passage d'un contact anormal directionnel, j'ai relevé la coupe continue suivante :

a et b) Marnes vertes et Grès

- 1,70 m de marnes grises à verdâtres plus ou moins dolomitiques alternant avec des grès fins gris ou des dolomies finement cristallines très gréseuses, parsemés d'éléments de quartz (2 cm) à strates argileuses ondulées parfois lenticulaires. Les marnes dolomitiques comprennent une passée de brèche intraformationnelle ; à la base des bancs gréseux on observe des moules internes contournés de tubes d'organismes fouisseurs ; le dernier banc de grès contient de petits Foraminifères.

c) Marnes sombres à passées dolomitiques

gréseuses

- 0,15 m de calcaire dolomitique gris : micrite gréseuse à débris coquilliers et oolites au sommet ;
- 0,60 m de marnes noires à patine jaune, se délitant en plaquettes, plus compactes vers le haut ;
- 1,50 m de calcaire dolomitique gris beige à patine jaune : micrite à sparite fossilifère et gréseuse. Ce sont des débris coquilliers recristallisés abondants ainsi que quelques débris d'Echinodermes et des dents ou écailles de Poissons ; les quartz atteignent 1 mm, exceptionnellement 3 mm, et sont plus abondants dans le banc inférieur où sont également présents de larges intraclasts de micrite (1 cm) galets mous déformés en surface par les quartz ;
- deux bancs calcaires dolomitiques très gréseux gris foncé à dent de Poissons et petits Foraminifères ;
- 2,75 m de marnes noires à patine rousse, en petits bancs compacts, parfois rubanés à strates finement gréseuses à nombreuses géodes de quartz. Vers le haut les couches sont plus argileuses, micacées à débris de végétaux, elles se délitent en feuillets et boules, et comprennent toutefois deux minces bancs (0,10 m) dolomitiques compacts, finement gréseux, à empreintes de Lamellibranches mal conservées.

d) Grès dolomitiques, soit :

- 0,70 m de grès fin beige à patine rousse à fines strates ondulées argileuses et micacées ;
- 1,70 m de grès fin, en bancs de 0,20 à 0,70 m, grossier et conglomératique à ciment dolomitique gris finement cristallin plus ou moins abondant ; les quartz peuvent atteindre 5 cm de diamètre ;
- 1,40 m de dolomie très gréseuse gris foncé finement cristalline, compacte, bien litée, à dents de Poissons ;
- 0,40 m de marnes noires se délitant en fins feuillets ;
- 0,40 m de grès moyen roux à intraclasts et ciment abondant ;
- 0,50 m de marnes dolomitique gris clair formant un banc compact ;
- 0,60 m de grès brun fin à ciment chargé de limonite.

e) Calcaires dolomitiques rubanés à passées de marnes, gréseuses au sommet, comprenant successivement :

- 1,10 m où affleurent deux bancs de dolomie cristalline grise : sparite oolitique dont les cristaux très réguliers mesurent environ 0,5 mm. Des quartz constituent souvent le noyau d'oolites ; quelques feldspaths et tourmalines bleues sont disséminés ; notons également de petits Foraminifères recristallisés et des débris coquilliers ;
- 1,70 m de calcaire dolomitique faiblement argileux beige à patine ocre se délitant en minces bancs et plaques à délit cubique, et à joints argileux feuilletés. Ces bancs sont des micrites à microsparites rubanées à strates plus ou moins argileuses, ou oolitiques. Ils ont livré à leur sommet de nombreuses empreintes de coquilles qu'il semble possible de rapporter à : Dimyopsis emmerichi BISTRAM ainsi que de petits Gastéropodes et des dents et écailles de Poissons ;
- 0,80 m de marnes dolomitiques gris foncé, compactes, se délitant en plaques. Elles sont finement gréseuses, avec oolites, débris coquilliers et petits Foraminifères à la base ;
- 0,50 m sans affleurement (à 500 m on note à ce niveau des marnes grises se délitant en feuillets et comprenant quelques minces bancs plus durs ; à leur sommet on observe de nombreuses empreintes de Bactryllium sp.

Ici des grès s'intercalent dans la série sur 2,35 m d'épaisseur, ils comprennent :

- 0,40 m de minces bancs et plaquettes ondulées gris foncé : grès fin à ciment finement cristallin abondant. Il est peu feldspathique, à micas et zircons abondants, et fins intraclasts de micrite. Il comprend des passées lenticulaires de micrite argileuse, chargée de limonite ; on y observe des débris d'Echinodermes des dents et écailles de Poissons, des débris charbonneux et des perforations d'organismes fouisseurs ;
- 0,60 m de grès fin micacé, à ciment finement cristallin, à plages de cristaux rhomboédriques, banc gris plus dur, à débit cubique ;
- 0,30 m de plaquettes et feuillets argilo-gréseux ;
- 0,40 m de grès fin semblable au précédent ;
- 0,15 m de grès microconglomératique gris à quartz blancs, à ciment carbonaté cristallin abondant (cristaux atteignant 1 mm), et à des structures allongées recristallisées, peut-être fantômes de débris coquilliers ;
- 0,40 m de grès fin, à ciment cristallin toujours abondant, à plages et strates à cristaux rhomboédriques ; grès peu micacé, mais à intraclasts de micrite (0,1 à 0,2 mm de diamètre) ;
- 0,60 m de marnes dolomitiques gréseuses, tendres, grises à patine ocre, se délitant en écailles.

Au-dessus apparaissent les dolomies hettangiennes qui comprennent à leur base :

- 1,70 m de dolomie : sparite à microsparite gréseuse (quartz inférieurs à 0,25 mm granoclassés). A la base sur 5 cm d'épaisseur, ce sont des plaques de grès franc séparées par quelques feuillets dolomitiques ;
- 4 m de dolomie cristalline grise ;
- 2 m de dolomie finement cristalline, à patine plus jaune ;
- 3,80 m de dolomie cristalline, à patine gris foncé formant

deux bancs principaux ;

- les dolomies en minces bancs ondulés, localement calcaires : micrite fossilifère rubanée, à débris d'Echinodermes (radioles d'Echinides, vertèbres d'Ophiures), débris de Mollusques et fossiles dégagés : Cardinia sp., Dimyopsis emmerichi BISTRAM et Gastéropodes formant des lumachelles.

3) JALONS OCCIDENTAUX

En dépit de recherches patientes sur le flanc Nord de la Montagne de la Fage, il ne m'a pas été possible au travers d'éboulis épais couvert de végétation d'observer de coupe complète. On trouvera figurés les quelques éléments rencontrés à Sumène et Saint Roman de Codières. On notera que l'ensemble des bancs est gréseux ou marneux. Les dolomies franches manquent. Deux bancs conglomératiques seulement ont été relevés dans cette série nettement terrigène.

4) SONDAGE DANS LE BASSIN D'ALES

Séparé du bassin de Mialet-Thoiras par un relèvement du socle, lui-même limité au Nord par la faille de Soustelle, affleure le bassin d'Alès, de tectonique complexe et longtemps controversée. Dans un tel dédale de panneaux limités par des failles de direction et d'âge varié, les leviers stratigraphiques n'étaient guère possibles. J'ai utilisé des sondages effectués par la Société des Houillères des Cévennes, analysés par J. P. DESTOMBES, J. FABRE, Ch. GREBER et J. BUCLEZ. J'en présenterai ci-dessous une analyse rapide (fig. II - E3).

α) Le sondage de Lacoste

Il a été implanté au point de coordonnées Lambert x = 737,90 ; y = 207,45. L'étude des morts terrains en est due à J. P. DESTOMBES, J. FABRE, Ch. GREBER (1950).

J'ai retenu dans les formations qui nous intéressent, successivement du sommet vers la base :

Des niveaux hettangiens fossilifères :

- 12,50 m de marnes calcaireuses et dolomies gris noirâtre, avec Cardinia hydrida et Lima valionensis ; très calcaires vers la base ;
- 14,70 m de dolomie franche, peu marneuse ;
- 2,70 m de dolomie sombre à délits marneux noirs avec fillet de lignites à la base ;
- 1,90 m de dolomie fine plus claire, à délits de marnes noires.

Une formation principalement dolomitique (d) 15,70 m :

- 2,40 m de marnes sombres à cassure conchoïdale ; puis noires micacées et feuilletées à cassure enquilleuse ;
- 5,70 m de dolomies sombres à passées de marnes noires ;
- 2,30 m de dolomies à gros grains, claires, à fines passées de marnes semblables ;
- 4,70 m de dolomies massives, gris foncé encadrant 0,80 m de dolomie marneuse.

Des marnes sombres (c) 8,10 m

Marnes noirâtres à cassure conchoïdale alternant avec des dolomies gris foncé ; à la base les marnes sont feuilletées micacées, et les dolomies plus claires.

Une série dolomitique et marneuse (b) à passées microconglomératiques 11,30 m :

- 2,80 m de dolomies et marnes noirâtres, non feuilletées, dures, à petits lits lenticulaires de microconglomérats à quartz roulés, et de marnes tendres ;

- 0,90 m de marnes noires, à surfaces pustuleuses et à écailles de Poissons ;
- 8,60 m de dolomies sombres massives, puis gris bleuté, plus fines, à délits de marnes noires et niveaux microconglomératiques ; débris de végétaux, traces charbonneuses et Bactryllium sp. ;

Des marnes gris verdâtre (a) 1 m

Puis viennent des marnes bariolées du Keuper, verdâtres ou lie de vin, fossilifères avec Estheria minuta à 6 m ainsi que Estheria Destombesi (1950) DEFRETIN très abondantes à 13 m du sommet de ces marnes bariolées.

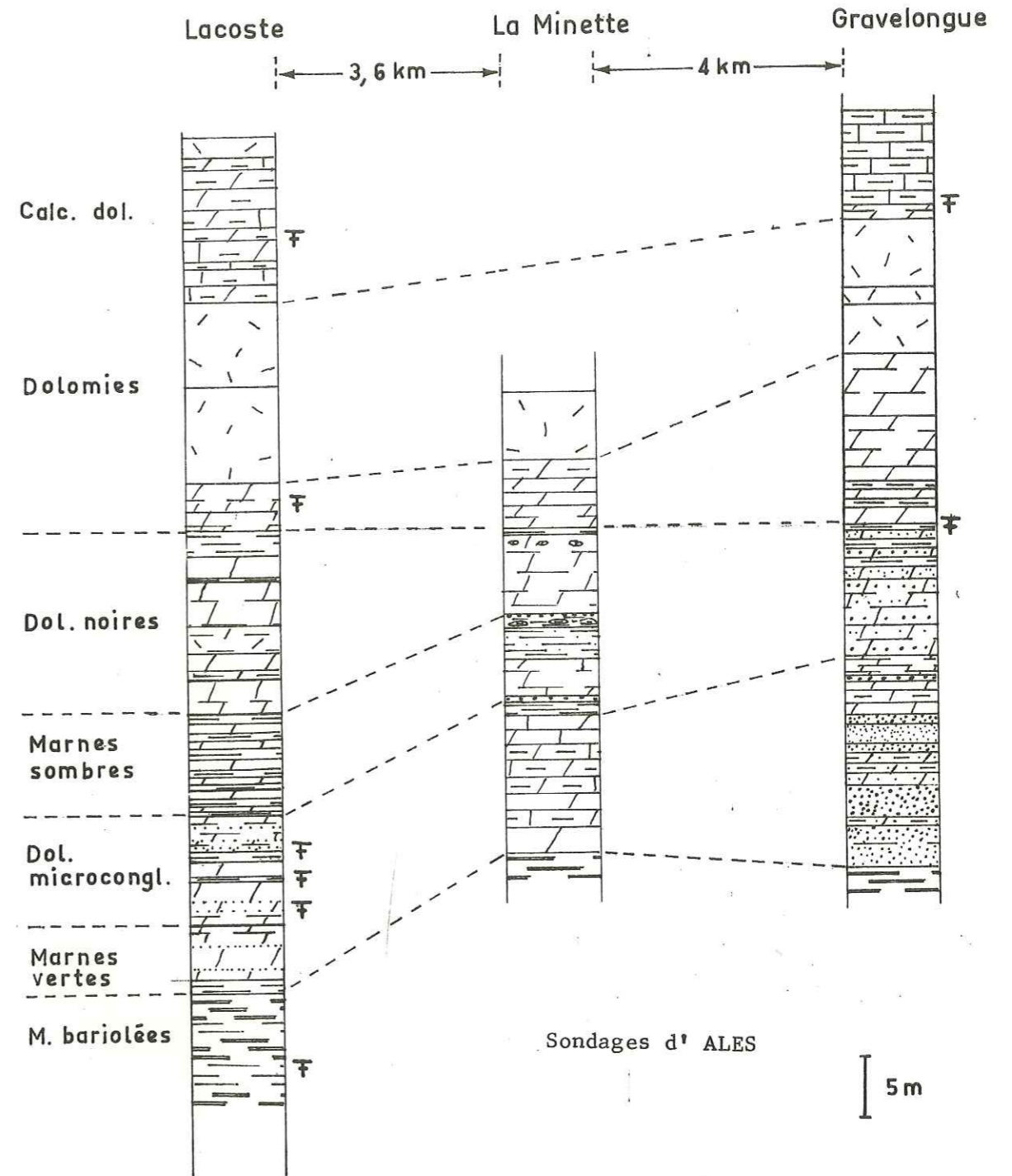
β) Le sondage de Gravelongue se situe à 6 km au N - NW de Lacoste, au point de coordonnées Lambert x = 735,240 ; y = 212,529. L'étude des morts terrains a été réalisée par J. BUCLEZ et J. P. DESTOMBES (1953). Les principales formations lithologiques que je retiendrai ici sont du sommet vers la base, au-dessous des niveaux hetangiens :

- 16 m de calcaires marneux gris foncé à Cardinia et Lima (à 7,50 m et 4,50 m de leur base) ;
- 12 m de dolomies grises ; au sommet sur 1 m, ces dolomies ont des délits de marnes noires ;
- 16 m de dolomies grises et marnes noires : soit 5 m de dolomies grises à lits de marnes noires dolomitiques ; 4 m d'alternances de marnes noires dolomitiques et de dolomies grises et 7 m de dolomies grises à lits de marnes noires dolomitiques.

Des horizons terrigènes rapportés au Rhétien :

- 10,50 m d'alternances de poudingues à éléments quartzeux et à ciment dolomitique, de dolomies massives très gréseuses grises, et de marnes noires fines à cassure esquilleuse. A 1 m du sommet, des écailles de Poissons sont notées ;
- 4,70 m de dolomies grises et marnes vertes où s'intercale

Fig. II E3



0,50 m de poudingue ;

- 12,70 m d'une série de couches grésoconglomératiques à passées marnodolomitiques souvent verdâtres à quartz abondant ;

Sous ces horizons 2,50 m de marnes bariolées caractérisent le Keuper.

Remarque :

On trouvera sur la fig. II - E1 une esquisse du sondage de La Minette n° 40, située au SE du hameau de La Minette à 3,6 km au Nord de Lacoste, au point de coordonnées Lambert $x = 740,781$; $y = 211,182$. Les horizons sont très voisins de ceux du sondage de Gravelongue, n'était que chacun d'eux est moins gréseux, c'est un jalon lithologique entre les deux sondages décrits ci-dessus.

b) Coupe synthétique (fig. II - E4)

Les séries levées sur la bordure orientale des Cévennes présentent une homogénéité telle qu'on peut en rendre compte en supposant l'existence d'un bassin sédimentaire unique. La granulométrie de la phase détritique diffère essentiellement en fonction de leur distance au socle paléozoïque. Les coupes de Saint Hippolyte et de Corbès d'une part et de Lacoste et Gravelongue d'autre part obéissent à cette logique.

1) Les horizons lithologiques bien caractérisés à Corbès et à Saint Hippolyte du Fort comprennent donc :

- a) Les Marnes vertes
- b) Les Grès et microconglomérats
- c) Les Marnes sombres
- d) Les Grès dolomitiques

e) Les Calcaires dolomitiques rubanés

2) Age des formations

Si les formations rhétiennes ne sont nulle part datées par leur fossile de zone dans les coupes ou sondages décrits, elles l'ont été au voisinage par les anciens auteurs. Leur toit et leur mur ont livré des fossiles caractéristiques :

- les niveaux du Keuper

Tant à l'affleurement (coupe d'Anduze) qu'en sondage (Lacoste), les masses bariolées ont fourni des Estheria :

E. minuta VON ZIETEN et Pseudoasmussia destombesi DEFRETIN.

C'est, pour l'ensemble du présent mémoire, un jalon particulièrement important, car jusqu'alors, nous avons situé arbitrairement le sommet du Keuper au toit des marnes bariolées sans qu'aucun fossile n'y ait été mentionné ; nous reprenions simplement l'opinion défendue par J. RICOUR. Or, nous établissons ici que ce faciès appartient du moins pro parte au Keuper, ce qui serre de près notre hypothèse.

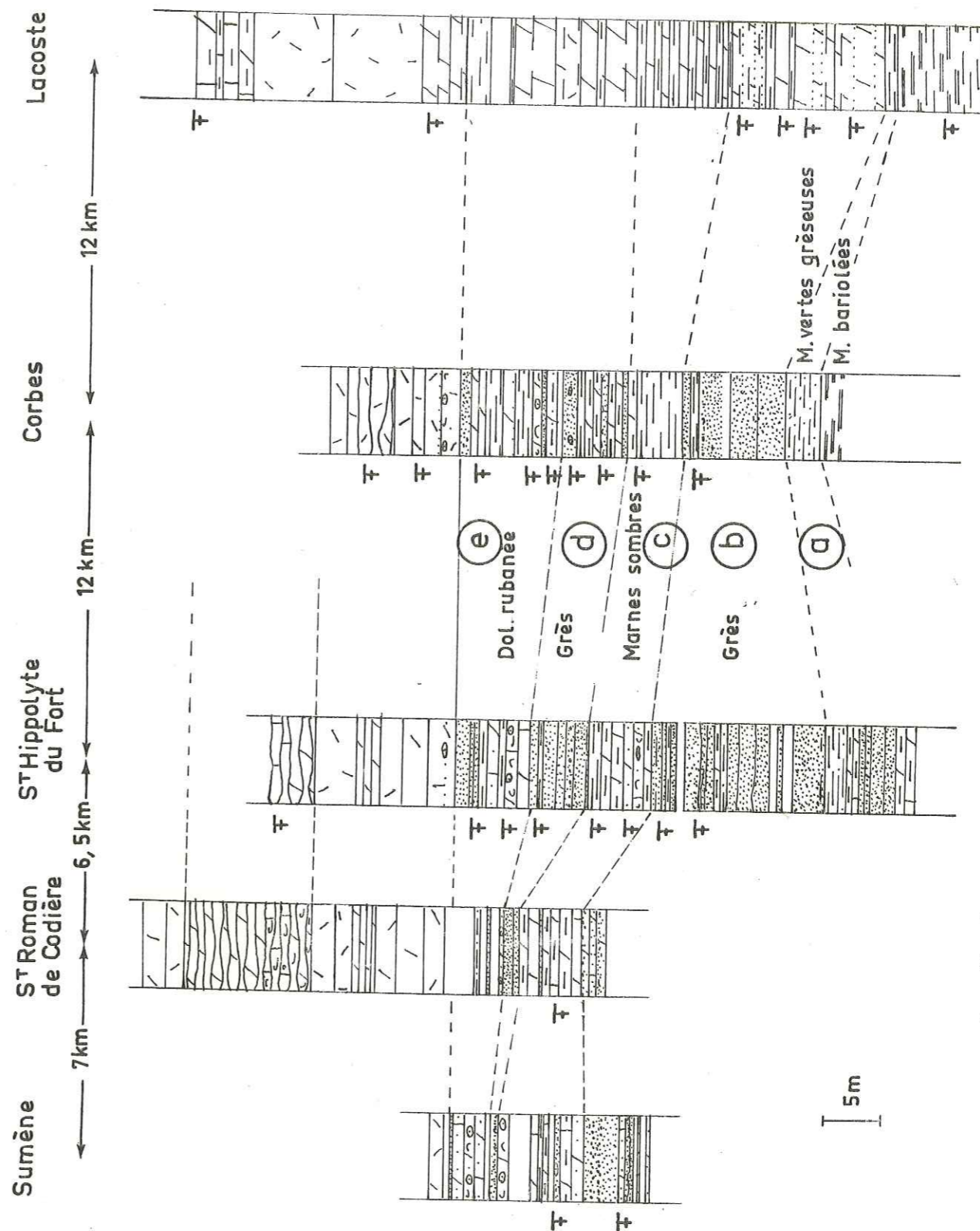
- Les dolomies hettangiennes sont datées dans le faciès Parlatges, nous leur rattachons encore ici les niveaux de dolomie cristalline sous-jacent bien que ces dolomies cristallines rencontrées n'aient pas fourni de fossiles déterminables.

Le Rhétien lui-même aurait livré au Nord du Mas Dieu le fossile de zone (A. contorta) dans un faciès de marnes noires feuilletées (voir J. P. DESTOMBES, 1963). Ce niveau correspond à l'horizon médian de la série reconnue.

3) Paléogéographie

La paléogéographie paraît simple, l'homogénéité des fa-

Fig. II E4



Corrélations stratigraphiques de la bordure orientale des Cévennes

ciès d'une part entre la coupe de Corbès et le sondage de Lacoste, et d'autre part entre la coupe de Saint Hippolyte et le sondage de Gravelongue est telle qu'un bassin unique peut être reconstruit. Ce bassin borde les Cévennes, et les apports détritiques diminuent rapidement d'Ouest en Est. C'est ainsi que l'horizon des grès reconnu dans les dolomies sus-jacentes à l'horizon des marnes noires disparaît dans le bassin d'Alès entre le sondage de Gravelongue et celui de Lacoste.

La rareté des horizons microconglomératiques, la petite taille (jamais plus de 5 cm) des galets au sein des horizons détritiques existants, indique soit que la limite Nord-Ouest actuelle des dépôts est une limite d'érosion, soit plus vraisemblablement que la patrie sédimentaire n'envoyait pas en mer de dépôts très grossiers.

Notons que localement, dans les Petits Causses, l'Hettangien repose sur le socle, par l'intermédiaire d'un niveau de grès et conglomérat feldspathique, rapporté au Trias, mais dont l'âge pourrait être également rhétien.

Nous rappelons que à l'issue du chapitre traitant du bassin de Lodève, nous avons mis en évidence, entre autres, l'existence d'horizons gréseux devenant conglomératiques d'Ouest en Est, c'est-à-dire en s'éloignant du socle anté-mésozoïque. Une telle évolution ne s'observe pas sur la bordure orientale des Cévennes, ce qui nous invite à étudier le domaine intermédiaire entre la Montagne Noire et les Cévennes.

F) LE PROLONGEMENT MERIDIONAL DES CEVENNES (MONTS DE SAINT BRESSON).

Entre les bassins des Causses à l'Ouest d'une part et la bordure sous-cévenole à l'Est, les Cévennes se terminent par les

Monts de Saint Bresson, qui plongent vers le Sud sous une couverture sédimentaire. Ce plongement est accentué par des failles d'orientation générale WSW - ENE. Cette couverture sédimentaire butte à l'Est et au Sud contre le réseau de failles cévenoles. Une campagne de sondage a été menée par la Société de Pennaroya (S. M. M. P.) pour l'action concertée plomb-zinc. J'ai utilisé les documents qui m'ont aimablement été communiqués par J. C. MACQUAR.

a) Les sondages

Il s'agit des sondages de Madières I et Madières II, J. G. MICHAUD (1965), situés au NW de la Montagne de la Séranne entre Gornies et Saint Maurice (Hérault), en bordure de la route D 25, respectivement au point de coordonnées Lambert $x = 698,45$, $y = 173,5$ et $x = 698$; $y = 172,9$; du sondage du Mas del Pont effectué à 2 km à l'Ouest, au point $x = 636,1$; $y = 173,6$ (fig. II - E1).

1) SONDAGE DE MADIÈRES I (fig. II - F2)

Au-dessous de 44,85 m de dolomies et calcaires dolomitiques à passées bréchiques et oolitiques (que par analogie de faciès avec ce qui est connu ailleurs, on a rapporté à l'Hettangien), on relève successivement, du sommet vers la base :

1) un horizon bréchique : 4,35 m

- 1,15 m de marnes dolomitiques et argilites noires feuilletées avec début de bréchification à la base ;
- 3,25 m de brèche, à éléments de dolomies calcarifères gris clair et de schistes noirs emballés dans une roche argilodolomitique noire.

2) des Calcaires dolomitiques : 8,90 m

- 1,40 m de dolomies cristallines parfois microcristallines grises, à très rares fantômes de gravelles ;

- 4,35 m de dolomies calcarifères cristallines gris clair, à fantômes d'oolites et gravelles dans la moitié inférieure ;
- 0,70 m de calcaires dolomitiques microcristallins à fantômes d'oolites peu fréquents.

3) des Dolomies gréseuses

- 2,45 m de calcaires dolomitiques microcristallins gris, hétérométriques. Présence de petits quartz émoussés de 50 à 200 μ dans une matrice dolomitique très recristallisée.

4) des Marnes sombres : 3,15 m

- 1,75 m de dolomies argileuses et argiles dolomitiques, à nodules et géodes de dolomite blanche ;
- 1,40 m : alternance de petits lits lenticulaires de dolomies cristallines gris clair et d'argilites noires.

5) des Grès : 3,10 m

- 0,90 m de grès moyens feldspathiques, à ciment carbonaté, à feldspaths roses caractéristiques ; avec quelques épisodes de grès argileux et d'argiles gréseuses vertes micacées ;
- 2,20 m de grès feldspathiques moyens et grossiers parfois conglomératiques (à quartz et lydiennes) ; lentilles d'argilites gréseuses vertes intercalées.

Le ciment carbonaté est en proportion variable inexistant dans des grès quartzites. Les éléments sont des quartz, plagioclases albitisés, muscovites, tourmalines vertes et pyrite.

Au-dessous, 2,80 m d'argilites bariolées lie de vin alternant avec des grès fins blancs parfois argileux, début d'une formation de 77,60 m d'épaisseur : alternances parfois grossières, parfois très fines de grès quartzeux, de grès verts fins à ciment argileux légèrement carbonaté, et d'argiles très généralement noires parfois rouges et vertes, avec sulfates (anhydrites et gypse) très abondants.

2) SONDAGE DE MADIÈRES II (fig. II - F2)

La série est plus argileuse et gréseuse qu'à Madières I, avec des épaisseurs analogues. Elle peut se résumer de haut en bas par :

- 2,45 m de brèches ;
- 4,85 m d'argiles dolomitiques, d'argiles indurées non carbonatées, de dolomies argileuses claires et de grès fins verts étroitement associés. A texture microbréchique dans les 40 cm de base ; puis 1 m de dolomies cristallines à fantômes de gravelles ;
- 2 m d'un ensemble d'arkoses, de grès feldspathiques verts, de dolomies microcristallines à fantômes de gravelles remaniées par des grès arkosiques (brèches intraformationnelles) ;
- 5,70 m de dolomies gris sombre, plus ou moins argileuses à lentilles de grès fin argileux à ciment carbonaté ;
- 3 m de grès grossier feldspathique à ciment faiblement carbonaté.

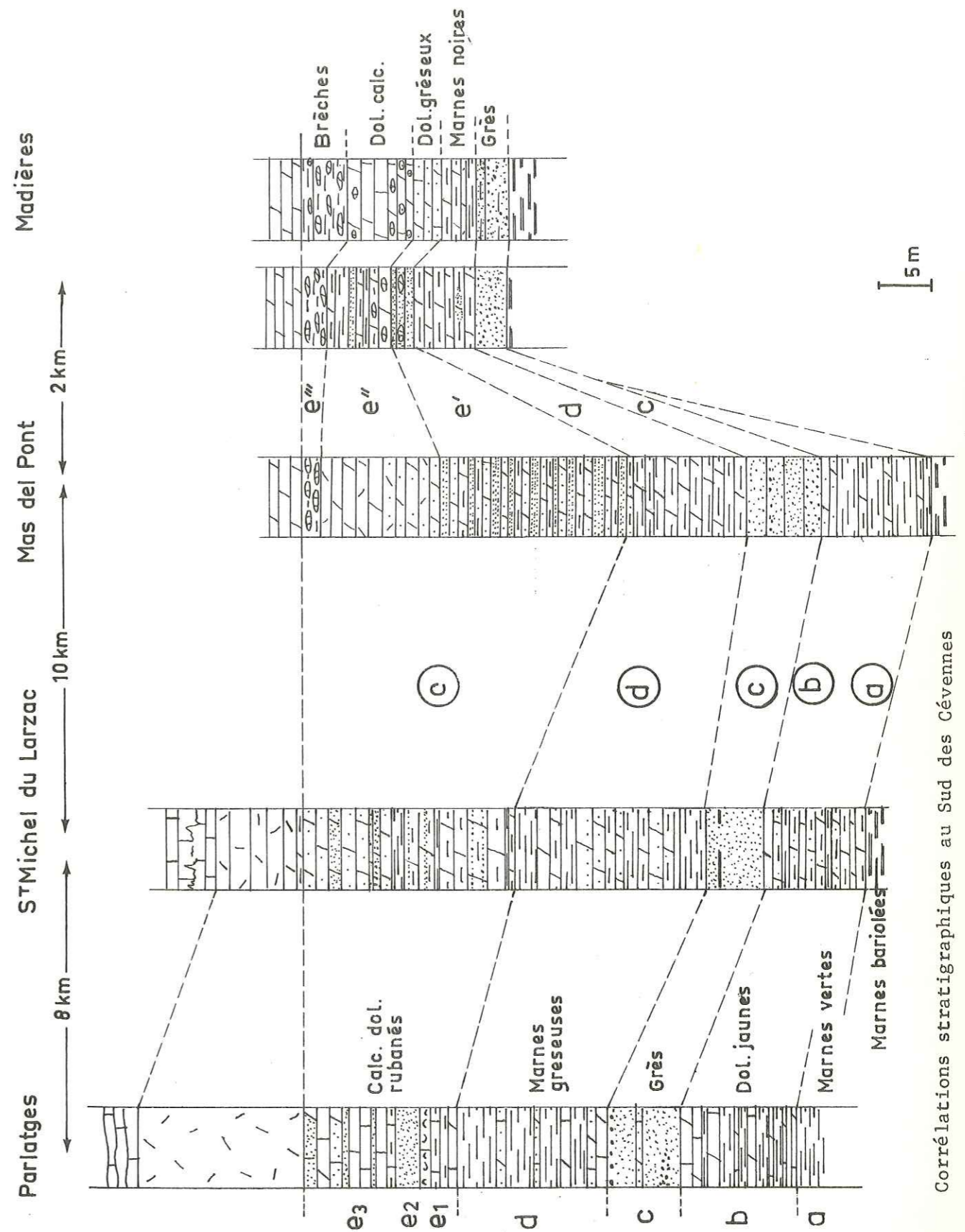
3) SONDAGE DE MAS DEL PONT (fig. II - F2)

A 2 km à l'Ouest de Madières, la formation comprise entre les dolomies hettangiennes et les marnes bariolées keuper, admet à sa base deux horizons lithologiques supplémentaires.

En outre, la formation a une puissance totale, nettement supérieure, de 58,50 m ; ce qui représente une forte variation sur une faible distance. Elle comprend du sommet vers la base :

- 1,80 m de brèche intraformationnelle ;
- 11 m de dolomies grises (cristallines fines à microcristallines) gréseuses dans la moitié inférieure ;
- 18 m d'alternances souvent fines de grès moyens à grossiers, de dolomies gréseuses et d'argiles dolomitiques noires avec débris de végétaux vers la base ;

Fig. II F2



Corrélations stratigraphiques au Sud des Cévennes

- 10,5 m d'alternances de marnes vertes et noires à pyrite fréquente, rares débris de végétaux ;
- 7 m de grès grossiers feldspathiques et conglomératiques, à feldspaths orangés et à débris de végétaux très abondants ;
- 1,40 m de dolomies gris vert microcristallines à quartz épars (atteignant la dimension de la "dragée"), et 8,80 m d'argiles dolomitiques vertes, rarement noires et de dolomies gréseuses.

Au-dessous apparaissent des argilites lie de vin, en tête d'une formation d'argiles principalement noires à gypse et anhydrite.

b) Intérêt

Les sondages précédents sont particulièrement remarquables en ce qu'ils permettent de mettre en évidence une très rapide variation d'épaisseur des horizons rhétiens. En outre ils se raccordent très aisément tant par la puissance que par les faciès aux coupes décrites dans le chapitre B (bordure Nord-Est de la Montagne Noire). On voit en effet que les différentes unités de la coupe de Parlatges se retrouvent dans les sondages de Saint Michel du Larzac et du Mas del Pont. Les faciès sont ainsi disposés, que l'on retrouve de bas en haut :

- des Marnes vertes
- des Dolomies jaunes
- des Grès
- des Marnes gréseuses sombres
- des Calcaires dolomitiques rubanés

Ces cinq horizons principaux sont d'une part les équivalents de ceux retenus, dans la région de Lodève, pour la coupe de Parlatges (à 12 km au Sud-Ouest du Mas del Pont), d'autre part ils se retrou-

vent en sondage à Saint Michel du Larzac (S 9, AUBAGNE 1962), à 10 km à l'Ouest du Mas del Pont. Remarquons toute fois l'épaississement de l'horizon supérieur gréseux et argileux à sa base, et l'apparition d'une brèche intraformationnelle au sommet.

A Madières seuls les 3 horizons supérieurs sont représentés par des couches peu épaisses, les grès sont directement superposés aux marnes lie de vin ; la brèche intraformationnelle sommitale se développe.

Les variations peuvent être résumées par le tableau suivant :

	Saint Michel du Larzac S 9	S. Mas del Pont	S. Madières II	S. Madières I
Parlatges				
	$e_3 = 7,40$	$e_{III} = 1,80$	$e_{III} = 2,45$	$e_{III} = 4,35$
Calcaires dolomitiques rubanés (e)	14 m $e_2 = 2,10$ $e_1 = 4,50$	30,80 m $e_{II} = 11$ $e_I = 18$	10,30 m $e_{II} = 5,85$ $e_I = 2,45$	12,55 m $e_{II} = 5,75$ $e_I = 2,45$
Marnes gréseuses sombres (d)	12 m	10,50 m	5,70 m	3,15 m
Grès (c)	6,70 m	7 m	3 m	3,10 m
Dolomies jaunes (b)	11 m	1,40 m		
Marnes vertes (a)	4 m	8,80 m		
Marnes bariolées				

L'évolution est bien celle que l'on avait vu s'esquisser sur la bordure de la Montagne Noire. Cela est particulièrement net si on considère les niveaux gréseux interstratifiés dans le calcaire dolomitique rubané ; ils deviennent de plus en plus importants en se dirigeant vers l'Est.

Après M. GOTTIS pour le Lias et le Dogger, M. AUBAGNE, J. P. PROUHET et M. SLANSKY (1966) ont mis en évidence l'existence d'un seuil caussenard dès le Trias (précisé ultérieurement dans sa partie septentrionale par P. BERNIER et al., 1970), provoquant la réduction d'épaisseur des sédiments et marquant la limite entre deux domaines de faciès différents. Nous rejoignons leurs vues, en ce qui concerne également le Rhétien et nous admettons ainsi l'individualisation de trois domaines principaux qui sont d'Ouest en Est :

- le bassin des Causses
- le seuil de Madières
- le bassin sous-cévenol

Deux problèmes restent posés ; d'une part sur le seuil lui-même existent des brèches dolomitiques remaniées dans des marnes ; d'autre part les niveaux gréseux du bassin caussenard oriental deviennent de plus en plus abondants vers le seuil ; or celui-ci était le siège d'une sédimentation, et ne pouvait donc alimenter les horizons gréseux. La genèse des brèches est par contre aisée à concevoir sur un seuil séparant deux bassins.

La brèche intraformationnelle sus-jacente à l'horizon des calcaires dolomitiques rubanés peut être interprété comme un remaniement de couches appartenant soit au sommet des calcaires dolomitiques rubanés eux-mêmes, soit à la base de la série hettangienne. En effet, il faut remarquer que, les couches de dolomies cristallines

et les calcaires à faciès de "Parlatges", notés encore dans le sondage de Saint Michel du Larzac, n'ont été repérés ni au Mas del Pont, ni à Madières.

En outre des brèches dolomitiques intraformationnelles sont décrites ici à plusieurs niveaux au sein même de la formation dolomitique hettangienne.

La patrie sédimentaire détritique des grès du bassin caussenard oriental est de compréhension plus délicate. Il ne saurait s'agir de détritiques arrachés aux Cévennes orientales et ramenés par courants dans le Sud et l'Ouest du bassin, puisque l'analyse du bord occidental des Cévennes nous a montré un Rhétien terrigène certes mais marneux. On peut suggérer que les sondages n'ont atteint que la retombée occidentale du seuil et que plus vers l'Est, celui-ci au moins par intermittence aurait été émergé ou bien que le seuil se relève rapidement vers les Monts de Saint Bresson, alimentant d'une part le Sud du bassin Caussenard, d'autre part contribuant à alimenter la bassin sous-cévenol.

DOMAINE ALPIN OCCIDENTALG) LES CHAINES SUBALPINES : L'ARC DE DIGNE-CASTELLANE

L'Arc de Digne-Castellane est formé par un faisceau de plis et chevauchements, faits en plusieurs étapes, dont la dernière d'âge miocène donne la structure actuelle, où une direction Est-Ouest anté-oligocène interfère avec une direction Nord-Sud post-miocène. L'écaille frontale au Sud de Digne s'enracine à Norante ; le décollement majeur s'est effectué au niveau du Keuper gypsifère. La grande simplicité tectonique de l'Arc de Digne permet d'observer, et c'est exceptionnel, des affleurements stratigraphiquement continus du Keuper au Crétacé. C'est la raison pour laquelle les coupes du Rhétien de la zone la plus externe des Alpes occidentales (chaînes subalpines) y ont été choisies.

J'ai détaillé les coupes suivantes :

- la coupe de Champourcin à 2,5 km au Nord de Digne déjà étudiée par A. GARNIER (1872) et E. HAUG (1891) ;
- la coupe du ravin du Coulmier près de Chaudon Norante.

a) Coupes élémentaires (fig. II - G1)1) COUPE DE CHAMPOURCIN

Elle se situe à 2,5 km au Nord de Digne en bordure de la Bléone et de la route de Barles (N. 100 A).

La coupe est levée sur le flanc oriental d'un anticlinal triasique. On y observe successivement de bas en haut c'est-à-dire de l'entrée de l'ancienne plâtrière de Champourcin à l'Ouest vers la Bléone à l'Est :

des couches rapportées au Keuper :

- marnes rouges gypsifères ;
- un banc de brèche dolomitique jaune à fragments remaniés divers ;
- 0,80 m de dolomie blanchâtre ;
- 5,35 m de marnes dolomitiques et dolomies argileuses bariolées à teinte lie de vin dominante, schisteuses à la base puis compactes, se délitant en prismes.

a) Des marnes et dolomies gris vert, 14,40 m :
couches tendres ravinées par les eaux de ruissellement qui n'ont livré aucune faune.

- 13,10 m de marnes dolomitiques et dolomies argileuses alternées, de teinte verte grisâtre vers le haut, à patine jaune ; en bancs compacts plus ou moins finement lités à débit cubique ;
- 1,30 m de dolomie argileuse ferrugineuse, devenant noire au sommet.

b) Des calcaires et schistes noirs, 11,60 m :
bien stratifiés, à délit souvent schisteux. Ce sont des micrites fossilifères à Lamellibranches et Echinodermes, dans laquelle des strates rubanées de biosparite sont interstratifiées ; celles-ci correspondent sur les sections de bancs à des lumachelles à nombreux Lamellibranches : A. contorta, Pecten, Dimyopsis emmerichi, avec des dents et écailles de Poissons, débris d'Echinodermes (articles de Crinoïdes et vertèbres d'Ophiures). Ces calcaires présentent des passées gréseuses et, à la base, un banc de grès franc. J'ai distingué successivement de bas en haut :

- 0,50 m de grès noirs marbrés de rouille à matrice carbonatée, mal trié, à grains de quartz à peine émoussés ;
- 2,40 m de calcaire noir, à patine gris beige, schisteux vers la base : biosparite gréseuse plus finement cristalline vers le haut, les quartz abondants sont nourris par silicification secondaire ; ces couches sont plus fossilifères à la base ; par-

mi les débris d'Echinodermes et les coquilles de Mollusques épaisses et peu brisées, j'ai noté A. contorta en abondance, des Pecten, Dimyopsis emmerichi, et par place des dents et écailles de Poissons très nombreuses ;

- 1,70 m de calcaire noir, (biomicritique) gréseux, rubané. Les débris coquilliers sont moins abondants que précédemment ; dans la moitié inférieure les quartz fins et bien triés sont répartis en strates rubanées ; vers le haut les débris fossilifères sont des tests de Mollusques, parfois d'Echinodermes répartis dans des couches distinctes ;

- 1 m sans affleurement ;

- 1,20 m de calcaire noir à patine gris ocre, rognonneux à la base (microsparite fossilifère), à débris de Mollusques et d'Echinodermes ;

- 0,80 m de calcaire plus clair, gris à patine ocre, bien lité (micrite rubanée à strates finement gréseuses ou fossilifères avec éléments jointifs et ciment souvent cristallin) ;

- 4 m de bancs calcaires noirs à patine beige ocre (micrite fossilifère) à débris coquilliers de Mollusques, d'Echinodermes, et à dents et écailles de Poissons. Au sommet, le calcaire est cristallin.

c) Des schistes noirs à passées de bancs calcaires compacts (8,40 m), montrant :

- 0,40 m de schistes noirs à patine rougeâtre ;

- 0,30 m de calcaire noir, à débit cubique, compact, microcristallin à rares débris coquilliers et fins petits quartz ;

- 1,40 m de calcaire gris ocre à patine ocre jaune (biosparite), à larges tests de Mollusques et fins débris, petits Gastéropodes, imprégnés d'oxyde de fer. A la base, sur 0,20 m d'épaisseur des quartz peu émoussés sont abondants ;

- 0,60 m de calcaire noir à patine ocre, micrite à plages de microsparite, imprégnée d'oxyde de fer, à lits de quartz mal triés et intraclasts ;

- 0,80 m sans affleurement ;

- 2 m de schistes noirs à patine rougeâtre ;

- 0,40 m d'un banc calcaire à débit schisteux (microsparite) faiblement gréseux, à petits Lamellibranches.

d) Des calcaires noirs (7,30 m)

Série de bancs compacts, admettant une passée schisteuse. Ce sont des micrites, parfois des microsparites fossilifères à passées gréseuses où l'on reconnaît :

- 1,60 m de calcaire noir, bien lité, à cassure conchoïdale : microsparite fossilifère à petits Lamellibranches ;

- 0,40 m de grès fins blancs à taches noires, patine ocre, à matrice abondante, quartz émoussés bien triés avec quelques débris coquilliers ;

- 0,30 m de calcaire noir (micrite) faiblement gréseux ;

- 0,50 m de calcaire noir tacheté de rouille, à patine ocre : micrite fossilifère et gréseuse à intraclasts de micrite argileuse ;

- 1,50 m de calcaire noir à patine beige : micrite rubanée à strates de grès ;

- 1,10 m de calcaire noir (biomicrite gréseuse) à débris coquilliers, quartz mal triés et intraclasts ; vers le haut ce calcaire en banc passe à des schistes ;

- 0,25 m de calcaire noir à gris, à patine beige : micrite à rares quartz et débris coquilliers ;

- 0,40 m de calcaire gris rosé à ocre, finement lité : (biomicrosparite) à nombreuses coquilles disposées parallèlement à la stratification, avec quelques quartz et intraclasts. Ce calcaire passe vers le haut à une micrite sans éléments figurés, puis devient très gréseux à quartz bien triés et granoclassés ;

- 0,60 m de calcaire noir finement lité (biosparite à microsparite) à débris coquilliers usés, oolites souvent déformées et intraclasts. Vers le haut les quartz bipyramidés néoformés sont abondants ;

- 0,65 m de calcaire plus clair beige, à cassure esquilleuse : (micrite faiblement gréseuses), avec quelques débris coquil-

liers à la base.

e) Des calcaires argileux gris (4,15 m)

A ce niveau les calcaires sont argileux et ne présentent qu'une passée fossilifère à Echinodermes. Ils sont constitués par :

- 1,70 m de calcaire argileux, gris à patine beige, à débit cubique : micrite argileuse à nombreux filonnets de calcite, et grains de pyrite ;
- une passée de calcaire rubané (0,45 m) : (micrite à strates de microsparite) à débris d'Echinodermes abondants (radiolites d'Echinides et vertèbres d'Ophiures), et à silicification secondaire ; ces strates sont dissociées localement en brèche intraformationnelle ;
- 1 m de calcaire argileux gris beige à débit cubique (micrite claire semée de fins quartz) ;
- 1 m sans affleurement.

f) Des calcaires rubanés noirs (5,80 m)

Les calcaires ne sont plus argileux, ils forment des bancs durs, microcristallins à passées fossilifères, et à oolites. Ce sont successivement :

- 1,10 m de calcaire noir (micrite) oolitique et fossilifère vers le haut ;
- 0,80 m de calcaire plus clair (micrite) ;
- 1,15 m de calcaires noirs à patine grise (oobiomicrorite à plages de micrite) ; les débris fossilifères et les oolites sont peu denses dans la partie inférieure de ces couches, et les oolites dominent vers le haut ;
- 0,70 m de calcaire plus clair en minces bancs, schisteux au sommet (micrite faiblement argileuse) ;
- 0,60 m de calcaire gris foncé à patine gris beige rubané : oomicrorites fossilifères à débris coquilliers et tests entiers de

Mollusques. Ces éléments sont "flottants" dans la matrice ;

- 0,55 m de calcaire se délitant en plaquettes (micrite) à fins quartz clairsemés, rubané à strates fossilifères à Pecten ;
- 0,90 m de calcaire semblable, plus argileux, noduleux à Pecten abondants et à Dimyopsis emmerichi.

g) Des grès et marnes (4,40 m)

L'horizon est caractérisé par des couches tendres terrigènes, dont les grès sont mal consolidés et les marnes feuilletées superficiellement écailleuses. Ce sont :

- 1,20 m de grès fin beige ocre, se délitant en plaquettes ; le ciment est dolomitique, cristallisé en rhomboèdres, et ferrugineux ; les éléments comprennent des grains de quartz, de plagioclases, de muscovite, et de tourmaline ainsi que des intraclasts de micrite argileuse ;
- 1,80 m de marnes gris vert marbrées d'ocre, en plaquettes feuilletées ;
- 0,80 m de calcaire argileux plus jaune, à paillettes de mica ;
- 0,60 m de marnes gris vert et ocre, à nouveau feuilletées.

h) Des calcaires massifs hettangiens (14 m)

Entaillés par la route, ils se reconnaissent aisément dans le paysage. Ils se différencient des niveaux précédents qui affleurent en retrait au pied de la colline boisée.

A la base ces calcaires sont encore faiblement gréseux, ce sont des micrites puis ils deviennent fossilifères (débris coquilliers) et cristallins à oolites. J'ai noté successivement :

- 0,10 m d'un petit banc de calcaire compact : (intramicrite) à intraclasts arrondis, avec de rares paillettes de muscovite disséminées dans la matrice, de petits quartz nourris, de la pyrite et de l'oxyde de fer diffus) ;

- 3,25 m de calcaires gris foncé, stratifiés, à passées noduleuses faiblement argileuses : micrite encore gréseuse, à fins quartz souvent nourris par silicification secondaire ; parfois à muscovite et vers le haut à fines coquilles disséminées ;
- 0,35 m de calcaire gris foncé compact : (microsparite intraclastique et fossilifère), à débris de Mollusques et d'Echinodermes, faiblement gréseux ;
- 2,50 m de calcaire gris foncé noir, compact, bien stratifié (micrite) faiblement gréseux avec silicification secondaire, à passées intraclastiques et grumeleuses. A 1,65 m de la base, le calcaire est très finement recristallisé (microsparite) puis passe à 0,25 m de couches se délitant en plaquettes ondulées ;
- 1,75 m de calcaire gris foncé, en bancs moyens comprenant un niveau de plaquettes (sparite intraclastique et fossilifère à débris coquilliers usés, avec quelques petits quartz terrigènes et des quartz néoformés bipyramidés) ;
- 1,05 m de calcaire gris foncé bien lité : (micrite grumeleuse) ;
- 0,60 m de calcaire gris foncé (sparite) fossilifère à débris coquilliers, (tests d'Echinodermes, radioles d'Echinides), et à intraclasts ;
- 1,10 m de calcaire fin (micrite à microsparite grumeleuse), se délitant en plaques vers le haut ; à radioles d'Echinides ;
- 1,50 m de calcaire gris foncé tacheté d'ocre formant une barre : oosparite à oolites partiellement recristallisées dont seule la structure concentrique est discernable, à quartz bipyramidés néoformés ;
- 0,50 m de calcaire gris foncé : oosparite dont les oolites sont presque entièrement masquées par la recristallisation ;
- 0,85 m de calcaire bleu noir (biomicrite) à débris d'Echinodermes finement triés (vertèbres d'Ophiures et radioles d'Echinides) ;
- 0,35 m de calcaire (biomicrite) contenant outre des débris d'Echinodermes, des débris de Mollusques dont surtout de petits Gastéropodes, parfois entiers, visibles en lame mince ;
- 0,20 m de calcaire fossilifère également (biomicrite) à Echinodermes.

Les couches sus-jacentes sont formées par les calcaires noduleux fossilifères rapportés également à l'Hettangien.

2) LA COUPE DU RAVIN DU COULNIER

Cette coupe, où nous retrouvons les mêmes horizons lithologiques qu'à Champourcin, permet de voir les variations de la série rhétienne vers le Sud, marquée à la base par la diminution de puissance et l'accroissement de la phase terrigène ; en outre vers le sommet j'ai trouvé A. contorta qui n'était pas connue à ce niveau. Cette série n'offre cependant pas le même intérêt que la coupe précédente puisque le contact avec les marnes bariolées de rouge ne s'observe pas.

La coupe est située dans la partie méridionale du chevauchement principal de Digne, près de son point d'enracinement : à 5 km au Nord de Chaudon Norante. La coupe est levée en bordure ou dans le lit même du ruisseau, elle débute, à la base, au point de coordonnées Lambert $x = 917,5$; $y = 196,4$. On observe successivement de bas en haut au-dessus des alluvions (fig. II - G1) :

a) des marnes dolomitiques gris vert à patine

jaune soit :

- 4,10 m de marnes dolomitiques passant à des dolomies argileuses, de teinte gris vert à patine jaune ; elles se délitent en minces bancs (5 à 30 cm) à débit cubique et cassure conchoïdale, ou en plaquettes, parfois feuilletés en surface ; ce sont des micrites plus ou moins argileuses à fins petits quartz émoussés clairsemés ; à ce niveau la pyrite est abondante, sous forme de petits cubes ou de fins amas entourés d'une auréole ferrugineuse rouille ;
- 5,95 m de couches analogues, quoique plus compactes et de teinte grise uniquement. A ce niveau on observe, dans la micrite argileuse d'aspect grossièrement grumeleux, des intraclasts arrondis plus sombres et argileux (ne dépassant pas 1,5 mm de diamètre) à fendillements et pores remplis

de silice.

b) des calcaires et schistes (7,30 m) noirs fossilifères, gréseux à la base. J'ai noté successivement :

- 0,40 m de grès quartzite fin, gris foncé bleu à patine rouille, à intraclasts et rares plages de micrite argileuse ferrugineuse ; avec des dents et écailles de Poissons ;
- 0,85 m de bancs calcaires argileux (micrite) gris foncé à débits schisteux et strates rubanées finement gréseuses ; ils passent au sommet à un grès moyen roux à matrice ferrugineuse ;
- 0,75 m de grès moyen, à dents et écailles de Poissons, semblable au précédent, passant à une microsparite rubanée peu gréseuse ;
- 0,90 m de minces bancs calcaires argileux, à strates de grès, par place à ciment cristallin, et à délits schisteux ;
- 0,65 m de calcaire argileux (micrite à microsparite à petits rhomboèdres disséminés), faiblement gréseux à la base.

A partir de ce niveau les calcaires noirs sont généralement fossilifères. J'ai noté successivement :

- 0,75 m de calcaires noirs à délits schisteux (biomicrosparite) à Lamellibranches dégagés à la surface des bancs, comprenant A. contorta, des Pecten et des Mytilidés ;
- une passée (0,20 m) de grès fin noir à ciment carbonaté cristallin, contenant quelques débris d'Echinodermes disséminés et des strates fossilifères riches surtout en Lamellibranches ;
- 2,15 m de bancs calcaires noirs fossilifères (micrites parfois microsparites) où se trouvent de plus des dents et écailles de Poissons. Les couches inférieures ont livré de nombreuses coquilles dégagées dont des A. contorta et des Pecten ;
- 0,65 m de calcaires noirs rubanés finement gréseux en strates lenticulaires (quartz inférieurs à 0,05 mm) ne comprenant que de rares débris d'Echinodermes. Vers le haut, s'intercale un mince banc de biomicrite dont les pores sont tapissés de cristaux de gypse épigénisés en calcite. Le calcaire du sommet contient de petits Foraminifères.

c) des marnes noires schisteuses à passées calcaires (3,75 m)

- à la base un banc de 0,35 m de marnes se délitent en feuillets ;
- une zone de 1 m sans affleurement ;
- 0,30 m de calcaire noir à patine marbrée de jaune (micrite) fossilifère à Lamellibranches et petits Foraminifères ; avec quelques quartz clairsemés ;
- 0,10 m de marnes noires feuilletées ;
- 0,60 m de calcaire gris à patine ocre : (micrite argileuse, finement gréseuse) ;
- 1,40 m de marnes noires et calcaires argileux en bancs finement lités, intercalés de schistes, qui ont livré des Lamellibranches parmi lesquels A. contorta.

d) des calcaires gris foncé bleu à patine ocre jaune, rubanés (4,75 m)

- 1 m de calcaire, bleu noir tacheté de rouille (biomicrite gréseuse), à débris de tests de Lamellibranches, d'Echinodermes avec vertèbres d'Ophiures, à oolites allongées parallèlement à la stratification et à grains de quartz clairsemés (0,8 mm de diamètre) ;
- 0,30 m de schistes argileux gris foncé à nodules calcaires ;
- 0,15 m de calcaire à patine ocre : micrite finement gréseuse, rubanée à strates fossilifères, soit à Echinodermes, soit à Lamellibranches à tests minces ;
- 0,05 m d'interbanc schisteux ;
- 0,30 m de calcaire semblable au précédent ;
- 0,75 m de calcaire compact, finement lité à délit parfois schisteux : micrite argileuse à intraclasts avec traces d'évolution colloïdale par perte d'eau, à rares débris d'Echinodermes. A la base et au sommet ce niveau calcaire est gréseux et très fossilifère à débris coquilliers jointifs ;
- 0,20 m de calcaire gris clair à patine ocre, noduleux, plus ar-

gileux et schisteux au sommet ;

- 0,65 m de calcaire gris bleu (microsparite à petits cristaux rhomboédriques clairsemés) faiblement gréseux, à traces de petits Foraminifères recristallisés. Le banc inférieur est fossilifère à débris coquilliers ;
- 0,55 m de calcaire (biomicrite à biomicrosparite) à éléments jointifs : nombreux débris d'Echinodermes, dents et écailles de Poissons à la base, Lamellibranches à tests épais vers le sommet du banc, petits Gastéropodes et vers le haut des articles de Crinoïdes ;
- 0,50 m sans affleurement, correspondent probablement à des couches tendres schisteuses ;
- 0,40 m de calcaire noir (biosparite) à débris coquilliers recristallisés qui ne se distinguent parfois que par des traces brunes de matière organique, et à débris d'Echinodermes ; on peut y reconnaître des Pecten.

e) des calcaires argileux bleu noir (4,05 m)

Au-dessus d'une zone de 0,50 m sans affleurement,

on peut noter :

- 0,45 m de calcaire argileux bleu noir, se délitant en plaquettes schisteuses ;
- 1,90 m de bancs calcaires argileux bleu noir à patine ocre (micrite à microsparite grumeleuse de type à "pellets") ; les 35 cm du sommet se délitent en schistes ;
- 0,40 m de calcaire argileux semblable, à empreintes de Lamellibranches ;
- 0,65 m de calcaire grumeleux à "pellets" (pelmicrosparite, à plages cristallines à silice secondaire abondante) ;
- 0,15 m de schistes noirs à empreintes de Lamellibranches.

f) des calcaires rubanés noirs (8,55 m) comprenant :

- 0,20 m de calcaire noir à délit anguleux : biosparite à frag-

ments de Lamellibranches et petits Gastéropodes, oolites et rares petits Foraminifères recristallisés. Les débris coquilliers sont chargés de substances bitumineuses noires, et de silice secondaire, principalement sous forme de quartz bipyramidés ;

- 0,10 m de micrite finement cristallisée (microsparite) en taches à aspect floconneux ; des débris coquilliers de Lamellibranches et d'Echinodermes sont disséminés, ainsi que des dents et écailles de Poissons ;
- 0,85 m de calcaire rubané, noir à patine grise à ocre jaune : micrite à fines strates à Lamellibranches (à tests minces), et couches de biomicrosparite à biosparite à larges coquilles de Lamellibranches, à oolites vers la base, et par place à débris d'Echinodermes avec articles de Crinoïdes abondants ;
- 2,80 m de calcaire noir, à patine beige à ocre jaune, en gros bancs à débit cubique : micrite faiblement argileuse, à pellets, à fins quartz terrigènes disséminés et vers le haut à intraclasts de micrite ;
- 0,40 m de calcaire noir, semblable au précédent, à strates rubanées d'oosparite fossilifère dont les éléments sont jointifs ;
- 0,75 m de calcaire noir (micrite à plages finement cristallines) à oolites et débris de Lamellibranches clairsemés ; vers le haut la micrite est rubanée, des strates sont fossilifères à Lamellibranches non triés, débris d'Echinodermes et oolites jointives, ou à fins Lamellibranches et petits quartz clairsemés. (A 0,15 m du sommet, des plaquettes bioclastiques ont livré un Pecten et une Avicula contorta) ;
- 0,85 m de calcaire gris foncé à patine beige ocre, anguleux : micrite grumeleuse, ravinée au sommet par une biomicrite rubanée à débris d'Echinodermes (vertèbres d'Ophiures), Lamellibranches brisés et petits Gastéropodes épigénisés par de la pyrite ;
- 0,15 m de calcaire gris foncé (biomicrite à biomicrosparite) à Echinodermes dominants ;
- 1,10 m de bancs calcaires, gris foncé à patine grise, oosparite à vraies oolites rondes, et "coated grains" allongés, formés à partir de débris fossilifères (Lamellibranches, petits Gastéropodes et Echinodermes) à couches enveloppes à structures radiales ; vers le haut un banc de 0,25 m est feuilleté ondulé (microsparite fossilifère) à débris de Lamellibranches

non triés qui m'a livré quelques coquilles peu brisées, associées à de rares fragments d'Echinodermes ;

- 0,55 m de calcaire gris foncé à patine grise (micrite à microsparite) finement rubané, grumeleux, à fins petits quartz et rares débris coquilliers disséminés ;
- 0,80 m de calcaire noduleux (micrite) devenant fossilifère vers le haut à larges coquilles de Mollusques et débris d'Echinodermes recristallisés en larges cristaux syntaxiques.

Un niveau de 4 m d'épaisseur, couvert d'éboulis et sans affleurement.

Cette lacune d'affleurement, correspond vraisemblablement à la zone (g) : grès et marnes tendres définis dans la coupe précédente, où là aussi, ils tendaient à être masqués.

des calcaires gris massifs hettangien (14,80 m)

Les calcaires gris massifs comprennent successivement de bas en haut :

- 0,75 m de microsparite à aspects grumeleux avec quelques débris coquilliers riches en fragments d'Echinodermes au sommet ;
- 0,10 m de calcaire oolitique finement recristallisé ; à rares débris fossilifères, le noyau des oolites est remplacé par un ou plusieurs cristaux rhomboédriques agglomérés enduits de limonite ;
- 1,05 m de calcaire rubané se délitant en minces bancs à patine gris beige : microsparite à strates fossilifères à débris de tests de Lamellibranches et d'Echinodermes, dont des radioles d'Echinides, et à rares intraclasts (atteignant 3 mm de long) ; vers le haut les débris coquilliers sont peu abondants, la roche est finement gréseuse, à quartz atteignant 0,2 mm de diamètre ;
- 3,75 m de calcaire finement cristallin, en bancs plus épais : microsparite finement intraclastique et gréseuse dans la moitié inférieure, où il présente des passées grumeleuses de type calcaire à "pellets" ; vers le haut, sur 0,20 m d'épaisseur,

il se délite en plaquettes faiblement argileuse ;

- 3,50 m de calcaire gris à cassure plus sombre, en minces bancs à la base, puis en bancs massifs : micrite à microsparite grumeleuse, à fins intraclasts et débris coquilliers clairsemés ;
- 0,20 m de plaquettes calcaires : micrite à microsparite grumeleuse, fossilifère, principalement à débris d'Echinodermes (radioles d'Echinides et des vertèbres d'Ophiures) et à coquilles de Mollusques épaisses, peu brisées, parfois fibreuses, dont de nombreux petits Gastéropodes ;
- 1,65 m de calcaire gris rosé tacheté d'ocre, à patine beige, massif : oosparite non recristallisées, dont le ciment cristallin croît à partir des oolites de micrite dont seul le noyau est parfois recristallisé ;
- 1 m de calcaire gris foncé, à cassure grise, finement recristallisé, à aspect floconneux, où la recristallisation masque la nature des éléments primaires probablement oolites écrasées, débris coquilliers, de Gastéropodes, peut être intraclasts et débris d'Echinodermes usés et arrondis ;
- 1,20 m de calcaire gris tacheté d'ocre : oomicrite fossilifère à plages finement recristallisées. Les débris coquilliers comprennent quelques fragments de Lamellibranches, des Gastéropodes et de nombreux débris d'Echinodermes (dont des radioles d'Echinides).

Au-dessus apparaissent des calcaires bleu noir, en minces bancs ondulés, fossilifères, rapportés à l'Hettangien.

b) Coupe synthétique

1) Lithologie

Dans la région de Digne, au-dessus du Trias représenté par des marnes bariolées teintées de rouge et des dolomies jaunes, nous avons distingué les principaux horizons lithologiques suivants :

a) les marnes et dolomies gris vert

Ce sont des marnes dolomitiques et des dolomies

argileuses alternées plus ou moins tendres, se subdivisant en minces bancs à délit cubique, ou en feuillets. Le microfaciès montre des micrites plus ou moins argileuses, grumeleuses à intraclasts (micrite argileuse à fendillement colloïdal parfois, tapissé de silice), clairsemées de fins quartz émoussés. La pyrite y est abondante, en petits cubes ou en amas entourés d'une auréole ferrugineuse.

Ces marnes et dolomies sont vertes dans la moitié inférieure, grises et noires au sommet.

b) les calcaires et schistes noirs fossilifères

Le microfaciès des calcaires montre qu'il s'agit de biomicrite ou de biomicrosparite à Lamellibranches et souvent également à débris d'Echinodermes. Les coquilles de Lamellibranches sont parfois jointives (packstones, R. J. DUNHAM 1962), et disposées parallèlement à la stratification formant des lumachelles ; le plus souvent ces éléments sont flottants (wackestones), disséminés dans la matrice plus ou moins abondante. Les tests sont recristallisés en calcite, en mosaïque, parfois fibreuse ; j'ai observé exceptionnellement des coquilles en aragonite à cristaux aciculaires qui correspondent à des Perna. La fragmentation des Lamellibranches est variable, ils peuvent être (rarement) conservés entiers, brisés ou constituer un mélange d'éléments entiers et brisés associés à des débris de tests d'Echinodermes. Ceux-ci comprennent des fragments de tests indéterminés, des radioles d'Echinides, des articles de Crinoïdes, des Pentacrines usées ainsi que des vertèbres d'Ophiures.

La base de l'horizon est gréseux ; il comprend des grès francs ou des calcaires argileux (micrites), gréseux, à strates rubanées et lenticulaires. Les éléments sont constitués par des quartz émoussés à arrondis, des feldspaths, quelques plagioclases, ainsi que des tourmalines, des zircons et de l'anatase ne dépassant pas 1,5 mm de diamètre. Parfois quelques intraclasts, de micrite argileuse et ferrugineuse, sont également présents.

Les grès sont plus développés au Sud de Digne, tandis qu'au Nord les lumachelles à Avicula contorta et Pecten, ainsi que des dents et écailles de Poissons apparaissent déjà à 0,50 m de la base de l'horizon.

Notons la présence de pyrite et d'oxyde de fer abondants à tous les niveaux, sous forme d'amas, ou diffus dans la matrice.

c) les schistes noirs

Ils admettent une passée calcaire fossilifère, et ont livré eux-mêmes de petits Lamellibranches parmi lesquels A. contorta au ravin du Coulmier.

d) les calcaires gris foncé

Ces calcaires affleurent dans des conditions très différentes à Champourcin et dans le ravin du Coulmier : en ce dernier point ils sont submergés par les hautes eaux du ruisseau qui leur donnent une patine ocre jaune, et une teinte plus vive à la cassure, chargée de bleu ; à Champourcin les mêmes calcaires sont ternes, noirs en cassure, à patine beige.

Ce sont des micrites, parfois des microsparites, le plus souvent fossilifères et rubanées à Lamellibranches et Echinodermes comme dans l'horizon (b). Les tests de Lamellibranches sont soit entiers, soit brisés et usés ; les Echinodermes sous forme de débris de tests, de radioles d'Echinides, d'articles de Crinoïdes et de vertèbres d'Ophiures. De plus ces calcaires admettent des passées de nature différente :

- argileuses et schisteuses moins développées toutefois que dans l'horizon (b)

- faiblement gréseuses.

Ici encore notons que le fer est présent à tous les niveaux sous forme de fins grains de pyrite clairsemés, de petits cubes,

et d'oxyde de fer imprégnant la matrice. Remarquons que la pyrite paraît être plus abondante au ravin du Coulmier que dans les mêmes couches situées plus au Nord à Champourcin.

Des hydrocarbures noirs imprègnent souvent des oolites et des débris coquilliers ; la silice secondaire est développée sous forme de cristaux de quartz bipyramidés, en formation, et recoupant parfois les éléments figurés.

e) les calcaires argileux "grumeleux"

Les calcaires argileux se présentent à l'affleurement en bancs à débit cubique, et à contours arrondis. De même que pour l'horizon qui précède, il faut en noter la différence de teinte : grise à Champourcin, bleu noir au ravin du Coulmier.

Ce sont des micrites à microsparites à aspect grumeleux qui, au ravin du Coulmier, se sont révélées être à "pellets" sans toutefois impliquer qu'il s'agisse de "faecal pellets". Quelques quartz sont disséminés dans la roche et la silice secondaire est parfois abondante. Ces couches comprennent une passée calcaire riche en débris de Lamellibranches ou d'Echinodermes, non dégageables et indéterminables.

f) les calcaires rubanés

Les calcaires rubanés sont de teinte toujours sombre, gris foncé à noire, bien stratifiés. Ces bancs sont principalement des micrites grumeleuses (à pellets au Coulmier), à strates parfois finement rubanées, fossilifères et oolitiques. A 3,50 m du sommet de l'horizon j'ai trouvé au ravin du Coulmier, outre quelques Pectinidés, un exemplaire d'A. contorta.

g) les grès et marnes

Grès tendres et marnes feuilletées gris à ocres visibles à Champourcin ; ils n'affleurent pas au Coulmier où ils sont

masqués par la végétation et les éboulis.

Les grès à ciment dolomitique et ferrugineux comprennent des quartz, des plagioclases, de la muscovite, quelques tourmalines ainsi que des intraclasts de micrite argileuse. Les marnes sus-jacentes teintées de gris vert et d'ocre admettent une passée plus calcaire, compacte et micacée.

Les calcaires gris massifs hettangiens

Ce sont des calcaires gris, plus clairs que les précédents, à patine également grise, en bancs épais, compacts à contours anguleux. Il s'agit de microsparite, dont les cristaux ne sont pas de dimension homogène (parfois à plages de micrite primaire), ou bien de sparite.

Les éléments figurés sont : de très fins et très rares quartz terrigènes, des oolites en partie ou totalement recristallisées (à l'état de "fantômes"), des débris fossilifères, des intraclasts.

La silice secondaire est abondante sous diverses formes : quartz terrigènes, quartz bipyramidés néoformés (parfois partiellement) recoupant les débris fossilifères et les oolites, et silicification, exceptionnelle, des coquilles elles-mêmes. La pyrite est ici encore présente.

Cette série est surmontée par 15 m de calcaires noduleux.

Puissance des différents horizons :

A Champourcin au Nord de Digne et au ravin du Coulmier à 13 km au Sud, les horizons distingués entre les marnes bariolées de rouge et les calcaires de la zone à planorbis sont les mêmes. Malgré de nombreuses similitudes et parfois des identités banc à banc, il faut noter :

- une diminution d'épaisseur de l'ensemble des couches (b) à (f) du Nord vers le Sud : 37,25 m à Digne, 28,40 m au Coulmier. Cette variation est principalement marquée aux niveaux

(b) (c) et (d) très réduit au Sud, où les calcaires (f) sont plus développés.

- l'accroissement vers le Sud de la fraction terrigène gréseuse de la base des calcaires à A. contorta (b), alors que la proportion d'argile varie en sens inverse au niveau (c).
- l'apparition de grès au sein des calcaires noirs (d) près de Digne, tandis qu'au Sud le quartz terrigène est clairsemé.

2) Datation

Seuls les horizons (b) (c) et (f) m'ont livré des fossiles stratigraphiquement caractéristiques : il s'agit dans les trois niveaux d'A. contorta.

Par comparaison avec la Lorraine, J. RICOUR (1962) a rapporté au Keuper supérieur l'ensemble de "l'Alternance de dolomie marneuse (2 m au maximum) et de marnes vertes et rouges à cassure conchoïdale". Il précise que "les teintes rouges sont plus abondantes à la base du niveau".

Effectivement j'ai noté que les teintes rouges sont cantonnées dans les 5,35 m de base de la formation sus-jacente aux marnes gypsifères (avec dolomies jaunes).

En conséquence, et dans la mesure, où en l'absence de critère paléontologique, la disparition des teintes rouges est ici choisie pour base du Rhétien, je dissocierais les 14,40 m supérieurs de teinte uniquement gris vert, qui constituent l'horizon (a).

Les couches inférieures de l'horizon (b) sont datées par les lumachelles à A. contorta, immédiatement superposées au banc de grès basal. Les schistes (c) sont également caractérisés à leur base et dans la partie supérieure de l'horizon.

Les calcaires et schistes noirs (b) et (c) représentent la partie fossilifère des "couches à Avicula contorta" (20 m à 11 m d'épaisseur) définies comme telles par E. HEBERT (1861) puis A. GARNIER (1872).

Au-dessus A. GARNIER, suivi en cela par E. HAUG, note la présence d'une série de calcaires compacts noir foncé, dépourvus d'interbancs schisteux et n'ayant livré aucun fossile (16 à 18 m). En se basant sur leur lithofaciès, il les assimile aux couches qui, dans le Var, ont livré Myophoria inflata EMM. et Gervillia praecursor QUENST., espèces appartenant à l'association datée par Avicula contorta. Notons cependant que le fossile de zone n'a pas été trouvé dans les calcaires compacts du Var. En me basant sur une analyse des microfaciès, j'ai scindé ce niveau dans les horizons (d) (e) et (f). Une découverte heureuse, au ravin du Coulmier, me permet de confirmer pleinement les assimilations de A. GARNIER puisque j'ai récolté dans les calcaires rubanés (f) A. contorta.

Le niveau (g) (grès et marnes) est azoïque, mais il passe en continuité à des calcaires en gros bancs qui ont livré à leur base Psiloceras planorbis (A. GARNIER, 1872) et Psiloceras Jonstoni SOW. (détermination E. HAUG dans les collections A. GARNIER).

Compte tenu de la variation de faciès, il me semble vraisemblable d'attribuer le niveau (g) au Rhétien où les horizons terrigènes sont fréquents, plutôt qu'à l'Hettangien où ils sont exceptionnels.

Notons que les calcaires noduleux sus-jacents ont été rapportés par A. GARNIER et E. HAUG à l'Hettangien supérieur. Récemment, R. MOUTERDE et A. COADOU (1972, à paraître) ont montré que ce niveau contenait, en fait, une faune à Ammonites de l'Hettangien moyen. Les auteurs pensent que dans le passé Schlotheimia angulata a été confondue avec Waehoceras portlocki, formes difficiles à distinguer si les exemplaires ne sont pas complets et bien conservés.

G) LA ZONE SUBBRIANCONNAISE : LE PAS DU ROC

La zone subbriançonnaise, partie la plus externe du domaine pennique, forme une bande étroite, de structure complexe entre les zones dauphinoise ou ultradauphinoise et briançonnaise. Ses unités de couverture sont décollées au niveau du Keuper gypsifère.

R. BARBIER (1948) distingue, entre le Pelvoux et le Mont Blanc, deux sous-zones : la nappe des brèches de Tarentaise au Nord de l'Isère, et la nappe du Pas du Roc plus interne et méridionale.

La nappe du Pas du Roc comprend elle-même, outre les écaillés externes à matériel nummulitique et crétacé, la digitation de la grande Moenda et la digitation du Perron des Encombres. C'est au sein de cette dernière, dans la vallée de l'Arc, en aval de Saint Michel de Maurienne que se trouve la coupe du Pas du Roc décrite par R. BARBIER.

Malgré l'épuisement du gîte fossilifère reconnu par R. BARBIER, j'ai effectué un levé lithologique détaillé, du Rhétien, en raison des bonnes conditions d'affleurement de ses couches. Le fait est exceptionnel dans ce domaine tectoniquement complexe ; le décollement intervient au niveau du Keuper, et le Rhétien à la base de la falaise est souvent masqué par les éboulis.

1) DESCRIPTION DE LA COUPE DU PAS DU ROC (fig. II - G1)

La coupe est levée dans la série renversée du flanc oriental de la digitation du Perron des Encombres. Elle se situe en aval de Saint Michel de Maurienne, sur la rive droite de l'Arc, au point de coordonnées Lambert x = 923,75 ; y = 332,9.

On y observe successivement de bas en haut :

a) Des dolomies jaunes à cassure gris clair bien litées, en bancs de 30 à 60 cm d'épaisseur à débit cubique. Elles admettent des délits et passées lenticulaires de marnes vertes schisteuses. Les dolomies sont des micrites, ou des microsparites, faiblement gréseuses argileuses et intraclastiques ; l'aspect grumeleux correspond peut-être à des "pellets". Quelques bancs schisteux, à patine argentée, semblent écrasés.

Notons la présence de limonite qui imprègne la roche et comble des fendillements ; et celle d'une silicification par-

fois largement développée au sein de la matrice, limitée à des filonets ou sous forme de quartz clastiques nourris.

Les dolomies jaunes invisibles sur 15 m d'épaisseur sont incomplètes ; selon R. BARBIER ce niveau paraît atteindre 40 à 50 m ailleurs, mais des redoublements tectoniques y sont alors possibles.

b) Des calcaires schisteux et dolomies gris foncé (2 m)

Ils forment des couches tendres au-dessous de la barre précédente. Ce sont à la base des calcaires schisteux puis finement noduleux à traces fossilifères, vers le haut des schistes intercalés de minces bancs dolomitiques gris foncé à patine jaune. J'ai distingué :

- 0,90 m de calcaire schisteux gris foncé à patine brunâtre, fossilifère ;
- 0,40 m de calcaire gris foncé à patine grise, noduleux à empreintes de petits Lamellibranches costulés indéterminables ;
- 0,70 m d'une série de schistes gris foncé, intercalés de minces bancs dolomitiques, à patine ocre jaune.

c) Des dolomies gris foncé, à patine ocre jaune
(3,10 m) en bancs massifs à minces délits schisteux. Les seuls traces fossilifères observées se trouvent au sommet du dernier banc. Ces dolomies comprennent :

- 0,20 m : un banc de dolomie ;
- 0,15 m de couches schisteuses ;
- 1,20 m de bancs dolomitiques ;
- 0,15 m de schistes où s'intercalent quelques plaquettes de dolomie ocre ;
- 0,50 m de schistes, gris foncé rouille, se délitant en aiguilles,

à passées de dolomie ocre. Au sommet, ils admettent un mince banc noduleux (5 cm) de calcaires gris à patine grise ;

- 0,90 m de dolomie grise à patine ocre jaune, des traces fossilifères ont été observées au sommet.

d) Des calcaires et schistes gris foncé, fossilifères (15 m)

Ils se présentent en bancs parfois épais, toujours à délits schisteux ou en couches schisteuses franches, parfois ondulées, plus argileuses et tendres. Ce sont des micrites ou des microsparites où les faunes toujours présentes sont plus ou moins abondantes (parfois très rares ou limitées à des minces strates). On y observe plusieurs niveaux microbréchiques, des bancs à oolites, à pellets, et des mudcracks. Notons la présence, à tous les niveaux, du fer sous forme de fins grains de pyrite ou de limonite, et également celle de points de silicification qui sont peut être, au moins pour partie, de fins quartz terrigènes nourris. On peut noter successivement de bas en haut :

d₁) des calcaires gris foncé, fossilifères (4,60 m)

Ils forment des bancs peu épais à la base, à interbancs schisteux lustrés, se délitant superficiellement, et dont la patine est gris beige. Ce sont des micrites ou microsparites à plages cristallines fossilifères (wackestones ou packstones), à débris de tests de Mollusques, et d'Echinodermes (radioles d'Echinides, articles de Pentacrines abondants à la surface des bancs). J'ai distingué :

- un banc compact (0,20 m) de calcaire à Pentacrines ;
- 0,60 m de calcaire à délits schisteux ondulés, fossilifère à petites Cardites indéterminables ;
- un banc (0,20 m) de calcaire (micrite argileuse à microsparite) rubané, en couches lenticulaires ondulées et ravinées. Au sommet il passe à une microbrèche monogénique, à éléments angu-

leux de calcaire très finement cristallin atteignant 4 cm de long ;

- 0,60 m de calcaire plus clair (micrite à microsparite), à fragments épais de tests de Mollusques ; ces débris sont toujours clairsemés dans la roche, parfois de grande taille, ils peuvent être réduits en très fins débris. On remarque également des fragments d'Echinodermes et surtout des Pentacrines ;
- 0,90 m de calcaire toujours fossilifère, schisteux ondulé, gris à patine beige argentée ;
- 2,10 m de calcaire fossilifère massif, admettant à 0,60 m de la base une passée de schistes, gris foncé, lustrés. Ce calcaire est finement et irrégulièrement recristallisé en tâches à aspect floconneux ; des plages de micrite sont conservées. Les débris usés de tests de Mollusques, recristallisés à l'état de fantômes, et ceux d'Echinodermes, sont très abondants, jointifs (packstone). La roche est traversée par de multiples filonnets de calcite, sinueux, perpendiculaires à la stratification, d'où une structure confuse.

d₂) des calcaires schisteux (8,60 m) tendres à la base puis massifs et se délitant superficiellement. Ces calcaires (micrites ou microsparites) sont vers le haut grumeleux probablement à "pellets". Les débris fossilifères sont limités à quelques strates ; mais ces calcaires admettent des passées microbréchiques. Ils comprennent :

- 2 m de calcaire (microsparite) gris foncé à patine gris clair, mal lité et enrobé de calcaire schisteux ; à noter quelques passées fossilifères et bréchiques ; en surface de banc des "mudcracks" ;
- 1,50 m de calcaire noir, à patine brune, à délit schisteux. Certains interbancs sont épais et des nodules calcaires y sont inclus. Ce calcaire (microsparite à nombreux cristaux rhomboédriques isolés, parfois silicifiés, et à plages cristallines) est, principalement vers la base, rubané. Les strates sont fossilifères (riches en débris de tests d'Echinodermes et de Mollusques), et intraclastiques ; on note des amas de pyrite ;
- 2,10 m de calcaire gris foncé, à patine gris clair formant à la base un mince banc se délitant en pavés. Au-dessus le calcaire est massif ondulé à son sommet. Dans les secteurs où il est érodé, il montre un très fin délit schisteux que confirme l'observation au microscope ; en effet, ce calcaire est microcristallin (micrite à microsparite), grumeleux, il semble être à

"pellets" et contient de très fins quartz qui peuvent être des quartz terrigènes nourris ou des points de silicification ; des débris fossilifères recristallisés y sont disséminés ; le fer est présent sous forme de grains de pyrite abondants, et de limonite remplissant les fentes stylolitiques ;

- un banc compact de 0,40 m. Il s'agit d'un calcaire microcristallin (microsparite) à fins débris fossilifères clairsemés, et traces de microfaune recristallisée. Le sommet du banc est enduit d'une mince couche de micrite argileuse jaunâtre, microbréchique (intraclasts ferrugineux) ; il m'a livré de nombreux débris fossilifères, parmi lesquels Dimyopsis emmerichi BISTRAM. Le contact avec le niveau sous-jacent se fait par joints stylolitiques ; les stylolites sont par ailleurs nombreux au sein du banc, souvent liés à des plages ou à des filonnets de calcite, qui délimitent, par place, un réseau polyédrique ;
- 2,60 m d'une alternance de calcaire schisteux et de calcaire compact. Les surfaces de bancs sont planes. Les horizons schisteux sont des microsparites argileuses, les bancs compacts sont des micrites fossilifères. Tous les niveaux renferment de fins grains de pyrite, et des points de silicification qui sont particulièrement abondants à la base. Près du sommet (à 0,35 m), la surface d'un banc massif est pétrie de débris de coquilles, trop fragmentées pour être déterminés.

d₃) des calcaires fossilifères à oolites (1,75 m)

- 2 bancs (0,65 m) de calcaire fossilifère, massif, noir à patine ocre, à nombreux filonnets de calcite et stylolites. Les éléments figurés (tests de Mollusques peu brisés, débris d'Echinodermes - radioles d'Echinides - oolites, petits Foraminifères) sont jointifs (packstone) ; entre eux s'insère de la calcite microcristalline en majeure partie. Le banc supérieur est recristallisé (biosparite), il y apparaît des quartz bipyramidés néoformés ;
- 1,10 m de calcaire schisteux, ondulé puis compact (microsparite), à passées fossilifères (petits Gastéropodes et Foraminifères) ; ici encore, de fins points de silicification et des mouches d'oxydes de manganèse ferrugineux existent.

Au-dessus apparaissent des calcaires gris, cristallins fossilifères (biosparite), à chailles rares à la base (à 0,60 m). Les couches situées à la partie inférieure de la falaise calcaire, sont rapportées par R. BARBIER à l'Hettangien, par comparaison avec

l'Ubaye.

En résumé, malgré une grande homogénéité lithologique, il est possible de distinguer de la base vers le sommet :

- a) des dolomies gris clair à patine jaune, à fins interlits argileux verts.
- b) les calcaires à délits schisteux noirs, avec rares traces fossilifères.
- c) les dolomies noires à patine ocre jaune.
- d) une série de calcaires et schistes gris foncé admettant plusieurs minces niveaux microbréchiques, où j'ai distingué :
 - d₁) les calcaires sombres fossilifères
 - d₂) les calcaires schisteux, microcristallins grumeleux à mud-cracks.
 - d₃) des calcaires fossilifères à oolites.

2) AGE DES FORMATIONS

Dans ces affleurements, qui constituaient, encore au siècle précédent, le très célèbre gisement fossilifère du Pas du Roc, les seuls exemplaires dégagés et déterminables que j'ai pu trouver ici sont Dimyopsis emmerichi BISTRAM (niveau d₂), Cardita sp et des Pentacrines (niveau d₁).

R. BARBIER cite les différentes espèces reconnues par VALLET (1860) et A. STOPPANI (1860), parmi lesquelles les plus fréquentes sont : Avicula contorta PORTL, Terebratula gregaria SUESS, Dimyopsis intustiata EMM et Rhabdophyllia sp. fréquent au col du Bonhomme. Faune qui réunit donc, comme le note R. BARBIER, celle du faciès souabe à celle du faciès carpatique. Cette faune se rapporte globalement aux couches calcaires et schisteuses gris foncé (d) dont l'âge rhétien est ainsi remarquablement étayé.

Des horizons (a) (b) et (c), seuls les calcaires (b) sont fossilifères,

mais ils n'ont livré que des empreintes indéterminables.

La base de la coupe étudiée est noyée sous les éboulis. Ailleurs dans la même digitation R. BARBIER signale sous les dolomies jaunes des niveaux d'argilolites rouges. Il les assimile au Keuper. Dans tous les chapitres précédents, nous avons, à la suite des auteurs antérieurs, conservé ce critère. On déduira donc que la coupe analysée est incomplète à sa base. Il faut cependant remarquer, que la découverte d'argilites mentionnées précédemment, a été faite dans une partie externe de la digitation. Il n'est pas absolument exclu que s'observe un passage latéral de faciès, à la base du Rhétien. Un tel passage connu à une grande échelle paléogéographique, zone ultra dauphinoise à zone briançonnaise, est peu vraisemblable au sein d'une même digitation.

Le sommet du Rhétien dans la coupe n'est pas établi paléontologiquement. Avec R. BARBIER, nous l'avons placé à la base des calcaires "flammés de vert et de jaune" très aisément identifiables. Ce faciès n'a nulle part livré de fossiles caractéristiques de l'Hettangien. On l'attribue à cet étage parce qu'il est recouvert au Pas du Roc, par des calcaires à gros silex, ayant livré des Arietites, fossile de zone sinémurien (M. GIGNOUX et L. MORET, 1929). Les calcaires cristallins flammés sont ailleurs également recouverts par des calcaires à Arietites (vallée de l'Ubaye - D. SCHNEEGANS, 1938).

I) LA ZONE BRIANCONNAISE

Cette zone appartient au domaine pennique externe. La couverture secondaire et tertiaire, souvent décollée, au niveau du Werfénien gypsifère, de son socle essentiellement permocarbonifère, est repliée, écaillée et, sur son bord interne, parfois rétrocharriée. L'ensemble est constitué au Sud par des unités superposées dont le plissement global tardif a formé l' "éventail briançonnais" (cf. coupe d'après la carte au 1/50.000^e de Guillestre).

La zone briançonnaise dès avant la fin du Trias, émerge, ou se stabilise en régime de hauts-fonds. La période subsidente permocarbonifère, puis triasique est terminée, le géanticlinal briançonnais s'individualise (R. BARBIER et al. 1963). Les séquences posttriasiques offrent une grande homogénéité. On y distingue cependant "des types régionaux de séries stratigraphiques", ce sont :

- dans toute la région externe, la série briançonnaise et la série de Vanoise occidentale ;

- plus vers l'intérieur, la série réduite de la zone d'Acceglio (J. DEBELMAS et M. LEMOINE, 1957), et son équivalent au Nord probable, la zone Val d'Isère-Ambin ;

- à l'Est enfin, la série du Gondran (M. LEMOINE, 1951) et, dans la Vanoise orientale, la série de la Grande Motte.

La première (série briançonnaise classique) sera examinée dans la nappe de Peyre-Haute. Parmi les différentes coupes levées, je présente ci-après celle du lac de l'Ascension.

La série d'Acceglio, bordée à ce qu'il semble à l'Est d'un talus instable, siège d'éboulements et d'accumulation de brèches, montre la discordance du Malm sur les dépôts triasiques ou paléozoïque. Nous n'y avons donc levé aucune coupe, ni dans la série de Val d'Isère-Ambin où le Rhétien fait également défaut.

Enfin dans la zone du Gondran, nous avons choisi, une coupe dans le massif de Rochebrune, à l'Est de la Charvie. Le Rhétien y est considéré comme très caractéristique (F. ELLENBERGER et M. LEMOINE, 1955).

1) Le problème du Rhétien dans la Vanoise

a) En Vanoise occidentale, l'existence du Norien et du

Rhétien reste à ce jour problématique. F. ELLENBERGER (1958 et 1963) décrit (régions du col de Chavières et de Pralognan) de façon locale, une série apparemment concordante et continue du Ladinien au "Rhétien" inclus. Au-dessous d'un Dogger à *Mytilus* discordant, ce Rhétien hypothétique est constitué, au Roc de la Pêche, de calcaires noirs massifs, à feuillets schisteux jaune gris, et à grain très fin, ainsi que de multiples types de remaniements bréchiques et de schistes noirs. Mais ce Rhétien n'a livré aucun fossile et ne peut donc pas être daté de façon certaine ; par analogie avec une coupe de la région de Termignon, F. ELLENBERGER admet (1963) qu'il vaudrait mieux parler d'un "Noro-rhétien" difficile à distinguer à sa base de brèches tardi-ladiniennes.

b) En Vanoise orientale (série ou "nappe" de la grande Motte) affleure une série où le Norien et le Lias sont fossilifères et apparemment continus. Le Norien est formé par une dolomie à grain fin, caractérisée par Worthenia contabulata ; elle est surmontée en continuité par un Rhétien fossilifère (Polypiers, Térébratules, Cardites, petits Gastéropodes, tests épais de gros Lamellibranches (cf. Conchodon) etc...) le Rhétien, puissant de 20 à 30 mètres forme la base, d'un puissant Lias à faciès "prépiémontais" (connu également plus au Sud et plus à l'intérieur encore dans la zone des schistes lustrés francs, au Val Grana).

F. ELLENBERGER, au prix de difficultés techniques considérables, avait réussi à extraire des fossiles qui sont, pour la plupart, préservés par la dolomitisation dans ces couches sévèrement recristallisées et où, de toute façon, dès avant la diagenèse la plus grande partie des tests étaient brisée. Les fossiles du Rhétien (et proparte Hettangien) de Vanoise orientale (voir E. ELLENBERGER 1958, p. 252-256) sont les suivants :

- Foraminifères : Trocholina sp.
Spirillina cf. liasica Jones

- Polypiers - Thecosmilia de Fillipsi STOPP (notamment du Rhétien des Alpes orientales) (détermination J. ALLOI-TEAU)

- Lamellibranches

Cardita (Palaeocardita) cf. quenstedti STOPP
cf. austriaca HAUER

Cyprinidés indéterminés

cf. Cardinia (?), cf. Bakevellia sp., cf. Gryphaea

cf. Conchodon ou Mégalothon

- Gastéropodes

Promathildia semale D'ORB (Hettangien et Sinémurien)

cf. Omphaloptycha sp.

cf. Loxonema

Acteonina sp.

Euomphalidés indéterminés

cf. Tomocheilus gradatus

cf. Procerithium sp. (nov. sp. ?) qui caractériserait peut-être le sommet du Norien.

cf. Astralium palmieri GEMM.

cf. Delphinulopsis sp.

cf. Callistoma sp.

Worthenia sp. cf. contabulata (sommet du Norien ?)

Brachiopodes : Térébratules indéterminées

Echinodermes : débris d'Echinides.

En conclusion : ces couches comprennent le Rhétien ainsi que probablement le sommet extrême du Norien et la base au moins de l'Hettangien.

Nous avons relevé en compagnie de F. ELLENBERGER et de J. GALLI-MEGARD deux coupes de ce Rhétien dans le massif de

la Dent Parrachée. Mais leur accès fort difficile, les complications de la tectonique et celles du métamorphisme ne nous ont pas permis d'en faire l'examen détaillé, non plus que celui d'aucune autre coupe de Vanoise.

Dans ce qui suit, on se limitera donc au secteur briançonnais proprement dit, et là à deux coupes-types, l'une interne (zone du Gondran), homologue de celle de la Dent Parrachée mais plus accessible et mieux conservée, l'autre externe, dans la zone briançonnaise proprement dite.

2) Le Rhétien du domaine briançonnais s. stricto.

(cf. J. DEBELMAS et M. LEMOINE 1963, et J. DEBELMAS et al. 1965).

L'existence du Rhétien ne pose pas de problème, il est soit présent et caractérisé par A. contorta (en quelques points de la nappe de Peyre Haute), soit plus généralement absent : le Dogger, le Malm ou le Crétacé est alors transgressif sur le Trias moyen karstifié, où les poches sont injectées d'argiles rouges. Exceptionnellement, le Rhétien repose en discordance angulaire, par l'intermédiaire d'une brèche (J. DEBELMAS et M. LEMOINE 1957), sur la dolomie ladinienne (au Rocher Roux).

Nous avons retenu, parmi plusieurs coupes levées, celle du lac de l'Ascension, dans la nappe de Peyre Haute. Le Rhétien y est remarquablement puissant.

a) Description de la coupe du Lac de l'Ascension

Le lac de l'Ascension est dominé au NE par une falaise couronnée par la Roche de la Moutière. La partie médiane offre de bons affleurements rhétiens aux points de coordonnées Lambert x = 939,3 ; y = 285,4.

On y observe, au-dessus d'une zone d'éboulis, la succession lithologique suivante (fig. II - G) :

1) 12 m de dolomie grise à patine gris clair, en bancs massifs fracturés, parcourus par des filonnets de calcite. Au sommet les dolomies alternent, sur 4,50 m d'épaisseur, avec des schistes noirs, rouges et vert pâle.

2) 19,70 m de dolomie gris foncé à patine ocre alternant avec des schistes noirs et admettant quelques passées calcaires. Soit plus précisément :

- 3,90 m de dolomie gris foncé, à patine ocre, microcristalline, en bancs de 20 à 60 cm, avec délits ou passées schisteuses gris foncé, à nodules dolomitiques ;
- 4,10 m de dolomie grise plus claire, à patine beige, en bancs parfois massifs à délits schisteux bien développés vers le haut. A la base, ce niveau a livré des écailles de Poissons ;
- une passée calcaire (1,30 m) se décomposant en bancs de 0,10 à 0,30 cm d'épaisseur. Le calcaire est gris foncé, finement rubané, à débris coquilliers et intraclasts (intraclasts dolomitiques beiges, arrondis, de diamètre inférieur à 5 mm). Il présente des stratifications entrecroisées, de petits ravinelements, et des lits microbréchiques principalement à la base. Au sommet, le calcaire devient dolomitique, à patine beige olivâtre, et interlits schisteux ;
- 10,50 m de dolomie, gris foncé à patine ocre jaune, et schistes noirs. A la base, ce sont principalement des schistes (2,40 m) ; au-dessus les dolomies sont à délits schisteux, ou admettent de minces niveaux de schistes noirs. Notons deux bancs calcaires : le premier à 5,50 m de la base de l'horizon est constitué par une succession de strates calcaires et dolomitiques rubanées, à patine respectivement grise et jaune, présentant des structures entrecroisées, de petits ravinelements et des perforations de lithophages ; le deuxième banc calcaire, également finement rubané, est oolitique au sommet. Le dernier banc dolomitique a livré des écailles de Poissons.

3) 34,70 m de calcaires fossilifères à Avicula contorta. Ces calcaires comprennent trois horizons lithologiques princi-

paux, fossilifères de la base au sommet. Si A. contorta n'a été trouvée qu'à 10 m de la base, on y observe toutefois des lumachelles de Lamellibranches indéterminables, ainsi que des bone-beds. J'ai distingué successivement de bas en haut :

α) des calcaires gris foncé et des schistes fossilifères à patine brune. Les couches inférieures schisteuses et argileuses admettent encore quelques bancs de dolomies à patine jaune ; vers le haut, ce sont des calcaires noduleux alternant avec des schistes. Soit :

- 1 m de calcaire noir à patine beige, rubané et fossilifère, se terminant par deux minces bancs dont le sommet est une lumachelle ;
- 3 m de schistes noirs intercalés de bancs noduleux calcaires gris foncé, à patine olivâtre, à Lamellibranches indéterminables et bone-beds ;
- une barre finement rubanée gris foncé à patine beige, verdâtre, puis une série de minces bancs analogues alternant avec des schistes sombres ;
- 3,50 m de calcaires et plaquettes schisteuses blancs, gris foncé à patine gris ocre. Ces calcaires sont fossilifères (bone-beds) ; ils ont livré au sommet Avicula contorta ;
- 4,90 m de bancs calcaires noduleux fossilifères, alternant avec des schistes blancs à patine argentée ; nous y avons remarqué la présence de lumachelles à A. contorta et Dymyopsis emmerichi, celle de Pecten sp., de Pentacrines et de dents de Poissons.

β) des schistes gris à patine beige argentée, soit :

- 2,50 m de calcaires gris à patine schisteuse argentée, fossilifères à la base (Dymyopsis emmerichi et petites Cardites) et se débitant en fuseaux, feuilletés à la partie moyenne, puis se débitant en baguettes au sommet ;
- 1,60 m de calcaires gris foncé à patine beige, en plaques parallélépipédiques étroites et allongées, à points ferrugineux ;
- 1,75 m de schistes à nodules calcaires allongés, de teinte gris foncé en cassure, rouille en patine ;

- 3,50 m de calcaires en fuseaux, à délits de schistes beiges, à fins débris de Lamellibranches et articles de Pentacrines.

γ) des calcaires gris foncé-bleu, plus massifs, à passée dolomitique et à lumachelle au sommet :

- 5,30 m de bancs calcaires gris foncé-bleu, schisteux à la base. Ce sont des calcaires à grain fin, à débris fossilifères disséminés, à dents et écailles de Poissons ;
- une passée dolomitique de 2,50 m d'épaisseur formée de bancs de dolomie gris foncé à patine jaunâtre, feuilletée au sommet, encadrant un banc de calcaire gris foncé à patine rouille, à intraclasts (atteignant 2 mm de diamètre), fossilifère : à dents et écailles de Poissons ;
- 1,85 m de calcaire gris foncé, finement rubané, bréchique et intraclastique à la base, puis fossilifère en minces bancs et plaques qui m'ont livré Avicula contorta et des Cardites ; une passée bréchique termine ce niveau ;
- 1,45 m de calcaires gris bleu en bancs compacts à débris fossilifères, Pentacrines. Ils passent au sommet à de minces bancs intraclastiques (beige violacé) très fossilifères à lumachelles, comprenant à côté des débris coquilliers Dymyopsis emmerichi et des Pentacrines ;
- 0,35 m de calcaire jaune à gris clair, en minces bancs feuilletés, à rares débris fossilifères.

4) 34 m de calcaires rubanés

Ces calcaires rubanés se délitent en minces bancs et forment quelques barres massives. Ils sont souvent fossilifères (débris ou coquilles incomplètes non déterminables), intraclastiques et bréchiques ; parfois cristallins.

Au-dessus d'une zone sans affleurement de 1 m d'épaisseur, on observe de bas en haut une série de rubanées à passées microbréchiques et fossilifères (débris coquilliers) :

- 2,50 m de calcaires rubanés, gris foncé à patine grise, se subdivisant en minces bancs ;

- une barre (3,85 m) de dolomie gris clair à patine blanchâtre, rubanée et se délitant en plaques vers la base, puis massive et microbréchique dans la partie moyenne ; en minces bancs au sommet ;
- 0,40 m de calcaire feuilleté noir à patine ocre ;
- 2,80 m de calcaires noirs à patine beige, à passées microbréchique granoclassées (les éléments sont inférieurs à 1 cm) et à débris coquilliers. A la base ce calcaire forme un banc massif, puis il se délite en dalles sonores à la partie moyenne ;
- un gros banc (1,20 m) : calcaire gris bleu, rubané, avec de petits ravinements, à strates finement plissées et localement dissociées en brèche ;
- 2,50 m de calcaire gris foncé à patine beige, rubané se délitant en minces bancs à strates fossilifères (débris de coquilles) et microbréchiques ;
- 2 m de calcaire noir à patine marbrée de gris. Série de bancs argileux et schisteux vers le haut ;
- une série de bancs calcaires (1,40 m) fossilifères (débris coquilliers), à ripple-marks, passée bréchique (éléments aplatis atteignant 2 cm de long), devenant argileux vers le haut ;

A ce niveau apparaît une barre de calcaire cristallin, soit :

- à la base 1,10 m de calcaire finement cristallin fossilifère (les débris coquilliers sont plus abondants à la base), gris foncé à patine beige ;
- puis 1,50 m de calcaire cristallin fossilifère et intraclastique à patine rouille ;
- au sommet un banc de 0,40 m d'épaisseur, plus finement cristallin.

Une alternance de niveaux à bancs minces ou épais et de passées schisteuses. Où j'ai distingué :

- 3 m d'une série de petits bancs (0,20 m) gris à patine beige ;

- 1,90 m formé par deux bancs massifs à patine beige, séparés par 0,30 m de plaquettes schisteuses ;
- 1,80 m de calcaire, noir à patine rouille, intraclastique et fossilifère (débris coquilliers), se délitant en minces bancs vers le haut ;
- 1 m sans affleurement ;
- une série (5,60 m) de bancs calcaires cristallins compacts gris foncé à patine brune, fossilifère à passées schisteuses, intraclastique vers le haut, bréchiques au sommet où les éléments atteignent 8 cm de diamètre. A ce niveau se trouvent des Pectinidés fragmentaires.

5) Des calcaires finement cristallins noirs rubanés se délitant en minces bancs et plaques, à rares débris fossilifères :

- calcaires schisteux, sombres à la base avec Lamellibranches à larges côtes rayonnantes, puis calcaires blanchâtres à rognons siliceux (6 m) ;
- au-dessus leur patine est brune sur 4 m d'épaisseur.

Ces calcaires en minces bancs sont couronnés par la barre des calcaires du Malm, sous son faciès des marbres de Guillestre, formant la corniche de la Roche de la Moutière.

Remarque : Près du lac de l'Ascension, à l'Ouest de la Collette du Peyron, des éboulis de calcaires rhétiens à lumachelles ont livré Dimyopsis emmerichi, Alectryonia sp. ainsi que des Polypiers.

b) Lithologie et âge des formations

La coupe établit l'existence d'une série parfaitement continue depuis des dolomies gris clair (micrite) jusqu'à des calcaires (sparite) à silex noirs finement lités.

Les faciès généraux les plus fréquents sont des carbonates. Les dolomies dominent dans les unités de base, les calcaires

dans celles du sommet. Les niveaux terrigènes se limitent à quelques bancs schisteux. Les faciès plus grossiers : grès, microconglomérats manquent totalement.

Nous avons là une confirmation précise de l'affirmation de J. DEBELMAS (1955) selon laquelle existe dans le secteur de la nappe de Peyre Haute une série compréhensive. Il faut : noter que cette série globalement continue du Trias au Lias est constituée de faciès calcaires et dolomitiques où les indices de non dépôts ou d'érosion, certes brefs dans le temps, sont multiples et témoignent de dépôts de faible profondeur.

L'âge des différentes formations n'est évident que pour les couches du Rhétien.

Les niveaux inférieurs presque exclusivement dolomitiques n'ont livré aucun fossile ; cependant en considérant les faciès, on peut les assimiler au Norien.

Les niveaux rhétiens eux-mêmes renferment le fossile caractéristique de zone. En outre les biofaciès associés y sont présents sous forme de débris de Poissons (écailles, dents) et bonebeds.

Les niveaux sus-jacents sont attribués par J. DEBELMAS au Lias grâce à la découverte de Gryphées. Nous n'avons recueilli que des Pectinidés mais les faciès de ces couches citées par cet auteur pour d'autres coupes nous paraissent tout à fait comparables. De même, avec lui, nous attribuons au Dogger les calcaires finement lités à rognons de silex.

Bref, cette série de la nappe de Peyre Haute, nous montre une région où les dépôts se sont poursuivis continûment, dans des faciès de faible profondeur, très voisins, du Norien au Dogger. Nous verrons lorsque nous aborderons les conclusions de l'étude du Rhétien

alpin les importantes conséquences que l'on peut tirer de ces faits. Disons dès maintenant que la signification des transgressions, fréquemment observées au Dogger et plus généralement au Malm, pourront être réinterprétées à la lumière de ces faits.

2) La zone du Gondran : le cirque de la Charvie

a) Description de la coupe

La Charvie est située dans le secteur nord du Massif de Rochebrune. La coupe est levée dans le cirque situé à l'Est de la cime, la base du cirque vers le sommet, à partir du point de coordonnées Lambert $x = 294,1$; $y = 950,4$.

J'ai noté successivement les couches suivantes de bas en haut :

1) Des dolomies massives grises à patine gris clair rapportées au Trias supérieur.

2) Des dolomies gris foncé à patine jaune (17,5 m)

Elles alternent, principalement à leur base, avec des schistes gris foncé, exceptionnellement vert (1), et admettant encore quelques bancs de dolomie gris claire ; elles comprennent également quelques niveaux calcaires rubanés à débris fossilifères au sein des dolomies jaunes. Soit plus précisément :

- 4,70 m de dolomie gris foncé à patine jaune en bancs de 20 à 60 cm alternant avec des schistes gris foncé vert en couches moins épaisses. A la partie moyenne se trouvent 0,90 m de minces bancs calcaires gris foncé, coquilliers, à délits schisteux. Ces calcaires ne contiennent que des débris coquilliers ;

(1) Egalement présents dans l'assise homologue de la série de la Grande Motte en Vanoise.

- 2, 10 m de calcaires massifs gris clair à nombreux filonnets de calcite, empreintes de fossiles ; vers le haut, ils sont recouverts par un mince banc cristallin ;
- un délit schisteux gris vert (0, 10 m) ;
- 1, 15 m de dolomie gris clair, fracturée, passant au sommet à 1, 25 m de dolomies gris foncé, à patine jaune et nombreux cristaux d'albite autigène ;
- 3, 30 m de minces bancs de dolomie gris foncé, à patine jaune, alternant avec des plaquettes dolomitiques et des schistes noirs. Notons à 1 m de la base quelques strates calcaires à fines coquilles indéterminables ;
- 4 m de bancs plus compacts : dolomie à patine jaune et calcaire gris finement rubanés, à petits ravinements souvent complexes, parfois le calcaire est à enveloppe ou trame dolomitique jaune.

3) Des calcaires fossilifères à lumachelles (16,45 m)

Ces calcaires cristallins en bancs compacts, gris foncé ont une patine brune ; fossilifères, ils contiennent quelques plaques de lumachelles. Des bancs dolomitiques jaunes et des lits dolomitiques rubanés s'intercalent dans la série. Les interbancs schisteux noirs sont très généralement présents dans la partie inférieure de l'horizon. A la partie moyenne, s'intercale, une série de schistes et de minces bancs ondulés gris foncé, fossilifères à Brachiopodes indéterminables. J'ai noté successivement de la base vers le haut, les trois ensembles suivants :

- 5,40 m de calcaires cristallins, fossilifères, noirs, en bancs compacts de 20 à 70 cm, à délits schisteux, avec quelques bancs dolomitiques jaunes semblables aux précédents ;
- un niveau tendre de 4,75 m comprenant : à la base 0,50 m de schistes, gris foncé marbrés de brun rouge ;
- au-dessus 1,30 m de calcaires gris foncé, bien stratifiés se délitant plus haut en schistes et riches en débris coquilliers. Enfin l'extrême sommet est fait d'une alternance de minces bancs (5 à 15 cm) à aspect de tôle ondulée gris foncé : calcaires fossilifères à petits Brachiopodes indéterminables, à in-

terbancs dolomitiques et schisteux gris foncé à roux ;

- 6,30 m de bancs calcaires parfois massifs ou se décomposant en petits bancs ondulés, cristallins, souvent fossilifères (débris coquilliers), gris foncé à patine grise. Les délits schisteux sont exceptionnels mais quelques bancs de dolomie jaune, et de dolomie et calcaire rubanés, sont encore présents à la base.

Remarque : Cet horizon m'a livré à la Turge de la Suffie, à 3 km au Sud-Est, toujours dans le massif de Rochebrune des lumachelles à Avicula contorta, Dimyopsis emmerichi, de petits Gastéropodes, ainsi que des dents et écailles de Poissons en abondance vers la base.

4) Des calcaires ondulés et des schistes noirs

(26 m)

Ce niveau tendre, forme un replat dans le paysage, il est constitué par une série de calcaires finement cristallins en petits bancs ondulés à patine brun-jaune alternant de façon très monotone avec des schistes noirs. Notons toutefois la présence de trois niveaux plus massifs formant relief. Ils n'ont livré ici aucune faune.

Notons qu'à la Turge de la Suffie, probablement en rapport avec une recristallisation moindre ou des conditions d'érosion favorables, des petites lentilles à Polypiers (1 à quelques mètres) sont observables dans des roches qui paraissent pouvoir être rapportées à cet horizon.

5) Une barre de calcaire gris (8,70 m)

Série de bancs massifs gris foncé à patine grise, finement cristallin, à débris coquilliers.

6) Des dolomies à patine jaune et calcaires gris rubanés (12,75 m)

A ce niveau, des dolomies gris foncé, à patine jau-

ne, alternent, à nouveau, avec les calcaires gris cristallins. Dolomies et calcaires sont souvent rubanés, avec de petits ravinements ; on y observe une passée bréchique. Ces couches en bancs plus ou moins épais passent parfois à des plaquettes planes, ou ont des joints ondulés. Au sommet, on observe des schistes gris, lustrés. Notons la présence d'un banc fossilifère à Brachiopodes. Il est possible de distinguer successivement de bas en haut :

- 0,95 m de dolomie noire à patine jaune pâle ;
- 2,10 m de bancs calcaires cristallins gris foncé à patine grise, en plaquettes vers le haut ;
- un niveau de 0,90 m, comprenant un mince banc dolomitique ondulé, passant à des plaquettes jaunes, qui encadrent un banc calcaire cristallin noir ;
- deux bancs dolomitiques rubanés et bréchiques, gris foncé à patine gris jaune, présentant de petits ravinements ;
- 1,60 m de calcaire gris cristallin, noduleux dans la partie supérieure ;
- un banc de dolomie jaune clair à cassure noire (0,35 m) ;
- à ce niveau, le début d'un replat correspond à des calcaires gris foncé en minces bancs compacts ; ils passent à des dolomies jaunes à cassure noire, finement rubanées à fin débit parallélépipédique, avec lesquelles ils alternent ; l'ensemble mesure 3,20 m. Notons au sommet une barre fossilifère où il est possible de reconnaître de petits Brachiopodes ;
- une zone de 2,90 m d'épaisseur laisse apparaître quelques couches de schistes à patine argentée, de minces bancs dolomitiques jaunes et de plaquettes calcaires noires.

7) Double barre calcaire et bancs massifs

Calcaires cristallins, gris foncé à patine gris clair, en bancs massifs, à strates bréchiques à la base, admettant deux passées de schistes. Soit :

- 2,70 m de calcaire massif cristallin et bréchique ;

- 4,30 m de calcaire finement cristallin, gris foncé, en gros bancs à joints ondulés. A 1,30 m de la base, une passée de schistes de 0,60 m subdivise ces calcaires en deux bancs ;
- quatre bancs calcaires cristallins gris foncé, dont le troisième est noduleux (2,10 m) ;
- 1 m de schistes noirs ;
- 1,50 m d'une zone d'éboulis où affleurent des dolomies jaunes tendres ;
- 1,50 m de calcaire finement cristallin, noir à patine brun jaune, rubané à fines strates dolomitiques ;
- deux bancs de calcaire, à joints ondulés, cristallin, fossilifère avec lumachelle où un Lamellibranche semble pouvoir être rapporté à l'espèce A. contorta.

8) Des calcaires bruns en minces bancs et plaquettes (25,75 m)

Ces calcaires ont une patine brune, mais sont comme les précédents noirs à la cassure ; uniformément cristallins, toutes structures primaires semblent masquées. J'ai toutefois noté :

- à la base 5 m de calcaire très finement cristallin : série de bancs ondulés de 30 à 40 cm d'épaisseur, comprenant un banc dolomitique jaune clair, finement rubané à la partie médiane, un autre au sommet ;
- 3 m de calcaire cristallin, gris foncé à patine jaune roux, se délitant en minces bancs et plaquettes feuilletées, lustrées vers le haut ;
- 2,50 m de minces bancs analogues, ondulés ;
- une zone de 2 m couvertes d'éboulis où apparaissent au sommet des schistes noirs lustrés ;
- 11 m de calcaires gris foncé à patine brune en bancs irréguliers, ondulés, alternant avec des plaquettes ;
- 1,90 m de bancs compacts : calcaire cristallin, noir, à patine beige, à joints ondulés et s'effritant superficiellement ;

- 0,20 m de schistes gris clair argenté, marbrés de brun et vert.

Au-dessus la corniche de la cime de la Charvie couronne la série ; elle débute par un calcaire noir à patine blanche base d'une très puissante formation bréchique.

Remarque : Sur la crête NE de la Charvie, M. LEMOINE a observé des lentilles de Polypiers coloniaux situés au-dessus d'un banc à gros Brachiopodes.

b) Lithologie et âge

Les niveaux terrigènes sont fort peu importants, réduits à quelques interbancs ou à des niveaux minces dont le plus épais ne dépasse pas 1 m. Leur granulométrie est toujours fine, ce sont des argiles et des pélites, jamais des grès.

La caractéristique majeure de la série qui vient d'être décrite est l'intensité de la recristallisation tendant à homogénéiser les microfaciès et en rendant l'étude décevante. Comme M. LEMOINE (1950) l'avait souligné, on y rencontre outre la calcite et le quartz recristallisé, de la séricite et de la chlorite dans les plans de schistosité. Schistosité et stratification étant obliques l'une par rapport à l'autre, les roches et les fossiles qu'elles contiennent, se délitent, s'effritent sous la main et sont recristallisés, interdisant donc toute récolte. Les fossiles tels que les Polypiers que j'avais récoltés se sont ainsi révélés indéterminables.

Stratigraphiquement la présence du Rhétien est cependant certaine puisque j'y ai recueilli A. contorta (abondante à la Turge de la Suffie), conservé à la surface de certains bancs.

Dans les dolomies jaunes de base, aucun fossile n'est connu ; étant sous-jacentes au Rhétien daté, il est d'usage de les attribuer

au Trias supérieur.

Le Rhétien lui-même a livré dans les lentilles coralliennes du massif ou à son voisinage immédiat (C. PUSSENOT 1930) des polypiers par lui nommés "Rhabolophyllia longobardica" STOPP. et "Rh. stellae" STOPP. Dans le massif de Chaberton, M. LEMOINE (1950) a récolté :

<u>Astreomorpha,</u>)	
<u>Thamnasteria,</u>)	déterminations
<u>Stylophyllum</u> ou <u>Oppelismilia.</u>)	J. ALLOITEAU

A ces faciès coralliens est associée une faune de Lamellibranches :

selon C. PUSSENOT (1930) :

Megalodon,
Chonchodon,
Pecten (Chlamys) valoniensis DEFRANCE,
Ostrea (Alectryonia) nodosa STOPP.

selon S. FRANCHI (1910) :

Dimyopsis emmerichi v. BISTRAM (= intusstriata).

Les Brachiopodes que nous avons observés en place dans plusieurs bancs des calcaires et dolomies jaunes rubanés (6), des calcaires fossilifères à lumachelles (3) n'ont pu être dégagés ; il n'est pas exclu qu'ils correspondent aux "Terebratula gregaria" citées par C. PUSSENOT (1930).

Les fossiles sont donc présents dans tout cet ensemble, mais leur rareté, la grande surface dans laquelle ont été faits les prélèvements cités, le manque de précisions des lithofaciès au sein desquels ont été récoltées les faunes conduisent à parler d'un ensemble

rhétien-hettangien pour les niveaux (3) à (8).

Les brèches, à la base desquelles nous avons arrêté notre relevé, ont livré à S. FRANCHI (1910) des exemplaires, de Gryphaee arcuata. C. POUSSÉNOT a recueilli Arietites bucklandi que M. LEMOINE a observé. Ces fossiles leur confèrent un âge sinémurien (1).

La série du Gondran dont nous venons de décrire une coupe montre donc un Rhétien parfaitement continu avec le Trias d'une part, et le Lias prépiémontais (F. ELLENBERGER 1958) d'autre part. Les faciès que nous avons décrits sont très différents des faciès proprement briançonnais en ce qu'ils contiennent des biohermes de petite taille mais indiscutables, et sont bien évidemment l'annonce des faciès alpins (couches de Kössen). A leur propos, on pourrait parler de faciès "carpatique", fait de l'alternance de couches à Polypiers et de niveaux à Avicula contorta, mais nous avons vu précédemment que le faciès des Carpates est plus précisément caractérisé par la succession de formation à faciès souabe et de formation à faciès de Kössen.

(1) Le Sinémurien est également connu dans la Vanoise sous forme de calcaires clairs massifs à Bélemnites courtes et Arnioceras sp.

CONCLUSIONS

II - CONCLUSIONS PALEOGEOGRAPHIQUESA) CONCLUSIONS SUR LE RHETIEN DU BORD SUD-EST DU MASSIF CENTRAL.

A la périphérie de la Montagne Noire et des Monts de l'Est de Lacaune, au pied des Causses, en bordure des Cévennes, nous avons décrit de nombreuses coupes où le Rhétien était intéressé. A la faveur de ces monographies nous avons individualisé des horizons lithostratigraphiques définis par le faciès lithologique élémentaire prédominant dans le niveau considéré.

En effet, rappelons que ces séries sont formées par une succession de multiples couches minces correspondant à un nombre limité de faciès, mais qui se succèdent et se répètent maintes fois sur des épaisseurs réduites, et s'observent généralement dans les divers niveaux de la série.

Les horizons lithostratigraphiques définis en regroupant les couches et caractérisant des niveaux, nous ont permis d'esquisser des comparaisons et des reconstitutions paléogéographiques en conclusion de chaque analyse régionale : ils seront la base de la synthèse paléogéographique et des conclusions stratigraphiques que nous exposerons ici.

Auparavant, il convient de rappeler les caractères du milieu de formation de divers horizons dont nous analyserons le mode de répartition dans l'espace et dans le temps. Ces caractères sont déduits de l'étude des faciès et ont été exposés au terme de la première partie de ce travail ; ils seront ici brièvement rappelés.

1) Les horizons lithostratigraphiques, leur milieu de formation.

Les principaux horizons lithostratigraphiques reconnus à la bordure du Massif Central ordonnés à partir des terrigènes grossiers sont les suivants :

- Horizon gréseux, parfois plus précisément : Grès microconglomératiques ;
- Marnes sombres ou Marnes gréseuses ;
- Marnes vertes ;
- Dolomies jaunes ;
- Calcaires bruns ;
- Calcaires dolomitiques rubanés.

Les grès microconglomératiques peuvent être formés uniquement de lits dont le faciès essentiel est celui de grès microconglomératiques (à dragées de quartz ronds) passant à des grès moyens et fins : c'est le cas des Grès à dragées (d) de Saint-Chinian et des grès (c) du Moulin de la Rusque. Ces horizons gréseux admettent le plus souvent des passées à faciès de marnes gris-vert ou de calcaire dolomitique jaune (de telles couches peuvent être fossilifères : des *Avicula contorta* y ont été trouvées). Aux Aires, les termes argileux et calcaires sont bien développés dans l'horizon gréseux (c) où ils s'ordonnent avec les grès en séquences évolutives positives.

L'horizon des Marnes sombres est bien évidemment formé principalement de couches dont le faciès est celui de marnes d'un type spécial. Nous avons vu que ces marnes passaient souvent à des plaquettes gréseuses intercalées dans les marnes, ou à des calcaires dolomitiques faiblement argileux.

L'horizon des Marnes vertes n'est généralement pas gréseux. Des bancs à faciès calcaire dolomitique jaune sont interca-

lés dans ces marnes.

Les Dolomies jaunes microcristallines admettent réciproquement des passées de marnes vertes ; nous avons noté qu'elles sont souvent faiblement gréseuses et argileuses.

L'horizon des Calcaires bruns dont nous verrons que l'extension est très réduite dans le domaine étudié ici (Saint-Chinian), est intéressant à noter dans la mesure où il met l'accent sur le caractère évolutif de la série.

Les Calcaires dolomitiques rubanés comprennent des couches toutes essentiellement carbonatées, mais dont les faciès sont divers et alternent en minces strates et plaquettes ou en bancs plus épais. Ces faciès sont : des calcaires dolomitiques jaunes, des calcaires oolitiques, des calcaires fossilifères et des brèches. L'horizon peut admettre des passées argileuses, ou des passées gréseuses ; celles-ci lorsqu'elles deviennent importantes, ont été individualisées en un horizon distinct.

Ces horizons et ces faciès ont une vaste répartition géographique ; leur milieu de formation est homogène. Les principaux caractères de ce milieu sont les suivants :

- le milieu est marin confiné, il n'est pas possible d'en douter si on observe les dépôts dans leur ensemble, leur répartition verticale et horizontale. En effet les faciès terrigènes renferment constamment des passées marines (*A. contorta*). Le Rhétien succède et s'oppose ainsi au Keuper dont la faune à Esthéries est caractéristique de milieu sursalé, à évaporites abondantes. Il s'agit toutefois d'un milieu confiné, car on ne trouve que des Lamellibranches à l'exclusion de toute autre forme (Brachiopodes, Polypiers, Ammonites, etc...). Ce milieu confiné s'oppose également au milieu marin franc du domaine alpin interne.

- La profondeur s'est révélée faible chaque fois qu'il a été possible de la préciser : milieu de haute énergie, à oolites, bioclastes, susceptible de transporter des sables ou des graviers, zone photique (formations à filaments algaires, exceptionnellement à Dasycladacées), zone supratidale (à stromatolites et mudcracks), siège de brèves émersion.

- La salinité était probablement faible en raison du déversement abondant d'eau douce nécessaire au transport des éléments terrigènes dans ce milieu marin confiné. Notons de plus, la possibilité de brusques variations de la salinité ayant provoqué, selon l'hypothèse classique, des hécatombes de Poissons et la formation des bone-beds parfois observées.

- Les successions de faciès, en couches peu épaisses se répétant plusieurs fois dans les différents horizons, correspondent à de faibles, brèves et multiples variations du milieu de formation dont les couches bréchiques et microbréchiques (à intraclastes) sont une des manifestations.

Si le milieu de dépôt est sensiblement uniforme, la diversité des faciès, leurs caractères distinctifs et leur originalité sont liés à l'importance des apports terrigènes et à l'énergie qui préside à leur dépôt. Les sédiments carbonatés et détritiques passent verticalement et horizontalement les uns aux autres, et admettent des termes intermédiaires (par exemple : grès à ciment dolomitique). Les dépôts terrigènes grossiers nécessitent pour leur mise en place de hautes énergies, mais sous la forme de courants littoraux ; les faciès carbonatés oolitiques et bioclastiques exigent également de hautes énergies en partie sous la forme de courants littoraux (bioclastes), en partie liées à l'agitation de surface (oolites).

La répartition des faciès est de plus en rapport intime avec la profondeur du milieu. Toujours faible, ses minimes varia-

tions interviennent dans la dispersion de l'énergie. Les faciès carbonatés sont les plus sensibles à ces variations, d'où l'extrême imbrication des dépôts bioclastiques, oolitiques, à pellets, intraclastiques et bréchiques, et admettent souvent des stromatolites et des mudcracks ; les faciès détritiques sont au contraire peu influencés par les actions superficielles (vagues).

2) Répartition des horizons lithostratigraphiques et logique des dépôts.

De même que les faciès sont répartis en séquences élémentaires positives à deux, trois ou quatre termes, au sein des horizons lithostratigraphiques, les principaux horizons reconnus s'ordonnent en une ou deux séquences majeures positives.

Ainsi dans la région de Saint-Chinian on note deux séquences sus-jacentes aux marnes bariolées du Keuper :

- séquence inférieure

Marnes vertes

Dolomies jaunes

Calcaires bruns

- séquence supérieure

Grès microconglomératiques

Marnes sombres

Calcaires dolomitiques rubanés

En bordure des Cévennes, le long de la vallée de l'Arre, une seule séquence a été observée, dont les termes sont, de la base vers le sommet :

- Marnes vertes

- Calcaires dolomitiques rubanés

Nous analyserons successivement les deux séquences sédimentaires majeures :

a) Séquence inférieure (Marnes vertes, Dolomies jaunes et Calcaires bruns).

La séquence inférieure n'est observable que dans les régions de Saint-Chinian, Bédarieux, Lodève et Ceilhes. Au Nord-Ouest de Fondamente, les horizons inférieurs disparaissent successivement, et les niveaux terrigènes de la séquence supérieure reposent directement sur les grès et les marnes bariolées.

En bordure des Cévennes, les faits diffèrent notablement de part et d'autre du seuil caussenard.

- Dans la partie occidentale, seule la séquence supérieure est présente ; elle repose sur le Keuper par l'intermédiaire de sédiments terrigènes beaucoup moins grossiers que dans la région de Saint-Affrique.

- Dans le domaine oriental (à l'Est des Monts de Saint-Bresson), la séquence inférieure est souvent réduite à une couche de marnes vertes gréseuses.

Le schéma ci-contre, rend compte de l'extension de la séquence inférieure (Marnes vertes et Dolomies jaunes) qui comprend parfois un troisième terme : les Calcaires bruns de Saint-Chinian ou bien est réduite à un simple niveau de marnes gréseuses.

Notons que, à l'exception de la bordure orientale des Cévennes où la séquence inférieure est mal définie, le domaine d'extension du cycle de base du Rhétien correspond à celui du Keuper à faciès de marnes bariolées, et que le domaine où le Rhétien est représenté par la seule séquence supérieure coïncide avec celui où le Keuper est marnogréseux.

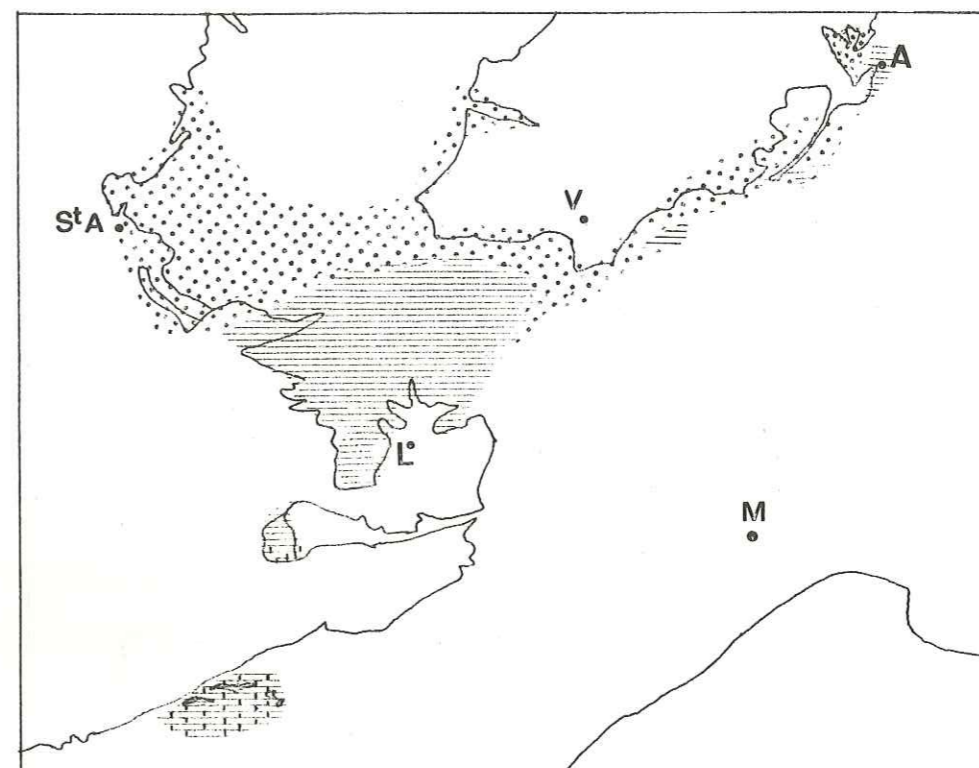





Schéma de la répartition de la séquence inférieure

-  - Horizon Calcaires bruns
-  - Horizons des Marnes vertes et Dolomies jaunes
-  - Domaine gréseux

Dans la région ici étudiée, les aires de sédimentation keupérienne et rhétienne sont donc analogues ; le Rhétien poursuit la même évolution.

b) Séquence supérieure (Grès microconglomératiques, Marnes sombres, Calcaires dolomitiques rubanés).

La séquence supérieure a été constamment observée entre Trias et Hettangien, dans tout le domaine étudié à la bordure du Massif Central. Son existence a été mise en évidence même lorsqu'elle est réduite à quelques bancs, par les corrélations lithostratigraphiques faites coupe à coupe. Mais au delà, au fond du bassin des Causses vers le Nord, et dans le Rouergue au Nord-Ouest, les dolomies hettangiennes reposent directement sur les grès conglomératiques.

Si les sédiments terrigènes de la séquence inférieure sont toujours fins et associés à des carbonates, ceux de la séquence supérieure peuvent être très grossiers, ils comprennent des galets et des graviers de quartz.

La dimension des grains est éminemment variable d'un point à l'autre : le grain le plus gros mesure par exemple 0,5 cm à Saint-Jean-de-Bruel et Fondamente ; il atteint 7 cm à Corbès. La répartition granulométrique des quartz indiquée sur le schéma ci-contre met en évidence plusieurs domaines principaux d'alimentation en éléments terrigènes :

- l'un correspond au secteur Nord-Est de la Montagne Noire, la dimension des grains décroît de la région de Bédarieux, vers Lunas puis Ceilhes, Pégairolles et Parlatges, où elle est équivalente à celle des quartz de la région de Saint-Chinian.

- Le second se situe au Nord ou au Nord-Ouest de Saint-Rome-du-Tarn : aux environs du village les quartz atteignent 5 cm,

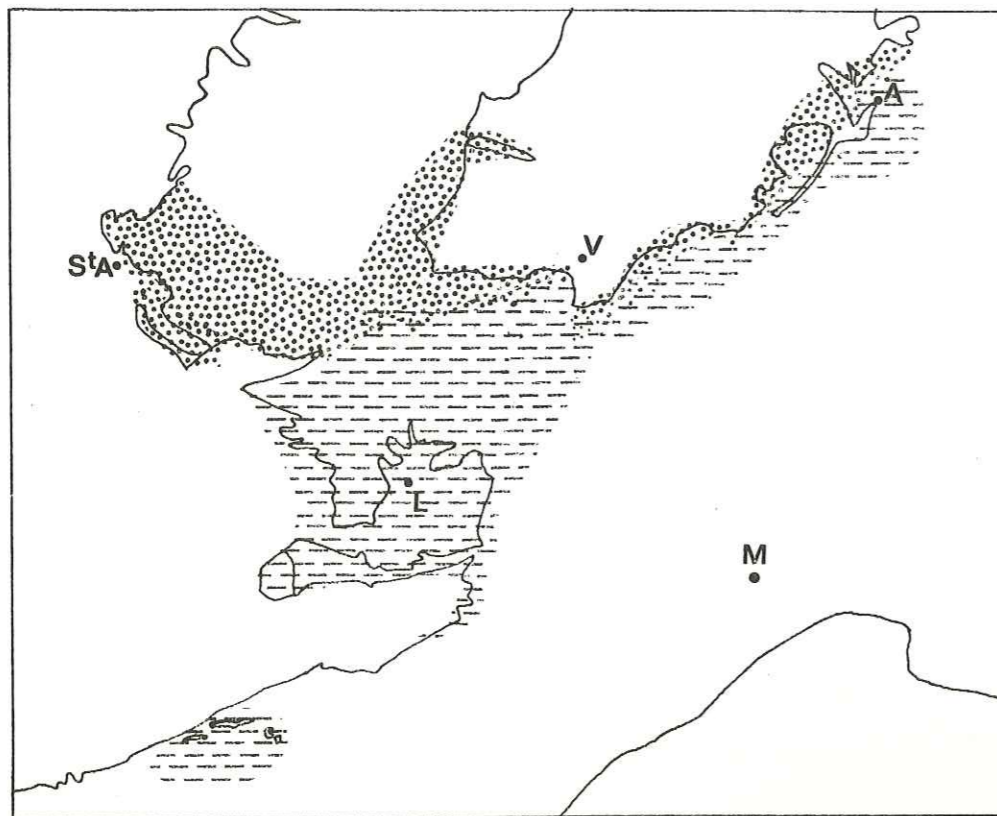
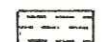



Schéma de répartition des faciès du Keuper

-  - Marnes bariolées
-  - Marnes gréseuses

leur dimension diminue régulièrement vers le Sud-Est dans la région de Saint-Affrique.

- A la bordure orientale des Cévennes, la dimension des quartz est maximum à Corbès et Saint-Hippolyte-du-Fort (7 et 5 cm de diamètre). Dans les régions voisines (à Lacoste au Nord-Est, à Saint-Roman-de-Codières et Sumène au Sud-Ouest) le diamètre des grains est nettement inférieur, il ne dépasse pas 1,5 ou 2 cm. Ce n'est qu'au delà de Lacoste, vers le Nord, à Gravelongue, à proximité des terres émergées, que des poudingues réapparaissent et envahissent la série. Parmi les affleurements observés, ceux de Corbès et de Gravelongue sont donc les plus proches de la source d'alimentation en sédiments terrigènes, située dans les Cévennes à une distance relativement faible au Nord-Ouest de ces deux localités.

- A Madières, les sédiments détritiques sont plus grossiers que ceux du Mas del Pont, de Parlatges et de Saint-Michel du Larzac. En l'absence de renseignements sur le Rhétien des régions situées au Sud-Est de Madières et du "seuil caussenard", il n'est pas possible de préciser l'origine des apports terrigènes ; il est toutefois probable que leur source se trouve dans les terres émergées, prolongement du seuil.

Le schéma de répartition des éléments terrigènes montre que le domaine envahi par la mer présente une subsidence différentielle. Le seuil caussenard non seulement a une influence sur la répartition et la nature des éléments, mais, en outre, il sépare des domaines affectés par une subsidence fort différente. Entre Cévennes et Montagne Noire, la baie devient quelque peu subsidente ; les dépôts quoique fins y sont sensiblement plus épais que sur les marges.

Les dépôts terrigènes comprennent, à la fois, un horizon gréseux, base du cycle sédimentaire supérieur et des lentilles détritiques

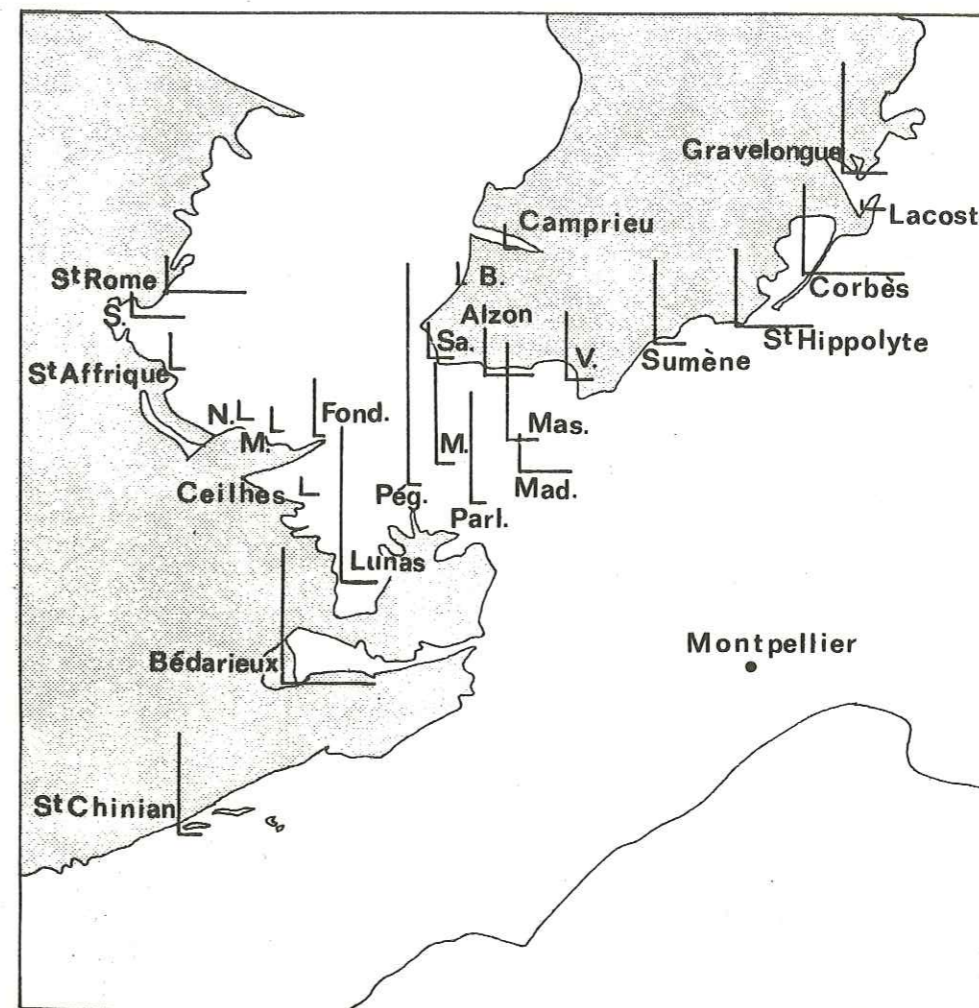


Schéma de répartition des éléments terrigènes

En abscisses le diamètre du plus gros grain $\times 0,2$;
En ordonnées l'épaisseur relative des couches gréseuses. Echelle 1/1 000 000e.

S : Sans-corps, N : Nonenque, M : Marnhargues,
Pég. : Pégairolles, Parl. : Parlatges, M : St-Michel
du Larzac, Mad. : Madières, Mas : Mas del Pont,
V : Le Verdier, S : Sauclières, B : La Brunetterie.

intercalées dans la séquence. La plus nette s'observe sur le bord nord du bassin de Lodève, où un horizon gréseux s'individualise au sein des Calcaires dolomitiques rubanés (e), il s'amenuise et tend à disparaître aussi bien vers l'Ouest en bordure du bassin de Saint-Affrique, que vers le seuil caussenard (à Madières) et vers le Sud, dans la région de Bédarieux là où l'épaisseur et la granulométrie des grès du cycle inférieur étaient exceptionnelles.

Ainsi la mise en évidence de deux cycles sédimentaires dont les limites sont bien définies, ne rend compte de tous les faits que si on reconnaît qu'au sein du cycle supérieur existent aussi des récurrences gréseuses.

Les faits sont là, dans toute leur complexité. Deux interprétations sont vraisemblables à l'échelle régionale.

1ère hypothèse :

- Un premier cycle sédimentaire correspond à une étape de la transgression marine où la mer ne serait pas allée loin au fond de la baie des Causses ; elle n'aurait pas atteint Saint-Affrique et n'aurait bordé les Cévennes qu'à l'Ouest du Vigan. Elle n'aurait que fort peu mordu la bordure sous-cévenole.

- Un second cycle sédimentaire correspond à une transgression marine plus importante. Recouvrant le domaine précédemment immergé, elle se serait avancée loin vers le Nord, déterminant une large "baie des Causses", et vers l'Est, mordant franchement la bordure sous-cévenole.

2ème hypothèse :

La variabilité des séries entre Montagne Noire et Cévennes pourrait être due aux conditions locales d'alimentation en

détritiques. A intervalles irréguliers, au sein des sédiments marins carbonatés et argileux se déposant régulièrement au pied de terres émergées, des décharges détritiques grossières se seraient produites. Leur patrie sédimentaire était éminemment variable comme le montre la répartition de deux lentilles gréseuses principales, entre les Cévennes et la Montagne Noire.

Quoiqu'il en soit et quelle que soit l'hypothèse retenue, on gardera à l'esprit que, aussi loin que nous les ayons observés, au Nord de la Baie des Causses, les dépôts rhétiens s'achèvent par des dolomies.

Le bord SE du Massif Central est un domaine paléogéographique unique, ou nous n'avons pas mis en évidence d'influences marines plus fortes au Sud (arc de Saint-Chinian) qu'à l'Est. Nous n'avons aucun argument pour invoquer un domaine océanique situé au Sud, pas plus d'ailleurs qu'un domaine émergé, méridional également, prolongement oriental des Pyrénées. Les décharges détritiques sont lenticulaires et locales ; leur logique est indépendante de celle des ensembles sédimentaires reconnus ; tout se passe comme si des variations très rapides de la géographie des estuaires torrentiels en rendaient compte. Elles s'opposent ainsi aux séquences générales.

Le domaine cévenol a un comportement différent de celui du domaine méridional. Au Sud, sur les marnes du Keuper, la séquence sédimentaire évolue régulièrement dans chacun des deux cycles reconnus depuis les dépôts grossiers imbriqués, ce qui suggère une instabilité de la patrie d'alimentation.

3) Les limites du Rhétien sont lithologiques

Avec les auteurs, nous avons retenu comme base du Rhétien la disparition du faciès des marnes irisées considérées comme

caractéristiques du Keuper, et l'apparition des marnes vertes. Nous constatons qu'une telle limite a été également retenue par les auteurs travaillant en Allemagne. Sans qu'il nous ait été possible de démontrer cette hypothèse, on peut suggérer que le passage des marnes rouges aux marnes vertes correspond très probablement au passage d'un milieu lagunaire à un milieu marin.

La limite supérieure a été arrêtée au niveau dolomitique franc (dolosparite). Cet horizon dans lequel les fossiles trouvés ne sont pas déterminables, est interstratifié avec transition dans les calcaires en bancs ondulés, où la faune à Psiloceras planorbis a été jadis recueillie en quelques points des Causses par C. ROQUEFORT près de Villefort et de Nant, par P. de BRUN et P. MARCELLIN à Florac.

Les seuls fossiles reconnus en abondance sont des Lamellibranches à l'exclusion de toute Ammonite, Brachiopode ou Polypier. Les niveaux gréseux livrent des débris végétaux souvent de grande taille, témoignant de la proximité de terres émergées couvertes de végétation.

4) L'appartenance du Rhétien au cycle sédimentaire jurassique s'impose ici, tant est lent et progressif le passage de la sédimentation du Rhétien supérieur carbonaté (micrites, oomicrites et intramicrites à microsparites dolomitiques, faiblement terrigènes) à l'Hettangien inférieur (micrites dolomitiques ou dolosparites). Il est tout à fait remarquable qu'il y ait un passage continu d'un étage à l'autre, sans aucun apport détritique notable qui soulignerait leur limite. La sédimentation correspond à ce niveau à une mer peu profonde où se déposent simultanément calcite et dolomite dans un milieu de sédimentation impropre à la vie ou à la conservation des tests calcaires. La transition est graduelle : Rhétien supérieur et Hettangien appartiennent au même cycle sédimentaire.

B) CONCLUSIONS SUR LE RHÉTIEN D'UNE TRANSVERSALE DES ALPES FRANÇAISES.

Sur une transversale E-W, nous avons levé des coupes dans les zones où le Rhétien était connu. Je désirais établir des comparaisons depuis le bord de la mer rhétienne à la périphérie du Massif Central, jusqu'aux zones les plus profondes, ou les plus subsidentes, affleurant en France. L'ensemble des coupes est donc compris entre, à l'Ouest, les plages des Cévennes et de la Montagne Noire, et, à l'Est la région piémontaise où le Rhétien atteint jusqu'à 80 m. Plus loin vers l'Est, en Lombardie, cette puissance décuple et dépasserait 1000 m dans le sillon du Monte Generoso (A. MICHARD, 1967).

Les considérations suivantes se dégagent de nos levés :

1) La géométrie des limites du Rhétien

A une seule exception près (le Rocher Roux dans la zone briançonnaise : J. DEBELMAS et M. LEMOINE, 1957), le Rhétien est toujours concordant sur le Trias. Le fait est notable puisqu'il s'agit d'une part du Keuper à l'Ouest et d'autre part du Norien à l'Est.

Le contact sommital est lui aussi systématiquement concordant lorsqu'il s'agit de l'Hettangien. C'est le cas constant dans la zone dauphinoise, mais dès qu'on aborde le Briançonnais et ses marges externes, une telle succession régulière du Trias au Lias devient l'exception. En effet, une importante transgression du Dogger (ou de termes plus récents) y est la règle ; la transgression est précédée d'une émergence, puisque le mur est fréquemment karstifié. Le Rhétien, au même titre que certains termes du Trias supérieur, manque donc très généralement sur le géanticlinal briançonnais. Remarquons cependant que le Trias supérieur peut localement être épais (F. ELLENBERGER 1958 ; J. C. BARFETY, M. GIDON et M. LEMOINE 1970).

Il est classique depuis F. ELLENBERGER (1958) - et les découvertes ultérieures l'ont confirmé - de situer à la limite du système triasique et jurassique un "renversement de subsidence" (inversion des tendances épirogéniques que nous analyserons plus loin). Mais la pérennité de zones à sédimentation de mêmes caractères, du Trias au Lias, implique que des aires faiblement subsidentes se soient maintenues localement alors que l'ensemble du domaine briançonnais en lente surélévation n'accumulait plus de dépôts.

Les brèches, que nous avons signalées dans les séries rhétiennes alpines, sont hétérométriques, monogéniques et ne reprennent que des dépôts qui viennent de se former. Aucun caractère ne permet de penser qu'il s'agit de brèches de glissement ; elles suggèrent plutôt des ruptures et des remaniements au sein des sédiments. L'existence de telles ruptures ou phases cassantes, nous inciterait à voir dans la zone briançonnaise une série de horsts ("hauts fonds") et de grabens (aires subsidentes) limités par des failles, de la même manière qu'il est possible d'interpréter, au Jurassique, le géanticlinal briançonnais comme un horst limité par des failles (M. LEMOINE 1961).

Ces mouvements pourraient fort bien avoir débuté localement au Rhétien et rendraient ainsi compte de la discordance exceptionnelle du Rocher Roux.

Dans les différentes zones alpines que nous avons analysées, nous n'avons aucun argument pour invoquer l'existence d'une phase cimmérienne ancienne qui aurait séparé, comme le voudrait sa définition, le Rhétien du Lias. Il faut en revanche parler d'une période d'instabilité affectant pendant tout le Lias et vraisemblablement le Dogger, le géanticlinal briançonnais et ses marges, ou même plus, à une vraie phase dont l'âge serait Lias supérieur ou Bajocien.

2) Les faciès du Rhétien

Nous avons étudié dans le chapitre consacré à la bordure du Massif Central un faciès détritique typique. Nous venons d'analyser, dans la zone du Gondran, un faciès alpin quelque peu atypique.. Une transition continue entre ces deux extrêmes est évidente et très progressive.

La zone dauphinoise, nous montre les deux termes principaux que nous avons reconnus plus haut en bordure du Massif Central :

- terrigène à la base,
- carbonaté au sommet ;

nous les retrouvons ici, mais avec des proportions toutes différentes ; les faciès terrigènes se réduisent à 2 ou 3 mètres de grès fins, alors que les faciès carbonatés atteignent une quarantaine de mètres. On observe des microfaciès distincts : les grès ont toujours une granulométrie fine, ils sont très homogènes (les conglomérats y sont systématiquement absents) ; les carbonates sont essentiellement des calcaires micritiques, intraclastiques, à pellets, et fossilifères.

Les sédiments terrigènes et carbonatés peuvent encore être ordonnés selon deux cycles sédimentaires majeurs :

- le cycle supérieur, où les récurrences de faciès sont multiples, comprend les faciès suivants :

- calcaires rubanés
- schistes argileux
- grès fins

- le cycle inférieur est formé par une alternance de marnes et dolomies gris vert sus-jacentes aux marnes bariolées du Keuper.

Dans la zone sub-briançonnaise, le Rhétien est presque

exclusivement carbonaté ; les dépôts terrigènes ne comprennent plus de grès : ils sont fins, et constituent généralement des interbanco argileux, ici encore abondants à la base du Rhétien. Les carbonates sont principalement des calcaires, à l'exception des niveaux transitionnels avec le Trias où des dolomies jaune pâle à interbanco de marnes vertes passent vers le haut à des dolomies sombres à patine ocre.

La zone briançonnaise est constituée au Rhétien de dépôts plus holocarbonatés encore : les calcaires peuvent alterner, principalement à la base avec des dolomies sombres à patine jaune, les sédiments argileux fins n'enduisent plus que les joints de stratification, ou sont également présents à l'état de calcschistes ; les calcaires présentent une cristallisation secondaire liée déjà au métamorphisme qui tend à masquer la microstructure primaire. Aux Lamellibranches qui existaient dans les coupes précédentes, se joignent des Polypiers et des Térébratules, déjà localement apparus dans la zone subbriançonnaise.

Ici, pas plus que dans les zones sub-briançonnaise et prépiémontaise, il n'est possible d'analyser la séquence sédimentaire, la structure des sédiments essentiellement carbonatés étant le plus souvent masquée par les recristallisations.

Dans la zone prépiémontaise du Gondran, si les dépôts terrigènes sont encore rares, ils ne sont plus exceptionnels, et sont toujours fins (schistes argileux) ; ils peuvent former des couches de l'ordre du mètre. Mais les carbonates sont ici plus souvent représentés par des formations de dolomies interstratifiées dans des calcaires. Les Polypiers ne sont plus maintenant isolés, des lentilles récifales se développent ; mais heureusement Avicula contorta a été trouvé (à la Turge de la Suffie) même dans ces niveaux ce qui permet de dater ce Rhétien.

Il n'y a donc, dans les Alpes occidentales, ni le faciès souabe, ni le faciès alpin franc des couches de Kössen, mais des faciès intermédiaires.

Il est simple de comprendre que depuis les plages installées au Rhétien sur les bords du Massif Central, les sédiments détritiques diminuent de volume et d'importance vers la mer ouverte. De même il est facile de saisir le passage de marnes et calcaires dolomitiques témoignant de la présence épisodique de lagunes confinées, à des calcaires finement lités, micritiques. Bref, la transition entre la zone bordière du Massif Central et la zone dauphinoise ne pose pas de problème.

Il n'en est pas de même de la transition entre zones sub-briançonnaise et prépiémontaise. L'influence d'une mer ouverte située à l'Est ne paraît pas évidente. Certes les sédiments terrigènes fins sont rares, mais ils semblent croître de la zone briançonnaise à la zone prépiémontaise. Toutefois les carbonates sont encore essentiellement des calcaires comme dans la zone briançonnaise, même si les dolomies n'y sont pas exceptionnelles. A cela près, il n'y a pas d'opposition nette entre la zone briançonnaise et celle du Gondran ; le même type d'aire de sédimentation peut être invoqué.

Notons, en ce qui concerne l'abondance des terrigènes, la différence existant entre ces séries rhétiennes des Alpes françaises et les séries typiques du faciès alpin (schistes de Kössen) ; dans les premières les terrigènes ne jouent qu'un rôle fort modeste.

3) Données paléontologiques et milieu de sédimentation du Rhétien

L'ensemble des sections levées dans les Alpes a livré des faunes de Lamellibranches marins dont Avicula contorta, étayant ainsi leur appartenance au Rhétien. C'était là une caractéristique

qu'elles partagent avec les coupes levées dans le Massif Central. La présence de bone-beds (qui reste cependant exceptionnelle, comme partout où nous avons étudié le Rhétien), la fréquence des débris de Poissons (sauf en Vanoise interne) sont encore des caractères communs. Là s'arrêtent les identités de faunes.

Les débris végétaux manquent ou sont exceptionnels dans la zone dauphinoise. Ils sont totalement absents dans les zones plus internes.

Les Brachiopodes, inconnus dans le domaine dauphinois, sont présents mais peu abondants dans la zone sub-briançonnaise, mais fréquents jusqu'à former localement des lumachelles dans les zones briançonnaises et prépiémontaises. (Rappelons cependant le développement d'une schistosité ou de recristallisation secondaire et en conséquence l'impossibilité de trouver des tests entiers et déterminables).

Les Polypiers, ^{nsh} absents dans la zone dauphinoise sont rares dans la zone sub-briançonnaise, et forment des lentilles dans les zones briançonnaise et prépiémontaise.

Aucune Ammonite n'a été trouvée dans ces zones, ni par les chercheurs précédents, ni par nous-même.

Ces faits paléontologiques nous permettent de reconstituer le milieu de sédimentation, lorsqu'on les associe aux données pétrographiques.

Dans le domaine dauphinois, une plateforme peu immergée, est alimentée par des continents éloignés, et par des remaniements de dépôts récents ainsi qu'en témoigne l'existence d'une part d'une granulométrie fine, d'autre part d'intraclasts remaniant des dépôts non ou à peine consolidés. Tous les sédiments déposés correspondent

à des faciès de faible profondeur (calcaires à oolites, à pellets, bioclastiques, intraclastiques). Dans cette mer peu profonde, où se répartissaient des cordons sableux, des émerSIONS intervenaient ici ou là, comme en témoigne l'existence de fentes de dessiccation.

La matrice calcaire dolomitique des boues terrigènes ou sables, s'accumulait entre ces cordons détritiques mobilisés par les courants. Exceptionnellement la concentration en sel de ces milieux isolés, ou tout simplement celle de l'eau de mer d'imbibition des vases, permettait le dépôt de gypse ou d'anhydrite comme en fait foi l'existence de fins cristaux de gypse aujourd'hui épigénisés en calcite.

Dans de telles aires de sédimentation les conditions peuvent changer brusquement au hasard du déplacement des bancs sableux bordiers. C'est ainsi que l'on peut interpréter les bonebeds. (Il faut noter que dans notre domaine il ne s'agit pas de belles accumulations de débris de vertébrés, telles qu'elles sont classiquement décrites en Allemagne occidentale et en Angleterre). Il est simple d'interpréter cette différence en admettant que les variations de salinité entre bassins isolés et mer ouverte étaient plus faibles dans le premier cas que dans le second.

Les calcaires ne sont jamais purs et ils sont toujours associés à des éléments terrigènes. Cependant on note, de bas en haut, dans la série, des niveaux calcaires de plus en plus francs qui sont même oolitiques et cristallins dans les derniers bancs observés.

Bref, au Rhétien la zone dauphinoise est une plateforme marine peu profonde, parsemée de cordons sableux épisodiquement émergés. Il est vraisemblable d'admettre qu'ici ou là des îles ou îlots se dressaient dans cette mer côtière et qu'ils alimentaient localement la mer en déritique (R. BARBIER 1961).

Il n'est pas possible de reconstituer des superpositions de cycles sédimentaires élémentaires dans le Rhétien. Cependant pris dans son ensemble, il représente la base d'une série telle que GOLDSCHMIDT les a proposées, à savoir : terrigène grossier, terrigène fin, et carbonates, série dont l'analyse a montré la complexité de détail.

Dans le domaine sub-briançonnais, on est frappé par l'extrême réduction de la série rhétienne comparée à toutes celles analysées plus à l'Est. En outre, la rareté des éléments détritiques et l'importance des carbonates s'impose d'emblée.

Il est possible de montrer que les dépôts se sont accumulés dans une mer peu profonde, éloignée de toute côte, c'est-à-dire de toute zone d'apport déritique. La dolomie jaune de base est indiscutablement une dolomie primaire ou d'épigénie précoce ; elle est interstratifiée, dans ses niveaux sommitaux, avec des calcaires fossilifères. Les Lamellibranches pullulent dans ce domaine. Cette plateforme très peu immergée peut localement, et peut-être pour des temps très brefs, être émergée comme en témoigne l'existence de mud-cracks ; quant aux niveaux de brèches monogéniques ils témoignent soit de l'importance des remaniements, soit de l'instabilité du milieu. Nous avons précédemment proposé de les interpréter comme le résultat de ruptures selon des failles, sédimentées dans les domaines immergés voisins en longues langues sous-marines.

La zone briançonnaise ne livre que rarement des dépôts rhétiens. Dans les zones où on les a relevés, la mer était peu profonde, éloignée de toute source d'apports terrigènes, bordée de zones instables. L'épaisseur de la tranche d'eau était faible comme le montrent les rapides variations des microfaciès ; la surface des bancs est fréquemment remaniée à l'échelle du centimètre ce qui suggère de très brèves émerSIONS (aussi brèves que celles qui séparent deux ma-

rées) ou des remaniements sous-marins. Nous avons en effet constaté que les remaniements se produisaient au détriment d'une très mince couche indurée, indiquant un changement brutal des conditions de sédimentation.

L'éloignement d'une côte et d'un massif ancien, est suggéré par la rareté et la finesse du détritique. Ce sont des boues flottées qui épisodiquement se déposaient dans ces "fosses".

Ces "fosses" étaient en réalité des domaines faiblement subsidents qui ne furent jamais profondément immergés. Cependant l'interstratification de niveaux bréchiques monogéniques pourrait laisser supposer une instabilité du milieu.

Le domaine prépiémontais offre des caractères analogues c'est-à-dire que la mer était peu profonde et accumulait des dépôts dans un domaine encore assez faiblement subsident.

Mais nous constatons une plus grande abondance de brèches au-dessus du Rhétien : il n'est que de citer les énormes accumulations de brèches sinémuriennes de Rochebrune, témoins d'une instabilité plus intense qui débute peut être dès l'Hettangien.

A la différenciation de plateformes et d'aires subsidentes peut correspondre l'apparition des lentilles d'Hexacoralliaires : les conditions de température et d'oxygénation des dépôts étant par ailleurs analogues dans les différents domaines adjacents.

L'analyse de coupes le long d'une transversale des Alpes présente donc une image cohérente, où s'intègrent les faits recueillis.

4) L'homogénéité du Rhétien

Le comportement du Rhétien s'oppose à celui des étages

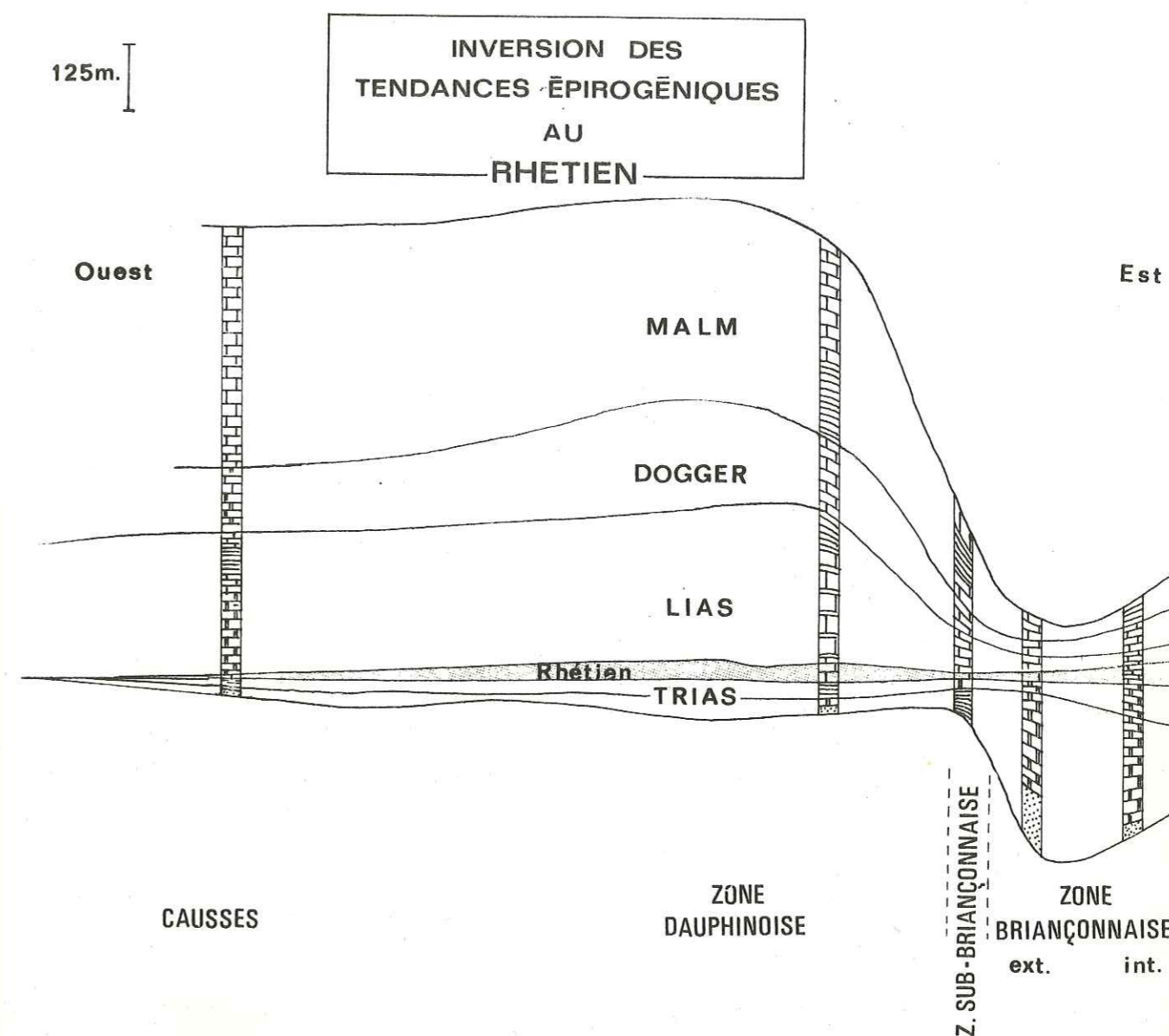


Schéma de la sédimentation au Trias et au Jurassique le long d'une transversale Ouest-Est, s'étendant de la bordure du Massif Central à la zone alpine prépiémontaise.

qui l'encadrent. Les dépôts rhétiens et leurs milieux de sédimentation évoluent très progressivement d'Ouest en Est, depuis les plages du Massif Central jusqu'à la mer ouverte du domaine alpin interne, par l'intermédiaire d'une plateforme épicontinentale peu profonde et stable. Bref, le Rhétien est caractérisé par une étonnante homogénéité de ses faciès et de son milieu de formation. En outre, celui-ci n'était que très faiblement subsident comme en témoignent l'épaisseur toujours réduite du Rhétien et les remaniements affectant ses dépôts : brèches et microbrèches abondantes sur toute la plateforme épicontinentale.

Par ses caractères, le Rhétien contraste ainsi d'une part avec le Trias, d'autre part avec le Jurassique, y compris la majeure partie du Lias : Trias et Jurassique sont des périodes durant lesquelles s'individualisent des aires de sédimentation distinctes, dont les tendances épirogéniques diffèrent. Le "renversement de la subsidence", ou plus largement l'inversion des tendances épirogéniques des aires de sédimentation des Alpes occidentales, se réalise pendant la fin du Trias et le début du Lias. Les domaines fortement subsidents au Trias se surélèvent et deviennent stables au Jurassique, et vice versa, les parties en lente surélévation deviennent progressivement subsidentes (1).

Le Rhétien constitue la période clé, privilégiée, de cette évolution pendant laquelle les tendances épirogéniques des domaines respectifs, au moment précis où elles changent de signe, aboutissent à la réalisation d'un milieu de dépôt momentanément identique au travers de toutes les aires de sédimentation : la subsidence y est partout uniformément minime, et les sédiments homogènes.

(1) Ce que E. HAUG avait déjà dit, avant F. ELLENBERGER.

CONCLUSION GENERALE

Le Rhétien est une formation dont les dépôts ont des caractères originaux et homogènes partout où nous les avons étudiés, sur la plateforme épicontinentale, au Sud-Est du Massif Central.

Le Rhétien est nettement distinct aussi bien du Keuper lagunaire (faciès germanique) que du Norien marin (faciès alpin). Il correspond à l'amorce du cycle sédimentaire jurassique qui se poursuit par l'Hettangien inférieur auquel il passe d'ailleurs très progressivement. L'Hettangien supérieur est marqué, localement, en bordure du Massif Central, par des tendances régressives. Au Lias inférieur, l'invasion marine est hésitante marquée d'avancées et de retraits hétérochrones dans l'ensemble de la plateforme péri-alpine. L'avancée de la mer s'effectue sur un domaine lagunaire sursalé.

Bien qu'aucun argument ne vienne l'étayer, on peut penser que l'invasion marine a été diachrone et que le faciès keuper représente d'un point à l'autre de la plateforme des durées de temps variables. Il est alors possible que pendant le dépôt des couches basales de Kössen, renfermant les premières A. contorta, s'accumulaient encore ailleurs, dans des lagunes, les marnes bariolées et le gypse du Keuper.

A l'opposé on peut supposer que sur la vaste plateforme sans relief, couverte régulièrement par une mince tranche d'eau au Keuper, l'invasion marine rhétienne s'est propagée instantanément de façon synchrone.

Dans les deux cas, il ne s'agit pas d'une transgression brutale sur une pénéplaine arasée, mais au contraire d'une avancée

des eaux marines sur une surface plane, où se situe un domaine lagunaire.

En revanche, la limite supérieure paraît être synchrone dans tous les domaines européens, marquée par l'apparition de Psiloceras planorbis. L'installation de la mer hettangienne a pu se faire plus ou moins tôt, mais toujours dans le laps de temps correspondant à la biozone à planorbis.

L'équivalence entre le faciès souabe et le faciès de Kössen ne pouvait être basée sur la simple analogie des faunes à Avicula contorta et bone-beds.

Tant dans la littérature que dans mes récoltes, l'absence de tout élément faunique commun aux faciès alpin et souabe, autre que des Lamellibranches peu significatifs, rend impossible l'affirmation ou la réfutation des hypothèses anciennes de A. OPEL et E. SUESS ou celles (radicalement différentes) de V. I. SLAVIN, que nous avons exposées dans le premier chapitre (p. I-2 et p. I-36).

L'absence totale, du moins dans la limite des connaissances actuelles, de tout volcanisme cinéritique durant le Rhétien, ne permet guère d'espérer que ce genre de marqueur absolu, si utile durant les temps carbonifères, ne vienne éclairer le problème du synchronisme du "faciès à A. contorta".

A défaut de données paléontologiques ou de phase orogénique à la base ou au sommet du Rhétien, le seul critère pour le rattachement de l'étage à un système est d'ordre paléogéographique. Nous admettons donc que dans le domaine étudié, le Rhétien représente la base du cycle jurassique dont il constitue l'amorce. Il convient toute-

fois de rappeler que dans le domaine marin franc (Austro-alpin), les données paléontologiques, et en particulier le grand nombre de genres et d'espèces commun au Norien et au Rhétien implique le rattachement du Rhétien au Trias.

L'extrême réduction des sédiments rhétiens dans le domaine épicontinental, sa faible épaisseur dans tout le domaine alpin occidental, nous incite à poser le problème de la durée correspondant à ces dépôts.

Le Rhétien peut paraître bref s'il est comparé au Keuper - Norien, de même qu'à l'Hettangien. Pendant ces périodes les sédiments mesurent 20 m pour le Rhétien, 200 m pour l'Hettangien et jusqu'à 600 m d'épaisseur pour le Norien, quand le Rhétien ne dépasse jamais 80 mètres.

Dans les domaines alpins marins francs, où le Rhétien représente une formation plus épaisse, on admet généralement qu'il correspond à une seule zone d'Ammonites : Choristoceras marshi, alors que les étages jurassiques comprennent chacun au minimum trois zones.

Le Rhétien apparaît donc comme une période favorable à l'étude, à l'échelle européenne, des rapports entre l'épaisseur des sédiments et l'environnement (plateforme épicontinentale, domaine marin pélagique), en fonction de la durée mesurée par les biozones.

BIBLIOGRAPHIE

I - Bibliographie régionale et stratigraphique

- ALBERTI F. A. (von) - 1834 - Beitrag zu einer Monographie des Bunter Sandsteins, Muschelkalks und Keuper, und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation. Stuttgart, Tübingen (Cotta).
- ALLAINAZ A. - 1968 - Revisione ed interpretazione del genere "Bactryllium" HEER. Riv. Ital. Palaeontol. Stratigr., 74, p. 1065-1146.
- ALLARD P. L. - 1961 - Le Lias dans les sondages SAFREP de Franche Comté. "Col. sur le Lias français", Mém. B.R. - G.M. Fr., 4, p. 617-619.
- ANDRUSOV D. - 1965 - Aperçu général sur la géologie des Carpates occidentales. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), VIII, p. 1029-1062.
- ARKELL W. J. - 1956 - Jurassic geology of the World. Oliver and Boyd, p. 1-806.
- ARTIERES A., DURIF P. - 1961 - Le Lias en Aquitaine orientale. "Col. sur le Lias français", Mém. B.R.G.M. Fr., 4, p. 737-742.
- AUBAGNE M. - 1962 - Note sur les sondages d'exploration géologique S 8 et S 9 sur l'anticlinal de Saint Michel du Larzac (Hérault). Rapport B.R.G.M. Fr., (inédit).
- AUBAGNE M. - 1965 - Note sur la campagne de reconnaissance de Pégairolles de l'Escalette (Hérault). Essai de synthèse stratigraphique sur le Trias du Nord Lodévois. Rapport B.R.G.M. Fr., (inédit), D.R.M.M. 66 A1.
- AUBAGNE M., PROUHET J. P., SLANSKY M. - 1966 - Caractérisation des milieux de sédimentation et recherches de nouveaux gîtes Pb-Zn dans la zone caussenarde. Bull. du B.R.G.M. Fr., 1, p. 87-112.
- AUBOUIN J. - 1960 - Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), II, p. 487-526.

- AUBOUIN J. - 1963 - Essai sur la paléogéographie post-triasique et le développement tecto-orogénique secondaire et tertiaire du secteur méridional des Alpes orientales (Alpes méridionales, Lombardie et Vénétie). Bull. Soc. Géol. Fr., (7), V, p. 730-765.
- AUBOUIN J. - 1963 - Esquisse paléogéographique et structurale des chaînes alpines de la Méditerranée moyenne. Géol. Rundschau, Dtsch., 53, p. 480-534.
- AUBOUIN J. et al. - 1963 - Esquisse de la géologie de la Grèce. "Livre Mém. Paul Fallot", Mém. hors série Soc. Géol. Fr., II, p. 583-606.
- AUBOUIN J. et al. - 1970 - Contribution à la géologie des Hellenides. Ann. Soc. Géol. Nord, XC, p. 277-304.
- AUBOUIN J. et al. - 1970 - Essai sur la géologie des Dinarides. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XII, sous presse.
- BACHEWELL R. - 1823 - Travels comprising observations made during a residence in the Tarentaise and various parts of the Graecian and Pennine Alps in the Switzerland, in the years 1820, 1821 and 1822, 2 vol., London.
- BALOGH K., VEGH S., Mme VEGH - 1963 - Trias de Hongrie. "Col. sur le Trias de la France et des régions limitrophes", Montpellier, Mém. B.R.G.M. Fr., 15, p. 455-468.
- BARBIER R. - 1948 - Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. Mém. Carte Géol. Fr., p. 1-291.
- BARBIER R. - 1961 - Reliefs "vindéliens" et la transgression liasique dans la zone dauphinoise. Aperçu géologique de cette zone au Lias. "Col. sur le Lias français". Mém. B.R.G.M. Fr., 4, p. 691-694.
- BARBIER R., DEBELMAS J., LATREILLE M. - 1956 - Découverte d'Ophiuridés dans le Rhétien intra-alpin de la région d'Orcières (Hautes Alpes). Trav. Lab. géol. Fac. Sc. Univ. Grenoble, 33, p. 105-111.
- BARBIER R. et al. - 1963 - Problème paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. "Livre mém. Paul Fallot", Mém. hors série Soc. Géol. Fr., II, p. 331-377.

- BARFETY J.C., GIDON M., LEMOINE M. - 1970 - Observations nouvelles et hypothèses sur le Trias supérieur de la zone briançonnaise près Briançon. C. R. Acad. Sci. Fr., 270, p. 2900-2902.
- BATTAREL J.M., GUERIN-FRANIATTE S. - 1971 - Présence d'Esthéries dans les marnes de Levallois (Rhétien supérieur) des environs de Mirecourt (Vosges). Bull. Soc. Géol. Fr., communic. écrite, séance du 15 mars.
- BEAUMONT E. (de) - 1828 - Note sur un gisement de végétaux fossiles et de Belemnites, situés à Petit-Cœur, près de Moutiers-en-Tarentaise. Ann. Sc. Nat., XIV, p. 113.
- BEAUMONT E. (de), DUFRENOY G.A. - 1841-48 - Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique de France.
- BENNISON G.M., WRIGHT A.E. - 1969 - The geological history of the British Isles. Edward Arnold (Pub.) Ltd., London, p. 1-406.
- BERNARD A. - 1958 - Contribution à l'étude de la province métallifère sous-cévenole. Sci. Terre Nancy, VII, 3-4, p. 125-403 (1959-60).
- BERNET-ROLLANDE M.C. - 1967 - Lias calcaire du chaînon de Saint Chinian (Hérault). Subdivisions stratigraphiques et corrélations régionales. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), IX, p. 198-211.
- BERNIER P., MACQUAR J.C., MICHAUD J.G. et al. - 1970 - Contribution à la recherche de gisements métallifères cachés (district des Malines-Cévennes). Bull. B.R.G.M. Fr., (2), II, 1, p. 1-97.
- BERTHE D., NOUET G., CHAMPEAU H. - 1961 - Le Lias dans les forages de C.F.P. (Normandie) : N-O du bassin de Paris. "Col. sur le Lias français", Mém. B.R.G.M. Fr., 4, p. 463-474.
- BITTNER A. - 1890 - Brachiopodes der Alpinen Trias, Geol. Reichsanstalt., XIV, 19.
- BIZON J.J., RIOULT M. - 1961 - Contributions à l'étude micropaléontologique du Lias du Bassin de Paris. 5ème partie : Basse Normandie (région d'Issigny et sud de Bayeux). "Col. sur le Lias Français", Mém. B.R.G.M. Fr., 4, p. 451-458.

- BLEAHU M., MANTEA G. - 1964 - Le Rhétien des Monts Apuseni (Carpates roumaines). "Col. du Jurassique", Congr. géol. Intern., Luxembourg 1962, publié par l'Institut Grand-ducal, sect. Sc. nat., phys. et math., p. 663-674.
- BOGDANOFF A.A., MOURATOV M.V., SCHATSKY N.S. - 1964 - Tectonique de l'Europe. 21ème Congr. géol. Intern. (1960), Moscou 1964.
- BOISSE DE BLACK Y. - 1933 - Le détroit de Rodez et ses bordures cristallines. Bull. Serv. Carte géol. Fr., 36, 188, p. 213-523.
- BONNARD E. et al. - 1955 - Possibilités pétrolières du Jurassique de l'Europe moyenne. Les problèmes français. Proc. fourth world petrol. congr. Sect. 1/A/3, p. 181.
- BOUE A. - 1833 - Résumé des progrès de la géologie pendant l'année 1832. Bull. Soc. Géol. Fr., (1), III, p. 1-181.
- BRACONNIER M.A. - 1883 - Description géologique et agronomique des terrains de Meurthe et Moselle.
- BRICHE F., DANZE-CORSIN P., LAVEINE J.P. - 1963 - Flore infraliasique du Boulonnais (macro et microflore). Mém. Soc. Géol. Nord., 13.
- BROCHANT de VILLIERS - 1808 - Observations géologiques sur des terrains de transition qui se rencontrent dans la Tarentaise et autres parties de la chaîne des Alpes. Journ. des Mines, XXIII, 137.
- BRUN P. (de), MARCELLIN P. - 1934 - Etude stratigraphique des petits Causses des environs de Florac (Lozère). Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse, LXVI, p. 311-489.
- BUCHS L. (von) - 1831 - Einige Bemerkungen über die Alpen in Baiern. Abhdlg. preuss. Akad. Wiss., p. 73-84.
- CHEYLAN G., MAGNE J. - 1967 - La série triasique et infraliasique de Mialet (Gard). Bull. Soc. Géol. Fr., (7), IX, p. 371-375.
- COLLENOT J.J. - 1862 - De la présence des Astéries dans la zone à *Avicula contorta*. Bull. Soc. Géol. Fr., (2), XX, p. 54-56.

- COLLIGNON M., DARDENNE M. - 1961 - Le Lias dans les sondages de la société Petrocep. "Col. sur le Lias français", Mém. B.R.G.M. Fr., 4, p. 535-542.
- COLLOT L. - 1875 - Sur le terrain jurassique dans l'ouest du département de l'Hérault. Bull. Soc. Géol. Fr., (3), III, p. 389-398.
- COQUAND H. - 1863 - Sur l'existence des assises à *Avicula contorta* dans les départements du Var et des Bouches-du-Rhône. Bull. Soc. Géol. Fr., (2), XX, p. 426-442.
- CORSIN P. - 1971 - La flore jurassique du Boulonnais (Rinxent. Marquise et environs de Boulogne-sur-Mer, Pas de Calais). C. R. Soc. Géol. Fr., 13, sous presse.
- CORSIN P., CORSIN P. - 1970 - Un siècle et demi de Paléobotanique dans le Nord de la France. Ann. Soc. Géol. Nord, XC, p. 223-252.
- CORSIN P., CORSIN P., DANZE J. - 1950 - Sédiments rhétiens dans le Boulonnais. C. R. Acad. Sci., Fr., 231, p. 109-111.
- COUREL L. - 1970 - Trias et Rhétien de la bordure nord-est du Massif Central français. Modalités de la transgression mésozoïque. Thèse doc. d'Etat, Nancy, C.N.R.S., A. 04408, p. 1-303.
- CROS P. - 1962 - Etude des formations calcaires attribuées au Rhétien dans les Dolomites centrales (Haut Adige). C. R. Soc. Géol. Fr., p. 107-109.
- CROS P. - 1964 - Sur les calcaires à *Triassina hantkenii* MASSON et leur environnement stratigraphique dans le massif de la Selle (Dolomites occidentales, Haut Adige). C. R. Soc. Géol. Fr., p. 139-140.
- CROS P. - 1965 - Données complémentaires sur les calcaires à *Triassina* dans les Dolomites italiennes. C. R. Acad. Sci., Fr., 260, p. 3429-3432.
- DADLEZ R. - 1967 - The main evidence pointing to the Jurassic age of epicontinental Rhaetian. Inst. géol. Biul., Polska, 203, p. 42-44.
- DEBELMAS J. - 1955 - Contribution à la connaissance du massif de Peyre Haute au Sud de Briançon (Hautes Alpes) des montagnes de l'Alpavin et de l'Agnelil. Bull. Serv. Carte

- géol. Fr., 246, B, LIII, p. 15-27.
- DEBELMAS J. - 1955 - Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallorcine et Guillestre (Hautes Alpes). Mém. Carte géol. Fr., p. 1-171.
- DEBELMAS J. - 1957 - Quelques remarques sur la conception actuelle du terme "cordillère" dans les Alpes internes françaises. Bull. Soc. Géol. Fr., (6), 7, p. 463-474.
- DEBELMAS J. - 1961 - La zone subbriançonnaise entre Vallorcine et le Monêtier (Hautes Alpes). Bull. Serv. Carte géol. Fr., 264, p. 131-146.
- DEBELMAS J., GIDON M. - 1958 - Les coupes du Guil et de l'Ubaye au travers de la zone Briançonnaise (Hautes et Basses Alpes). Essai de corrélation tectonique. Bull. Soc. Géol. Fr., (6), VIII, p. 641-650.
- DEBELMAS J., LEMOINE M. - 1957 - Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Maïra et de Varaita (Alpes cottiennes, Italie). C. R. Soc. Géol. Fr., p. 38-40.
- DEBELMAS J., LEMOINE M. - 1957 - Discordance angulaire du Rhétien sur le Trias dans le massif de Peyre Haute et au sud de Briançon. Importance de l'érosion antérhétienne dans la zone briançonnaise. Bull. Soc. Géol. Fr., (6), VII, p. 489-493.
- DEBELMAS J., LEMOINE M. - 1962 - Remarques sur la structure de la zone briançonnaise dans le massif de Peyre Haute entre Briançon et la vallée du Guil (Hautes Alpes). Trav. Lab. géol. Grenoble, 37, p. 205-217.
- DEBELMAS J., LEMOINE M., GIDON M. et al. - Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Briançonnais en 1964. C. R. Soc. Géol. Fr., 11, p. 433-471.
- DESTOMBES J. P., FABRE J., GREBER Ch. - 1950 - Etude géologique du sondage de Lacoste (Gard) ; T. 1 : Morts terrains. Rapport inédit du B.R.G.M.
- DEPERET E. - 1899 - in Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société géologique de France sur le versant méridional de la Montagne Noire. Bull. Soc. Géol. Fr., (3), XXVII, p. 606-609.

- DIEULAFAIT L. - 1869 - Zone à *Avicula contorta* et *Infralias* dans le midi de la France à l'ouest du Rhône (Ardèche, Lozère, Aveyron, Hérault). Bull. Soc. Géol. Fr., (2), XXVI, p. 398-446.
- DIEULAFAIT L. - 1870 - Etude sur la zone à *Avicula contorta* et *Infralias* dans le sud et le sud est de la France. Masson, Paris, p. 337-496.
- DREYFUSS M. - 1936 - Feuille du Vigan ; quelques observations sur la vallée de la Vis. C.R. Soc. Géol. Fr., p. 269-270.
- DUBAR G. - 1956 - INFRALIASIQUE grès... des Ardennes. Lexique stratigr. internat., Fr., I, 4a, IV, p. 50.
- DUMAS E. - 1846 - Notice sur la constitution géologique de la région supérieure ou cevennique du département du Gard. Réunion extraordinaire de la Société géologique de France, Alès. Bull. Soc. Géol. Fr., (2), III, p. 666-725.
- DURAND J. G. - 1961 - Le Lias dans les sondages de la compagnie d'exploration pétrolière (ouest du Bassin de Paris). "Col. sur le Lias français", Mém. B.R.G.M., Fr., 4, p. 543-562.
- ELLENBERGER F. - 1958 - Etude géologique du pays de Vanoise. Mém. Carte géol. Fr., p. 1-561.
- ELLENBERGER F. - 1965 - L'arc de Saint-Chinian (Hérault) et la tectonique languedocienne. C. R. Acad. Sci., Fr., 260, p. 6939-6942.
- ELLENBERGER F. - 1967 - Les interférences de l'érosion et de la tectonique tangentielle tertiaire dans le bas Languedoc (principalement dans l'arc de Saint-Chinian) ; notes sur les charriages cisailants. Rev. Géogr. phys. Géol. Dyn., Fr., IX, p. 87-142.
- ELLENBERGER F. - 1968 - Bas Languedoc. Encyclopedia Universalis.
- ELLENBERGER F., LEMOINE M. - 1955 - Le faciès prépiémontais et le problème du passage de la zone du Briançonnais aux schistes lustrés piémontais. C. R. Soc. Géol. Fr., p. 146-148.
- ELLENBERGER P. - 1965 - Découverte de pistes de Vertébrés dans le Permien, le Trias et le Lias inférieur aux abords de

Toulon (Var) et d'Anduze (Gard). C. R. Acad. Sci., Fr., 260, p. 5856-5859.

ENDLICH - 1870 - Das bonebed Württembergs. Diss, Tübingen.

ESPOURTEILLE F. - 1960 - Etude géologique et métallogénique de la région de Nant et Saint Jean-de-Bruel (Aveyron) et de Trèves (Gard). Thèse de 3ème Cycle, Lab. Géol. Appl., Paris.

FABRE G. - 1893 - Sur les modifications de faciès subies par les divers étages jurassiques de la région des Causses. Bull. Soc. Géol. Fr., (3), XXI, p. 630.

FABRE G. - 1893 - Réunion extraordinaire dans le Velay et la Lozère. Bull. Soc. Géol. Fr., (3), XXI, p. 621.

FABRE G. - 1893 - Stratigraphie des petits Causses entre Gévaudan et Vivarais. Bull. Soc. Géol. Fr., (3), XXI, p. 640-674.

FABRICIUS F.H. - 1966 - Beckensedimentation und riffbildung an der wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. Internat. sedimentary petrograph. series, Leiden, E. J. Brill, p. 1-143.

FAVRE A. - 1859 - Mémoire sur les terrains liasique et keupérien de la Savoie. Soc. phys. Hist. nat. Genève, XV, p. 103.

FRANCHI S. - 1898 - Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali. Ser. géol. ital., XXIX, p. 173-247, p. 325-482.

FRANCHI S. - 1910 - Il Retico quale zona di transizione fra la Dolomia principale ed il Lias o "faciès" piemontese calcescisti con Belemniti e pietre verdi - nell'alta valle di Susa. Serv. géol. ital., XLI, p. 306-376.

FRANCHI S. - 1911 - L'età e la struttura della sinclinale piemontese dopo la scoperta del Retico nell'alta valle du Susa. Serv. géol. ital., XLII, p. 171-188.

FRANCHI S. - 1925 - Sulla grande varietà dei complessi lithologici del "Trias metamorfico" nelle Alpi occidentali. R. C. Ac. Lineei, (6), 1, p. 423-429.

FROMAGET J. - 1940 - Report of the XVII session. Congr. géol. Intern. Moscou, 5, p. 399-405.

GIGNOUX M., MORET L. - 1938 - Description géologique du bassin supérieur de la Durance. Trav. Lab. géol. Grenoble, XXI et XXII.

GIRARDOT A. - 1922 - Géologie stratigraphique de la Franche-Comté septentrionale. Thèse, Besançon.

GOETEL W. - 1916 - Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subtatrischen Zone in der Tatra. Bull. Acad. Sci. Cracovie., Krakow.

GORET E. - 1887 - Géologie du bassin de l'Ubaye. Bull. Soc. Géol. Fr., (3), XX, p. 539-535.

GOTHAN W. - 1914 - Die unterliassische (rhätische) Flora der Umgegend von Nürnberg. Abhdlg. Naturhist. Gesellsch. Nürnberg, 19, IV.

GOTTIS M. - 1952 - Paléogéographie et tectonique du Mésozoïque anté-aptien en Languedoc, Causse et Provence occidentale. Rev. Inst. fr. Pétrole, VIII, II.

GOTTIS M. - 1957 - Contribution à la connaissance géologique du Bas-Languedoc. Thèse Doct., Montpellier, 344 p., (ed. Tex, Bordeaux).

GOTTIS M. - 1961 - Le Lias des bordures méridionales du Massif Central, du domaine méditerranéen et du Bassin Aquitain. "Col. sur le Lias français", Mém. B.R.G.M., Fr., 4, p. 59-76.

GRAS S. - 1838-39 - Sur le gisement de l'Anthracite dans l'Oisans (Isère). Bull. Soc. Géol. Fr., (1), XI, p. 407-409.

GRAS S. - 1840 - Statistique minéralogique du département des Basses Alpes. Grenoble, 224 p.

GRAS S. - 1844 - Essai sur la constitution géologique des Alpes centrales de la France et de la Savoie. Bull. Soc. Géol. Fr., (2), I, p. 690-730.

GRAS S. - 1854 - Mémoire sur les terrains anthracifères des Alpes de la France et de la Savoie. Ann. des Mines Fr., V, p. 473.

GRAS S. - 1858 - Note sur la constitution géologique du Briançonnais. Bull. Soc. Géol. Fr., (2), XVI, p. 21-26.

- GÜMBEL C.W. - 1861 - Geognostische Beschreibung des Bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Verl. J. Perthes, Gotha.
- HALLAM A. - 1971 - Mesozoic geology and the opening of the North Atlantic. J. Geol., U.S.A., 79, p. 129-157.
- HAUG E. - 1889 - Lias, Bajocien et Bathonien dans les chaînes subalpines entre Digne et Gap. C. R. Acad. Sci., Fr., 108, p. 689-692.
- HAUG E. - 1891 - Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Bull. Serv. Carte géol. Fr., 21, 191 p.
- HEBERT E. - 1859 - Sur la limite inférieure du Lias et la composition du Trias dans le département du Gard et de l'Hérault. Observations de Grüner. Bull. Soc. Géol. Fr., (2), XVI, p. 905-918.
- HEBERT E. - 1861 - Du terrain jurassique de la Provence ; sa division en étages ; son indépendance des calcaires dolomitiques associés aux gypses. Bull. Soc. Géol. Fr., (2), XIX, p. 100-122.
- HEBERT E. - 1869 - Obs. Com. L. Dieulafait 1869 - Bull. Soc. Géol. Fr., (2), XXVI, 398-446.
- HERAK M. - 1961 - Trias de Yougoslavie. "Col. sur le Trias de la France et des régions limitrophes", Montpellier, Mém. B.R.G.M., 15, p. 446-454.
- HERICART de THURY - 1803 - Mémoire sur l'anhracite. Journ. Mines, Fr., XIV.
- JEANJEAN A. - 1882 - Etudes sur les terrains jurassiques des Basses Cevennes. Mém. Ac., Nîmes, (7), V, p. 281.
- JÜNGST H. - 1928 - Rät, Pylonoten und Schloteimien Schichten im nördlichen Harzvorlande. Géol. Paläontol. Abhdlg., N. F., Dtsch., 16, H. 1, Jena, (Fischer).
- JÜNGST H. - 1929 - Zur vergleichenden stratigraphie des Rät zwischen Harz und Elsaß. Habil. Schr., Darmstadt.
- KILLIAN W. - 1891 - Etude géologique sur les Alpes occidentales. Notes sur l'histoire et la structure géologique des chaînes alpines de la Maurienne, du Briançonnais et des régions adjacentes. Bull. Soc. Géol. Fr., (3), XIX, p. 571-661.

- KILLIAN W. - 1913 - Sur la bathymétrie des mers liasiques dans les Alpes occidentales et sur le Lias de la région delphino-provençale. C. R. Congr. Soc. savantes Sect. Sc., Fr., Grenoble.
- KILLIAN W., REVIL J. - 1912 - Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. Contributions à la géologie des Alpes françaises. T. II, 1er fasc. : description des terrains qui prennent part à la constitution géologique des zones intra-alpines françaises (terrains anté-jurassiques). Mém. Serv. Carte Géol., Fr., 219 p.
- KITTL E. - 1903 - Salzkammergut. In : Führer für die Excursionen in Oster-riech, 4. Int. géol. Congr., 9, p. 1-118.
- KRUMBECK L. - 1933 - Zur Rätolias-Stratigraphie und Geologie des Forchheimer Waldes. S-B. Phys. med. Soz. Erlangen, Erlangen.
- KRUMBECK L. - 1939 - Das Rhät in Nordwest-Franken. S-B phys. med. Soz. Erlangen, 71, p. 1-130.
- LAEMMLEN M. - 1954 - Beiträge zur Stratigraphie und Petrographie des oberen Mittelkeupers und Räts von Nord-Württemberg-Baden. Diss., Stuttgart, S. 209.
- LAUGIER R. - 1961 - Observations sur le contact du Rhétien et du Keuper dans le quart Nord est du Bassin de Paris. "Col. sur le Lias français", Mém. B.R.G.M., Fr., 4, p. 605-616.
- LE CALVEZ Y., LEFAVRAIS A., LHEGU J. - 1969 - Le Morvan et le détroit morvano-vosgien au Trias et au Lias. Bull. B.R.G.M., Fr., (2), I, 4, p. 1-46.
- LE CALVEZ Y., LEFAVRAIS-RAYMOND A. - 1961 - Lias dans les sondages de la bordure du Morvan. "Col. sur le Lias français". Mém. B.R.G.M., Fr., 4, p. 503-534.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A. - 1961 - Stratigraphie du Lias des sondages de la région de Lons le Saunier. "Col. sur le Lias français", Mém. B.R.G.M., 4, p. 633-641.
- LEFAVRAIS-RAYMOND A. - 1963 - Essai de synthèse paléogéographique des Causses. B.R.G.M., D.S., 63, A 114¹⁴, 64 p.
- LEMOINE M. - 1950 - Feuille de Briançon au 50.000^{ème}. Bull. Serv. Carte géol. Fr., 231, p. 365-371.

- LEMOINE M. - 1951 - Données nouvelles sur la géologie du Briançonnais oriental et le problème de la 4ème écaïlle. Bull. Soc. Géol. Fr., (6), I, p. 191-204.
- LEMOINE M. - 1951 - Stratigraphie et tectonique des terrains post-triasiques à l'Est de Briançon. C. R. Acad. Sci., Fr., 232, p. 86-88.
- LEMOINE M. - 1953 - Remarques sur les caractères et l'évolution de la paléogéographie de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire. Bull. Soc. Géol. Fr., (6), III, 105-120.
- LEMOINE M. - 1954 - Sur le problème des rapports entre zone du Briançonnais et schistes lustrés aux latitudes de Briançon et du Queyras. C. R. Soc. Géol. Fr., p. 68-70.
- LEMOINE M. - 1954 - Observations nouvelles sur la stratigraphie des schistes lustrés du Queyras. Bull. Serv. Carte géol. Fr., 241, p. 273-285.
- LEMOINE M. - 1955 - Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines ophiolites des schistes lustrés du Queyras. C. R. Soc. Géol. Fr., p. 94-96.
- LEMOINE M. - 1957 - Calcschistes piémontais et terrains à faciès piémontais dans la haute vallée de l'Ubaye (Basses Alpes). C. R. Soc. Géol. Fr., p. 41-45.
- LEMOINE M. - 1959 - Remarques à propos de quelques faits et hypothèses concernant l'âge des schistes lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes et briançonnaises. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), I, p. 90-92.
- LEMOINE M. - 1960 - Sur les caractères stratigraphiques et l'ordre de succession des unités tectoniques à la marge interne de la zone briançonnaise. C. R. Soc. Géol. Fr., p. 97-100.
- LEMOINE M. - 1960 - Esquisse d'une représentation de la paléogéographie de la marge interne de la zone Briançonnaise au Jurassique et au Crétacé (Transversale de Briançon au Queyras). C. R. Soc. Géol. Fr., p. 102-104.
- LEMOINE M. - 1961 - Le Briançonnais interne et le bord de la zone des schistes lustrés dans les vallées du Guil et de l'Ubaye (Hautes et Basses Alpes), (schéma structural).

- Trav. Lab. Géol. Grenoble, 37, p. 97-119.
- LEMOINE M. - 1961 - La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. Rev. Géog. phys. Géol. dyn., Fr., (2), IV, p. 163-180.
- LEMOINE M. - 1967 - Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. Géol. Rundschau, Dtsch., 56, p. 320-335.
- LEMOINE M., MICHAUD A. - 1963 - Sur le problème stratigraphique et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes cottiennes. C. R. Acad. Sci., Fr., 256, p. 4050-4053.
- LEYMERIE A. - 1839 - Mémoire sur la partie inférieure du système secondaire du département du Rhône. Mém. Soc. Géol. Fr., (I), 3, p. 313-378.
- LORY C. - 1860-64 - Description géologique du Dauphiné. F. Sang, Paris, Alph. Merle et Cie, Grenoble, 744 p.
- LORY C. - 1861 - Compte rendu des excursions de la Société géologique en Savoie. Bull. Soc. Géol. Fr., (2), XVIII, p. 705-716.
- MAGNAN H. - 1866-67 - Note sur un chaînon qui réunit les Corbières à la Montagne Noire (Cévennes). Découverte de la zone à Avicula contorta. Bull. Soc. Géol. Fr., (2), XXIV, p. 771-724.
- MAGNE J., SERONIE-VIVIEN R.M. - 1961 - Le Lias du forage de Maubuisson (commune de Carcans, Gironde). "Col. sur le Lias français". Mém. B.R.G.M., Fr., 4, p. 803-807.
- MAHEL M., BUDAY T. et al. - 1968 - Regional geology of Czechoslovakia Part. II : The West Carpathians. E. Schweizerbart'sche verlagsbuchhandlung (Nägele u Obermiller) Stuttgart.
- MAHEL M., KOCHANOVA M. - 1964 - La position du Rhétien dans les Carpates occidentales. "Col. du Jurassique", Congr. géol. intern., Luxembourg 1962, publié par l'Institut grand-ducal, Sect. Sc. nat., phys. et math., p. 649-653.

- MARTIN C. - 1963 - Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique du Trias dans la région des Causses et des bordures Cévenoles. D. E. S., Montpellier, inédit.
- MATTEI J. - 1958 - Sur la découverte d'une faune exceptionnelle dans l'Hettangien dolomitique de Clermont-l'Hérault (Languedoc). C. R. Soc. Géol. Fr., p. 231-233.
- MATTEI J. - 1961 - Observations préliminaires à une étude du Lias des Causses. "Col. sur le Lias français", Mém. B. R.G.M., Fr., 4, p. 743-756.
- MAUBEUGE P.L. - 1949 - La limite du Trias et du Jurassique en Lorraine. Bull. Soc. Sci., Nancy, VII, 4, p. 75-77.
- MAUBEUGE P. - 1960 - Données stratigraphiques nouvelles sur le Rhétien dans le Bassin de Paris. Bull. Acad. r. Belge cl. Sci., p. 79-88.
- MERCIER J. - 1966 - Paléogéographie, orogénèse, métamorphisme et magmatisme des zones internes des Hellenides en Macédoine (Grèce) : vue d'ensemble. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), VIII, p. 1020-1045.
- MICHARD A. - 1967 - Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes. C. N. R. S., Paris, 447 p.
- MICHAUD J.G. - 1965 - Etude lithostratigraphique des sondages de Madières (Hérault). Lab. Géol. appl., inédit.
- MIGATCHEVA E. - 1964 - La limite inférieure du système Jurassique (problème du Rhétien) d'après les données de la paléobotanique. "Col. du Jurassique", Congr. géol. Intern., Luxembourg, 1962, publié par l'Inst. grand-ducal, sect. Sc. nat., phys. et math., p. 113-118.
- MILLOT G. - 1949 - Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. Géol. appl. et prosp. min., II, 2-4, 352 p.
- MIQUEL J. - 1896 - Note sur la géologie des terrains secondaires et tertiaires du département de l'Hérault. Bull. Soc. hist. nat., Béziers, XIX, p. 31-74.
- MOISSEIEV A. - 1937 - (editor). Geography and Geology sketch of the Crimea. XVII Intern. Geol. Congr., Southern Excursion, Crimea SSR.

- MOJSISOVICS E. (von). - 1869 - Über die Gliederung der oberen Trias bildungen der östlichen Alpen. Jb. Geol. Bundesanst, Wien, 19, p. 91-150.
- MOORE C. - 1861 - On the zone of the lower Lias and the Avicula contorta zone. Quart. J. géol. Soc. London, 17, p. 483-516.
- MORET L., SCHNEEGANS D. - 1936 - Idées nouvelles sur la structure de la nappe du Pas du Roc entre l'Arc et l'Isère. C. R. Soc. Géol. Fr., p. 251-252.
- MOURARD C. - 1966 - Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique du Rhétien dans la région des Causses et des bordures cévenoles. D. E. S., Montpellier, inédit.
- MOUTERDE R., COADOU A. - 1971 - Hettangien moyen au N.W. de Digne (Basses Alpes) : succession d'Ammonites et repères lithologiques. Présentée à la réunion du 1er mars 1971 de la Soc. Géol. Fr., destinée au Bull. Soc. Géol. Fr.
- MOUTERDE R., TINTANT H. - 1968 - Le détroit morvanovosgien a-t-il existé au Lias ? Bull. Soc. Géol. Fr., (7), X, p. 293-302.
- MUTHAC V. - 1964 - Sur le Jurassique inférieur de la Dobrogea (Roumanie). "Col. du Jurassique", Congr. géol. Intern., Luxembourg, 1962, publié par l'Institut grand ducal, Sect. Sc. nat., phys. et math., p. 691-695.
- NICKLES R. - 1894-1898 - Feuille de Bédarieux. C. R. Coll. Serv. Carte Géol. Fr., VI, p. 65 ; VII, p. 70 ; VIII, p. 103.
- NICKLES R. - 1907 - La région plissée de Buègues. Bull. Soc. Géol. Fr., (4), VII, p. 569-595.
- NICKLES R. - 1914 - Le sondage du Bois-Chaté. Bull. Soc. Sci., Nancy, (III), XV.
- OPPEL A. - 1859 - Die neueren Untersuchungen Über die Zone der Avicula contorta mit besonderer Berücksichtigung der Beobachtungen M. Martin's über das Auftreten dieser Zone im Dep. Côte d'Or. Jh. Ver. vaterl. Naturk., Württ., 12, p. 121-556.

- OPPEL A., SUESS E. - 1856 - Uber die muthmablichen Aquivalente der Kössener Schichten in Schwaben. Sitzber. d. math. naturw. cl., K. Akad. Wiss., 21, S. 535-549.
- d'ORBIGNY - 1852 - Cours élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphique. 2 vol., in 18.
- ORSZAG-SPERBER F. - 1966 - Stratigraphie et paléogéographie du Trias de Lodève (Hérault). Bull. Soc. Géol. Fr., (7); VIII, p. 667-671.
- PALUT J.P. - 1963 - Contribution à l'étude géologique et métallurgénique du Pays de Buèges et de la vallée de la Vis (Hérault). Thèse de 3ème Cycle, Labo. Géol. appl. Paris.
- PEARSON D.A.B. - 1969 - Problem of Rhaetian stratigraphy with special reference to the lower boundary of the stage. Proc. géol. Soc. London, 1658, p. 225-232.
- PFANNENSTIEL M. - 1932 - Das südliche Rheintal an der Zeitenwende von Rät und Lias. Geol. Rundschau, Dtsch., 23, S. 38-56.
- POMPECKJ J.F. - 1895 - Die Ammoniten des Rhät. Neues Jb. Min., Geol. und Paleont., 2, S. 1-46.
- POPOV Y.N. - 1961 - Problemretskogo yarusa na severo-vostoke Azii. Sov. géol., 3, p. 79-87.
- The Rhaetian of north'east Asia. Translation in : Inst. Geol. Rev., 4, p. 1017-1022.
- POUJOL P. - 1961 - La série liasique du bassin de Paris. Essai de corrélations entre les sondages de la R.A.P. "Col. sur le Lias français", Mém. B.R.G.M., Fr., 4, p. 577-603.
- POZARYSKI W. - 1971 - Problèmes paléogéographiques de la plateforme de l'Europe occidentale en Pologne. Acad. pol. Sci., (88), p. 1-13.
- PRATJE O. - 1922 - Lias und Rhät im Breisgau. Mitt. bad. géol. L.A., 9, S. 275-352.
- PRUVOST P. - 1928 - Le sondage de Ferrières en Bray. Ann. Off. Nat. Combust. liq., 3, p. 429-457.

- PUJIN L. - 1964 - Le Rhétien étage du Trias ou du Jurassique. "Col. du Jurassique", Congr. géol. Intern., Luxembourg, 1962, publié par l'Inst. grand ducal, sect. Sc. nat., phys. et math., p. 91-99.
- RAILEANU G., PATRULIUS D., BLEAHU M. et al. - 1964 - Observations sur les limites des séries jurassiques dans les Carpates Roumaines. "Col. Jurassique", Congr. géol. Intern., Luxembourg, 1962, publié par l'Institut grand-ducal, Sect. Sc. nat., phys. et math., p. 675-690.
- RAYNER D.H. - 1967 - The stratigraphy of the British Isles. Cambridge Univ. Press., 453 p.
- RENEVIER E. - 1864 - Notice géologique et paléontologique sur les Alpes vaudoises et les régions environnantes. I : Infralias et zone à Avicula contorta. Bull. Soc. Vaudoise, Sc. nat., VIII, 51.
- RICOUR J. - 1961 - Etage rhétien et limite inférieure du Lias. in "Col. sur le Lias français", Mém. B.R.G.M., Fr., 4, p. 277-278.
- RICOUR J. - 1962 - Contribution à une révision du Trias français. Mém. Carte géol. Fr., p. 1-471.
- RICOUR J. - 1963 - Problèmes stratigraphiques et caractères du Trias français. "Col. sur le Trias", Montpellier, Mém. B.R.G.M., Fr., 15, p. 19-28.
- RICOUR J. - 1968 - Flore fossile du Keuper moyen de la bordure orientale du Bassin de Paris et de la Vanoise. Bull. B.R.G.M., Fr., (2), I, 4, p. 21.
- RICOUR J., SIGAL J. - 1964 - Compte rendu de la réunion du comité du Mésozoïque méditerranéen (mai 1964). C. R. Soc. Géol. Fr., p. 196-197.
- ROQUEFORT C. - 1932 - Le Lias et le Jurassique de la région de Bédarieux. Bull. Soc. Hist. nat., Béziers, 36, p. 59.
- SANDBERGER F. - 1884 - Bemerkungen über die Grenaregion zwischen Keuper und Lias im untere Franken. S. B. phys. med. Ges. zu Würzburg, Würzburg.
- SAUSSURE H. B. (de) - Voyage dans les Alpes, précédé d'un essai sur l'Histoire naturelle des environs de Genève. (4 vol., Genève).

- SCHNEEGANS D. - 1938 - La géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre la Durance et l'Ubaye. Mém. Carte Géol., Fr., 339 p.
- SERVAT E. - 1963 - Trias du fossé de Bédarieux. "Col. sur le Trias de la France et des régions limitrophes", Montpellier, Mém. B.R.G.M., Fr., 15, p. 295-306.
- SISMONDA A. - 1848 - Lettre à E. de Beaumont. Bull. Soc. Géol. Fr., (2), V, p. 410-412.
- SLAVIN V.I. - 1963 - Au sujet du Rhétien. "Col. sur le Trias de la France et des régions limitrophes", Montpellier, Mém. B.R.G.M., Fr., 15, p. 29-33.
- SOC. GEOL. de FRANCE - 1872 - Réunion extraordinaire à Digne (Basses Alpes) du 8 au 18 septembre 1872. Bull. Soc. Géol. Fr., (2), XXIX, p. 597-747.
- STILLE H. - 1924 - Problèmes fondamentaux de tectonique comparée (Grundfragen der vergleichenden Tektonik). Berlin, 443 p. Trad. B.R.G.M. Fr., n° 3166.
- STOPPANI A. - 1860-65 - Géologie et paléontologie des couches à Avicula contorta en Lombardie. Paleontol. Lombardi, 3, 207 p., Milano.
- STOPPANI A. - 1860 - Sur les couches à Avicula contorta du versant nord ouest des Alpes principales. Arch. Sc. phys. et nat., Genève, XVII, p. 273.
- STROMBECK A.V. - 1852 - Uber den Oberen Keuper bei Braunschweig. Z. Dtsch. geol. Gesellesch., 4, S. 64-82.
- STUDER - 1835 - Essai sur la géologie des Alpes suisses occidentales. Bull. Soc. Géol. Fr., (1), VII, p. 225-252.
- SUESS E. - 1854 - Uber die Brachiopoden der Kössener schichten. Denkschr. math. nat. Cl., K. Akad. Wiss, 7, 37 S.
- THIRIET A. - 1894 - "In" Lexique Strat. Intern., I, 4 a IV, p. 50.
- THEOBALD N. - 1961 - Stratigraphie du Lias dans le Franche Comté. "Col. sur le Lias français", Mém. B.R.G.M., Fr., 4, p. 625-632.
- THEOBALD N., CONTINI D. - 1960 - Présence d'anticlinaux à noyau keupérien dans la dépression au Nord des collines pré-

- jurassiennes et à l'est de l'Ognon. C. R. Acad. Sci., Fr., 250, p. 1092-1093.
- TOLLMANN A. - 1966 - Aperçu général sur la géologie des Alpes orientales. Réunion extraordinaire de la Soc. Géol. Fr. C. R. Soc. Géol. Fr., p. 413-472.
- TOZER E.T. - 1967 - A standard for Triassic time. Bull. geol. Surv., Canada, 156, p. 1-103.
- TRUMPY R. - 1957 - Quelques problèmes de paléogéographie alpine. Bull. Soc. Géol. Fr., (6); VII, p. 443-461.
- TRUMPY R. - 1960 - Paleotectonic evolution of the Central and western Alps. Geol. Soc. Amer. Bull., 71, p. 843-908.
- TRUMPY R. - 1963 - Obs. comm. V.I. SLAVIN "au sujet du Rhétien". "Col. sur le Trias de la France et des régions limitrophes", Mém. B.R.G.M., Fr., 15, p. 32.
- TUCHKOV I.I. - 1964 - Rhaetian stage problem and the lower boundary of the Jurassic system. "Col. du Jurassique", Congr. géol. Intern., Luxembourg, 1962, publié par l'Inst. Grand ducal, Sect. Sc. nat., phys. et math., p. 101-112.
- VALLET - 1860 - Note sur l'Infralias et le Trias de la Haute Savoie. Bull. Soc. Géol. Fr., (2), XVIII, p. 798-803.
- VALLET - 1861 - Etudes sur l'Infralias de Matringue et de la Maurienne. Mém. Acad. Savoie, (2), V.
- ZAPPE H. - 1967 - Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe. Die Fauna der Zlambach-Mergel der Fischeruviese bei Aussee, Steiermark. Ann. nat. hist. Mus. Wien, 70, (Kühn Festschr.), p. 413-480.
- ZAPPE H. - 1967 - Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Obeösterreich). 8. Fragen und Bedeutung für die Biostratigraphie der Alpinen Obertrias. Verh. geol. Bundesanst., Wien, p. 13-26.
- ZISERMAN A. - 1964 - Etude géologique et métallogénique de la région Alzon-le-Vigan (Gard). Thèse d'Univers., Paris, Lab. Géol. appl.

II - Bibliographie de pétrographie sédimentaire

- ALLEN R. C., GAVISH E., FRIEDMAN G. M. et al. - 1969 - Aragonite cemented sandstone from outer continental shelf off Delaware Bay : submarine lithification mechanism yields product resembling beach-rock. J. sediment. Petrol., U.S.A., 39, p. 136-149.
- BATHURST R. G. C. - 1971 - Carbonate sediments and their diagenesis. Elsevier, Amsterdam, 620 p.
- BERNARD A. J., SAMAMA J. C. - 1968 - Sur l'interférence des sédimentations détritiques et chimiques des formations du Keuper du Vivarais méridional. Sediment. geol., 2, p. 305-320.
- BERSIER A. - 1958 - Séquences détritiques et divagations fluviales. Eclogae geol. Helv., 51, p. 854-893.
- CAILLEUX A., TRICART J. - 1959 - Initiation à l'étude des sables et des galets. Paris C.D.U., 202 p.
- CAROZZI A. V. - 1960 - Microscopic sedimentary petrography. John Wiley and sons, Inc., New-York, 485 p.
- CAROZZI A. V. - 1961 - Distorted oolites and pseudoolites. J. sediment. Petrol., 31, 262-274.
- CAYEUX L. - 1935 - Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées. Masson et Cie, Paris, 447 p.
- CHILINGAR G. V., BISSELL H. J., FAIRBRIDGE R. W. (ed) - 1967 - Carbonate rocks : Origin, Occurrence and Classification. Develop. in Sedimentol., 9A, Elsevier, Amsterdam, 471 p.
- DALEY B. - 1970 - Diapiric and other deformational structures in an Oligocene argillaceous limestone. Sediment. geol., 6, p. 29-51.
- DAVIES G. R. - 1970 - Carbonate bank sedimentation, Eastern Shark Bay, Western Australia. In "Carbonate Sedimentation and Environments, Shark Bay, Western Australia". Amer. Ass. Petrol. Geologists, U.S.A., Mem. 13, p. 85-168.

- DOTT R. H. Jr. - 1964 - Wacke, Graywacke and matrix. What approach to immature sandstone classification ? J. Sediment. Petrol., 34, p. 625-632.
- DUNHAM R. J. - 1962 - Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In "Classification of Carbonate Rocks", A Symposium, ed. by W. E. HAM. Amer. Ass. Petrol. Geologists, U.S.A., Mem. 1, p. 108-121.
- Essai de Nomenclature des roches sédimentaires - 1961 - Chambre syndicale de la recherche et de la production du pétrole et du gaz naturel. Technip, Paris, 78 p.
- FABRICIUS F. H. - 1968 - Calcareous sea Bottoms of Raetian and Lower Jurassic Sea from the West Part of the Northern Calcareous Alps. In "Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe", ed. by G. MULLER and G. M. FRIEDMAN, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg-New-York, p. 240-249.
- FOLK R. L. - 1959 - Practical petrographic classification of limestones. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geologists, 43, p. 1-38.
- FOLK R. L. - 1962 - Spectral subdivision of limestone type. In "Classification of Carbonate Rocks", A. Symposium, ed. by W. E. HAM, Amer. Ass. Petrol. Geologists, U.S.A., Mem. 1, p. 62-85.
- FUCHTBAUER H. (ed.) - 1969 - Lithification of carbonate sediments. Sedimentology, Spec. Issue, 12, 1-2 and 3-4, 159 p. and 322 p.
- GERMANN K. - 1969 - Reworked dolomite crusts in the wettersteinkalk (Ladinian alpine triassic) as indicators of early supratidal dolomitization and lithification. Sedimentology, 12, p. 257-277.
- HAKUYO OKADA - 1971 - Classification of sandstone : analysis and proposal. J. Geol. U.S.A., 79, 5, p. 509-525.
- HALLAM A. - 1961 - Origine des cycles mineurs de sédimentation carbonatée dans le Lias. "Col. sur le Lias français", Mém. B.R.G.M., Fr., 4, p. 171-175.
- HAM W. E. (ed.) - 1962 - Classification of Carbonate rocks. Symposium, Amer. Ass. Petrol. Geologists, U.S.A., Mem. 1, 279 p.

- HAMILTON D. - 1961 - Algal growths in the Rhaetic Cotham Marble of Southern England. Paleontology, 4, p. 324.
- KALKOWSKY E. - 1908 - Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. Sonderabdruck aus der Zeitschr. deutsch. geol. Gesells., 1.
- KEPPER J. C. Jr. - 1966 - Primary dolostone patterns in the Utah, Nevada Middle Cambrian. J. Sediment. Petrol., 36, p. 548-562.
- KUENEN P. - 1950 - Marine Geology. John Wiley and sons, Inc., New-York, 568 p.
- LARSEN G., CHILLINGAR G. V. - 1967 - Diagenesis in sediments. Develop. in Sedimentol., 8, Elsevier, Amsterdam, 551 p.
- LE BLANC R. J., BREEDING J. G. (ed.) - 1957 - Regional aspects of Carbonate deposition. Soc. Econ. Paleontologists and mineralogists, Tulsa, U.S.A., Spec. publ., 5, 178 p.
- LEMOINE M. - 1967 - Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. Geol. Rundschau, Dstch., 56, p. 320-335.
- LOGAN B. W., REZAK R., GINSBURG R. N. - 1964 - Classification and environmental significance of algal stromatolites. J. Geol., U.S.A., 72, p. 68-83.
- LOMBARD A. - 1956 - Géologie sédimentaire. Les séries marines, Masson, Paris, 722 p.
- LUCAS G. - 1966 - Fonds durcis, lacunes sous-marines, séries condensées et ondes marines sismiques ou "Tsunami". C. R. Acad. Sci., Fr., 262, p. 2141-2144.
- MATTAVELLI L., CHILLINGAR G. V., STORER D. - 1969 - Petrography and Diagenesis of the Taormina formation, Gela oil field, Sicily (Italy). Sediment. Geol., 3, p. 59-86.
- MICHARD A. - 1969 - Les Dolomies, Une revue. Bull. Serv. Carte géol., Alsace Lorraine, 22, p. 3-92.

- MIDDLETON G. V. (ed.) - 1965 - Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, U.S.A., Spec. publ., 12, 265 p.
- MILLOT G. - 1964 - Géologie des Argiles. Masson, Paris, 499 p.
- MILLOT G., PERRIAUX J., LUCAS T. - 1961 - Signification climatique de la couleur rouge des grès permo-triasiques et des grandes séries détritiques rouges. Bull. Serv. Carte géol. Alsace Lorraine, 14, p. 91-100.
- PAYTON C. E. - 1966 - Petrology of the carbonate members of the Swope and Dennis formation (Pennsylvanian), Missouri and Iowa. J. Sediment. Petrol., 36, p. 576-601.
- PERRIAUX J. - 1961 - Contribution à la géologie des Vosges gréseuses. Thèse, Strasbourg, Mém. Serv. Carte géol. Alsace Lorraine, 18, 236 p.
- PETITJOHN F. T. - 1957 - Sedimentary rocks. Harper's geosciences series, Harper and Row, publ., New-York, Evans-ton and London, 718 p.
- PETITJOHN F. J., POTTER P. E. - 1964 - Atlas and glossary of primary sedimentary structures. Springer-Verlag, Berlin, Göttingen, Heidelberg, New-York, 370 p.
- POTTER P. E., PETITJOHN F. J. - 1963 - Paleocurrents and basin analysis. Springer-Verlag, Berlin, Göttingen, Heidelberg, 296 p.
- PRAY L. C., MURRAY R. C. (ed.) - 1965 - Dolomitization and limestone diagenesis, A Symposium, Soc. Econ. Paleontologists, Mineralogists, Tulsa, U.S.A., Spec. publ., 13, 180 p.
- REINECK H. E., WUNDERLICH F. - 1968 - Classification and origin of flaser and lenticular bedding. Sedimentology, 11, p. 99-104.
- SARIN D. D. - 1962 - Cyclic sedimentation of primary dolomite and limestone. J. Sediment. Petrol., 32, p. 451-471.
- SHINN E. A. - 1968 - Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. J. Sediment. Petrol., 38, p. 215-223.

- VAN HOUTEN F. B. - 1961 - Climatic significance of Red Beds in Descriptive Paleoclimatology. Intersciences Publ., New-York, p. 89-139.
- VAN STRAATEN L. M. J. U. (ed.) - 1964 - Deltaic and shallow marine deposits. Develop. in Sedimentol., 1, Elsevier, Amsterdam, 464 p.
- ZIEGENHARDT W. - 1966 - Frühdiagenetische Deformationen im Schaumkalk (Unterer Muschelkalk) des Meßtischblattes Plane (Thüringen), Geologie, Dtsch., 15, S. 159-165.

ANNEXE

ETUDE DE LA MICROFLORE

S. LOBOZIAK (1) a eu l'obligeance d'extraire et d'étudier les spores et pollens d'une série de nos échantillons provenant de la bordure méridionale du Massif Central. Les échantillons ont été choisis échelonnés de la base au sommet des coupes du Brabet, des Aires, de Lunas, de Fondamente, de Saint-Affrique, d'Alzon, de Saucières et de Corbès.

Les résultats de cette étude ont été très décevants : la majorité des échantillons n'a livré aucune microflore ou des formes mal fossilisées et indéterminables. Les quelques espèces reconnues n'apportent pas de précisions stratigraphiques, elle correspondent à l'ensemble de la microflore établi par TAUGOURDEAU - LANTZ et JEKHOWSKY dans le Keuper - Infralias d'Aquitaine.

Les échantillons ayant livré des spores et des pollens correspondent aux horizons suivants de nos coupes :

- D8, D12 et D15 : Calcaire dolomitique rubané (b) d'Alzon ;
- H15 : base des Grès (e) des Aires (Bédarieux) ;
- S9 et S12 : Marnes gréseuses (c) de la coupe Est de Saint-Affrique ;
- BR6 : Calcaire dolomitique jaune (b) du Brabet (Saint-Chinian).

On trouvera ci-dessous les résultats transmis par S. LOBOZIAK.

(1) Laboratoire de Paléobotanique, Université des Sciences et Techniques de Lille.

I) TRAITEMENT DES ECHANTILLONS

Tous les échantillons ont été traités suivant une méthode standard utilisée au laboratoire de Paléobotanique depuis déjà un certain nombre d'années et qui a donné des résultats très valables.

Elle se décompose en deux phases :

- une première phase qui consiste à éliminer la partie minérale ;
- et une seconde phase, la macération proprement dite, qui consiste en une oxydation par la liqueur de Schulze.

1) Elimination de la partie minérale

Les éléments minéraux à éliminer sont essentiellement les carbonates, la silice et les silicates.

a) Elimination des carbonates

cette élimination se fait par l'action à froid, durant 24 heures, de 150 cc de HCl (pour 20 à 50 grammes de la roche préalablement broyée suivant une granulométrie comprise entre 0,2 et 2 m/m).

b) Elimination des silicates

la silice et les silicates sont solubles dans HF. A froid cet acide réagit lentement et il faut attendre 4 à 5 jours pour que l'action se fasse, à chaud quelques heures suffisent.

Les fluorosilicates formés à la suite de cette opération sont solubilisés par l'action à chaud durant une demi-heure de 150 cc de HCl.

2) Macération par la liqueur de Schulze

La macération se réalise par l'action conjuguée, sur le culot obtenu après les diverses opérations précédentes, de 1 à 2 grammes de $KClO_3$ et de 20 cc de HNO_3 dilué (20° B).

Cette opération est très courte. En général, 30 à 60 secondes suffisent. L'acide nitrique oxyde les matières humiques dont la neutralisation se fera ensuite par une solution de OHK à 10 %, tandis que le chlore naissant, libéré par la réaction, halogénise l'exine

des spores et grains de pollen.

Il convient ensuite de laver le résidu par centrifugations successives, d'abord à l'eau, puis à l'alcool.

Le dernier culot est conservé dans un pillulier, dans lequel est ajouté de l'alcool glycéринé (80 % d'alcool et 20 % de glycérine).

II) ANALYSE QUALITATIVE

Les résultats obtenus ont été décevants. Les faciès étaient déjà à priori peu encourageants. Ces sédiments se prêtaient peu à une étude palynologique. Ils se sont révélés totalement négatifs ou ont donné une microflore mal fossilisée, d'où indéterminable. Néanmoins, il nous a été possible d'extraire, de trois à quatre échantillons, quelques individus que nous allons analyser ci-dessous.

Laevigatesporites dubius NILSSON 1958.

Holotype : NILSSON 1958, p. 50, Pl. 3, fig. 2

Description : Ce sont des spores monolètes à contour plus ou moins circulaire. La marque d'accolement est centrale, plus ou moins rectiligne et mesure la moitié environ du diamètre de la spore. L'exine est relativement épaisse, lisse à infra-punctuée. La taille avoisine 30 μ .

Extension : NILSSON 1958 situe cette espèce dans la partie inférieure de la zone à Thaumatopteris de Scanie (= partie inférieure de l'Hettan-gien français).

Leiotriletes parvus NILSSON 1958

Holotype : NILSSON 1958, p. 30, Pl. 1, fig. 1.

Description : Ces spores trilètes ont un contour triangulaire à côtés rectilignes ou légèrement concaves et à sommets arrondis. Les branches de la marque trilète atteignent l'équateur. Elles peuvent être parfois soulignées par un renflement de l'exine. Cette dernière est lisse ou infra-punctuée. La taille varie entre 30 et 40 μ .

Extension : NILSSON 1958 signale cette espèce dans le Rhétien-Lias de Scanie.

Leiotriletes medius NILSSON 1958

Holotype : NILSSON 1958, p. 31, Pl. 1, fig. 4

Description : Ce sont des spores trilètes à contour triangulaire à côtés rectilignes ou légèrement convexes et à sommets arrondis. Les branches de l'Y, à lèvres souvent ouvertes, sont égales au rayon de la spore. L'exine est lisse à chagrinée. La taille varie entre 35 et 55 μ .

Extension : NILSSON 1958 a recueilli cette espèce dans le Rhétien-Lias de Scanie.

Carnisporites mesozocus (KLAUS 1960) MÄDLER 1964

Holotype : KLAUS 1960, p. 120, Pl. 28, fig. 6

Description : Ces spores trilètes ont une forme généralement arrondie. La marque Y est nette et au moins égale à la moitié du rayon de la spore. Les tranches triradiaires sont bordées de bourrelets parfois importants qui s'incurvent au voisinage de l'équateur pour former des crêtes arquées plus ou moins parfaites. L'exine est relativement mince, lisse à granuleuse. La taille est comprise entre 35 et 55 μ .

Extension : Ces spores ont été recueillies :

- par KLAUS 1960 dans le Trias (Keuper) alpin,
- par DANZE-CORSIN et LAVEINE (1964) dans l'Infralias du Boulonnais.

Trilites reissingeri REINHARDT 1962

Holotype : REINHARDT 1962, p. 707, Pl. 2, fig. 1, 2

Description : Ces spores présentent un contour subtriangulaire à circulaire. La marque Y est nette, à branches atteignant sensiblement l'équateur. Les surfaces d'accolement sont lisses ou chagrinées, tandis que le bord externe de la face proximale et la face distale portent une ornementation constituée de verrues plus larges (2 à 8 μ) que hautes (2 à 5 μ). La taille est d'environ 40 à 60 μ .

Extension : Cette espèce est signalée par :

- REINHARDT 1962 dans le Rhétien de Thuringe,
- RIOULT et LEVET-CARETTE 1966 dans l'Infralias du Cotentin,
- SCHULZ 1967 (sous l'appellation de Uvaesporites argenteiformis) du Rhétien supérieur au Lias α 2/3 (= Toarcien supérieur) d'Allemagne,
- ROGALSKA 1954 (sous la détermination de Ophioglossaceae (cf. Botrychium lunaria) dans le Lias α de Pologne.

Tsugaepollenites mesozoicus COUPER 1958

Holotype : COUPER 1958, p. 155, Pl. 30, fig. 8

Description : Ces grains de pollen monosaccates ont une forme ovale à arrondie. Il n'y a pas de fente de déhiscence, mais l'on note, du côté distal, une surface centrale arrondie, mince et lisse qui correspond sans doute à l'aire germinale. Le reste du corps est orné d'expansions vésiculeuses, plus nettes à l'équateur du grain de pollen, moins développées vers le centre où elles constituent plutôt des crêtes irrégulières et très sinueuses. La taille est comprise entre 40 et 60 μ .

Extension : Les grains de pollen ont été rencontrés dans de nombreux gisements : Rhétien-Lias de Scanie par NILSSON 1958, Lias α de Franconie par REISSINGER 1950, Lias α de Pologne par ROGALSKA 1954, Infralias du Boulonnais par DANZE-CORSIN et LAVEINE 1964, Lias d'Allemagne par SCHULZ 1967 et Dogger d'Allemagne par THIERGART 1949.

COUPER en 1958 figure des individus qui proviennent du Jurassique et Crétacé inférieur de Grande-Bretagne.

Au Tertiaire, on rencontre des formes voisines mais moins ornementées.

Enzonalaspores tenuis LESCHIK 1955

Holotype : LESCHIK 1955, p. 44, Pl. 6, fig. 1

Description : Ce sont des grains de pollen monosaccates sans marque d'accolement. Leur contour est ovoïde-circulaire et légèrement ondulé. Le corps central est de couleur plus sombre que la zone équatoriale. Une bandelette plus claire sépare ces deux parties. On ne remarque aucune différenciation dans l'ornementation qui consiste en papilles très serrées et enchevêtrées. La taille fait aux alentours de 40 μ .

Extension : Cette espèce a été notée :

- par LESCHIK 1955 dans le Keuper de Neuwelt près de Bâle,
- par KLAUS 1960 dans le Trias (Keuper) alpin.

Pityosporites zapfei POTONIE et KLAUS 1954

Holotype : POTONIE et KLAUS 1954, p. 538, Pl. 10, fig. 9

Description : Ces grains de pollen disaccates ont une forme générale très allongée. Le corps central est circulaire et présente parfois une faible crête marginale. Leur exine est granuleuse à presque micro-réticulée. Les sacs à air sont allongés et au moins semi-circulaires. Leur recouvrement sur le corps est étroit, les racines distales laissent entre elles une bande germinale large. Le réticulum de ces sacs à air est fait de mailles lâches disposées plus ou moins radialement.

Les dimensions générales sont comprises entre 60 et 80 μ pour la longueur et 30 à 50 μ pour la largeur.

Extension : POTONIE et KLAUS 1954 ont trouvé ce pollen dans le Permian-Trias des Alpes. DANZE-CORSIN et LAVEINE 1965 le signalent dans l'Infralias du Boulonnais.

Chordasporites singulichorda KLAUS 1960

Holotype : KLAUS 1960, p. 158, Pl. 33, fig. 45

Description : Ce sont des grains de pollen disaccates de forme ovale. Le corps central est allongé dans le sens de la largeur. Sur la face du corps central où les racines des sacs sont le plus éloignées on remarque un repli de l'exine qui s'étend d'un sac à l'autre. Ce repli est bordé par deux amincissements presque indistincts. L'exine y est épaisse, grossièrement infragranulée à chagrinée. Sur l'autre face, elle est mince et finement granulée. Les sacs à air sont infraréticulés.

Extension : KLAUS 1960 a recueilli cette espèce dans le Trias (Keuper) alpin.

Ovalipollis ovalis KRUTZCH 1955

Holotype : KRUTZCH 1955, p. 70, Pl. 1, fig. 2

Description : Ces grains de pollen bisaccates ont un contour plus ou moins ovale. Ils présentent, sur la face distale du corps central, un pli (sulcus) qui s'accompagne généralement d'un épaissement de l'exine. Les sacs à air sont très étroits. L'exine du corps central est infraréticulée (mailles inférieures à 1 μ). Les sacs à air sont également infraréticulés (les mailles sont disposées de façon radiale et sont plus grandes que celles du corps central). La taille est comprise entre 60 et 77 μ .

Extension : Ces grains de pollen ont été recueillis, à peu près régulièrement, dans les gisements du Keuper moyen-Infralias. Dans le Lias ils sont plus rares.

Classopollis classoides (PFLUG 1953) POCOCK et JANSONIUS 1961

Holotype : PFLUG 1953, p. 91, Pl. 16, fig. 29-31.

Description : Ces grains de pollen sont circulaires en vue équatoriale, arrondis, ovoïdes ou en forme de gland en vue méridienne. L'exine est formé de deux couches distinctes :

- la couche interne, lisse et mince, qui porte, du côté proximal,

une marque trilète ou une surface triangulaire,

- et la couche externe divisée en deux parties nettement individualisées : une calotte proximale, amincie au pôle, mais par contre, plus épaisse au niveau de l'équateur où elle constitue une bande de 8 à 10 μ de large et 2 à 3 μ de haut et, un anneau plus ou moins distal, séparé de l'épaississement équatorial par une zone annulaire mince appelée par PFLUG rimula.

La bande équatoriale est ornée intérieurement de plusieurs rangées de granules qui peuvent fusionner pour former des crêtes plus ou moins continues. Le reste de la surface du grain de pollen porte des petites alvéoles. La taille est comprise entre 21 et 38 μ .

Extension : Ces grains de pollen sont très communs du Permien à l'Eocène. Selon JANSONIUS 1962, il y aurait un maximum d'abondance à la limite Trias-Lias et un autre à la limite Jurassique-Crétacé.

Classopollis simplex DANZE-CORSIN et LAVEINE 1964

Holotype : DANZE-CORSIN et LAVEINE 1964, p. 106, Pl. 11, fig. 7

Description : Ces grains de pollen sont arrondis en vue équatoriale, en forme de gland en vue méridienne. Au pôle distal ils montrent un pore germinatif plus ou moins circulaire et, au pôle proximal, une aire triangulaire qui correspond à la marque d'accolement dans la tétrade. A l'équateur, on remarque un anneau large de 6 à 8 μ , formé d'une ou de deux rangées de perforations internes. L'exine est lisse à infraponctuée. La taille varie de 30 à 40 μ .

Extension : Cette espèce a été créée pour des grains de pollen rencontrés par DANZE-CORSIN et LAVEINE 1964 dans l'Infralias de la carrière de la Vallée Heureuse (Boulonnais).

III) ANALYSE QUANTITATIVE

Les seuls échantillons qui ont permis un comptage significatif sont ceux qui correspondent aux numéros D8 et D15. Ces échantillons appartiennent à la coupe d'Alzon de la bordure du Causse, à l'Ouest du Vigan.

Les résultats obtenus sont les suivants :

- Echantillon n° D8

<u>Classopollis classoides</u> et <u>C. simplex</u>	76,8 %
<u>Ovalipollis ovalis</u>	8 %
<u>Tsugaepollenites mesozoicus</u>	4,8 %
<u>Leiotriletes parvus</u> et <u>L. medius</u>	2,4 %
<u>Disaccites</u> sp.	1,6 %
<u>Laevigatosporites dubius</u>	1,6 %
<u>Chordasporites singulichorda</u>	1,6 %
<u>Monosaccites</u> sp.	1,6 %
<u>Triletes reissingeri</u>	0,8 %

- Echantillon n° D15

<u>Classopollis classoides</u> et <u>C. simplex</u>	72 %
<u>Ovalipollis ovalis</u>	7,6 %
<u>Tsugaepollenites mesozoicus</u>	5,2 %
<u>Pityosporites zapfei</u> et <u>Disaccites</u> sp.	3,2 %
<u>Enzonalasporites tenuis</u>	2,8 %
<u>Carnisporites mesozoicus</u>	2,4 %
<u>Monosaccites</u> sp.	2,4 %
<u>Leiotriletes parvus</u> et <u>L. medius</u>	1,6 %
<u>Laevigatosporites dubius</u>	0,8 %

Ces résultats montrent une très nette prédominance des Classopollis. Les Ovalipollis sont également nombreuses. Les autres formes, peu abondantes et très peu variées, sont essentiellement des grains de pollen disaccates et monosaccates alètes ainsi que des spores trilètes, lisses à infraponctuées. La microflore est donc très peu diversifiée.

D'autres échantillons ont fourni quelques individus. Ce sont :

- le n° H15 (= coupe des Aires-Hérépian du Bassin de Bédarieux) des Classopollis. Quelques Carnisporites mesozoicus ainsi que quelques grains de pollen monosaccates alètes.
- le n° D12 (= coupe de l'Alzon de la bordure du bassin à l'Ouest du Vigan.
- les n° S9 et S12 (= coupe de Saint-Affrique)
- le n° BR6 (= coupe du Brabet de la bordure Sud de la Montagne Noire :

Arc de Saint-Chinian).

Quelques Classopollis et des grains de pollen monosaccates.

IV) CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Les espèces reconnues se répartissent en 3 catégories :

- la première comprend celles qui jusqu'ici n'ont été figurées à notre connaissance que dans des travaux relatifs au Keuper et en particulier au Keuper alpin. C'est le cas de Enzonalasporites tenuis et Chordasporites singulichorda,

- la seconde groupe celles qui débordent du Trias et ont été également signalées dans l'Infralias. Parmi elles, il nous faut citer : Carnisporites mesozoicus, Ovalipollis ovalis, Classopollis simplex et Pityosporites zapfei,

- le troisième comprend celles qui débutent au Trias ou légèrement plus bas et qui se poursuivent pendant tout le Jurassique et même le Crétacé. Ce sont : Trilites reissingeri, Tsugaepollenites mesozoicus et Classopollis classoides.

Cette répartition met en évidence le fait que ces différentes espèces ont pour terme commun le Keuper-Infralias, ce résultat étant confirmé par les données fournies par les deux analyses qualitatives.

Le peu de matériel à "spores et grains de pollen" mis à notre disposition ne nous permet pas d'apporter davantage de précisions sur ce problème de la datation. Il est à remarquer que la microflore reconnue dans ce peu d'échantillons correspond à l'ensemble microfloristique établi par TAUGOURDEAU-LANTZ et de JEKHOWSKY dans le Keuper-Infralias d'Aquitaine (14).

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

- BRICHE P., DANZE-CORSIN P. et LAVEINE J. P. (1964) - Flore infraliasique du Boulonnais (Macro- et Microflore). Mém. Soc. Géol. Nord, t. 13, p. 1-143, Pls. 1-11.
- COUPER R. A. (1958) - British Mesozoic microspores and pollen grains. A systematic and stratigraphic study. Palaeontographica, Abt. B, 103, 4-6, p. 75-179, Pls. 15-31.
- KLAUS W. (1960) - Sporen der karnischen stufe der ostalpinen Trias. Geol. Jb. BA., 5, p. 107-184, Pls. 28-38.
- KRUTZCH W. (1955) - Mikropaläontologische (Sporenpaläontologische) Untersuchungen in der Braunkohle des Geiseltales. Geologie, 21/22, p. 1-425, Pls. 1-49.
- LEISCHIK G. (1955) - Die Keuflora von Neuwelt bei Basei II. Die Iso- und Mikrosporen (dans R. KRAÜSEL et G. LEISCHIK). Schweizerische Paläont. Abhandlungen, 72, p. 5-70, Pls. 1-10.
- NILSSON T. (1958) - Über das vorkommen eines mesozoischen sapropelgesteins in Schonen. Lunds universitets Arskrift. N. F., 2, 54, 10, p. 5-111, Pls. 1-8.
- PFLUG H. (1953) - Zur Entstehung und Entwicklung des angiospermi- den Pollens in der Erolgeschichte. Palaeontographica, Abt. B, 95, p. 60-171, Pls. 15-25.
- POTONIE R. et KLAUS W. (1954) - Einige Sporengattungen des Alpenen Salzbebirges. Geol. Jahrb., 68, p. 517-546, Pls. 10, 11.
- REINHARDT P. (1962) - Sporae dispersae aus dem Rhät Thüringens. Mber. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, 6, 1, p. 46-56, Pls. 1-2.
- REISSINGER A. (1950) - Die "Pollenanalyse" ausgedehnt auf alle sedimentgesteine der Geologischen vergangenheit. Palaeontographica Abt. B, 90, p. 109-126, Pls. 11-19.
- RIOULT M. et LEVET-CARETTE J. (1966) - Microflore infraliasique du Cotentin. Ann. Soc. Géol. Nord, 85, p. 283-299, Pls. 24, 25.

- ROGALSKA M. (1954) - Spore and pollen analysis of the liassic coal and Blanowice in upper Silesia. Inst. Geol., 89, p. 3-89, Pls. 1-32.
- SCHULZ E. (1967) - Sporenpaläontologische Untersuchungen rätoliasischer Schichten im Zentralteil des Germanischen Beckens. Paläont. Abhandlungen, II, 3, p. 427-633, Pls. 1-26.
- TAUFOURDEAU-LANTZ et de JEKHOWSKY B. (1959) - Spores et pollen du Keuper, Jurassique et Crétacé inférieur d'Aquitaine. C. R. sommaire des séances de la Soc. Géol. Fr., séance du 9/11/1959, p. 167-168.
- THIERGART F. (1949) - Der Stratigraphische wert Mesozoischer pollens und sporen. Palaeontographica Abt. B., 89, p. 1-34, Pls. 1-4/4. ,,

PLANCHES HORS-TEXTE

n° I à XI

Photos : G. COUELLE

P. MEMIN

M. C. BERNET-ROLLANDE

Planche I

- a - Lumachelle à Avicula (Rhaetavicula) contorta PORTL., horizon des Plaquettes à lumachelles (e), Saint Chinian, x 1.
- b - Myophoria postera QUENST., des Calcaires dolomitiques rubanés (e₃), Lunas, x 1,5.
- c - Bactryllium sp., horizon des Plaquettes à lumachelles, Saint Chinian x 2.
- d - Lumachelle à Paleocardita austriaca HAUER et petits Gastéropodes, horizon des Plaquettes à lumachelles (e), Saint Chinian, x 1,8.
- e - Lumachelle à Plaeocardita austriaca HAUER du même horizon, Saint Chinian, x 1.

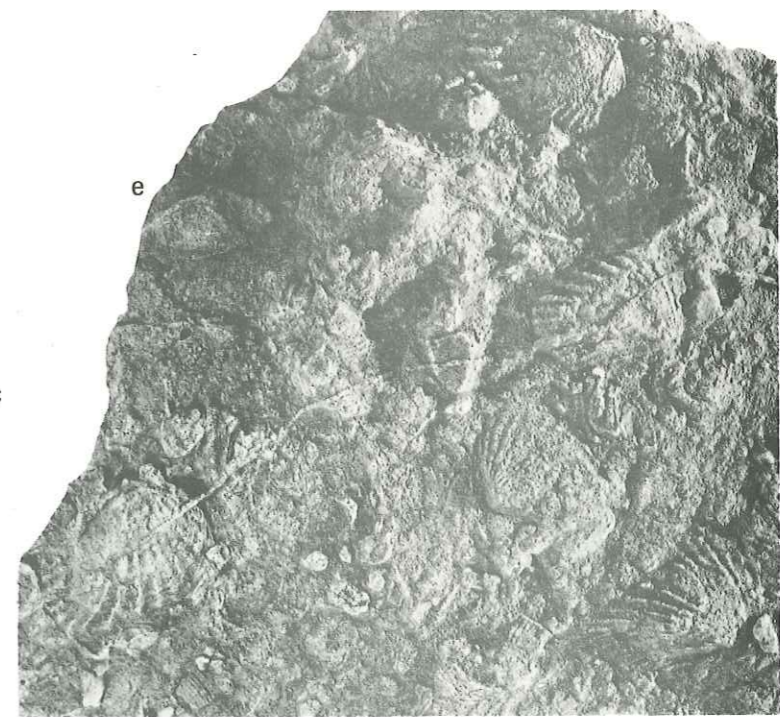
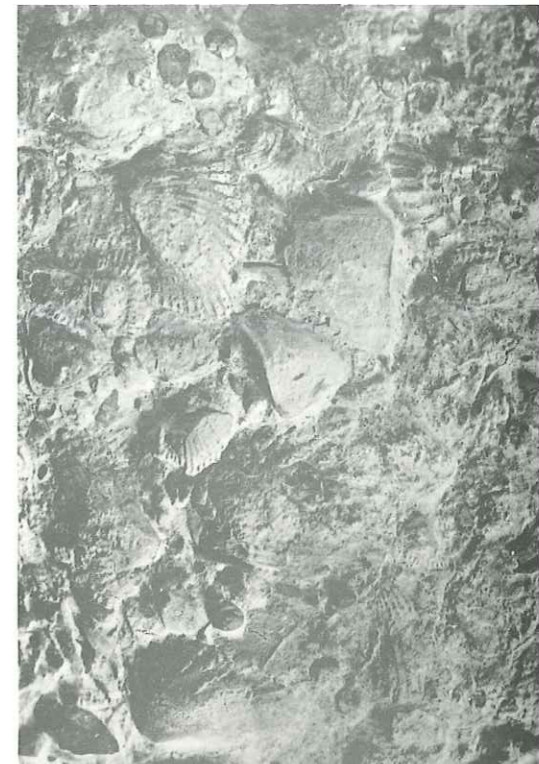


Planche II

a - Dimyopsis emmerichi BISTR., des Calcaires dolomitiques (e),
Saint Hippolyte du Fort, x 1.

b - c - d - e - Cardita sp. de l'horizon Calcaire dolomitique (e), les
Aires, x 1,5.

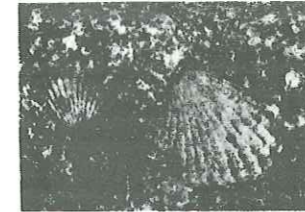
f - cf. Gervilleia praecursor QUENST, des Calcaires dolomitiques
rubanés (e), Lunas, x 0,75.

g - Oursin régulier, Dolomies sombres ondulées de la base de l'Het-
tangien, Sauclières, x 1,5.

h - i - j - k - Cardinia sp., des Dolomies cristallines de la base de
l'Hettangien, x 1,5.



a



b



g



c



h



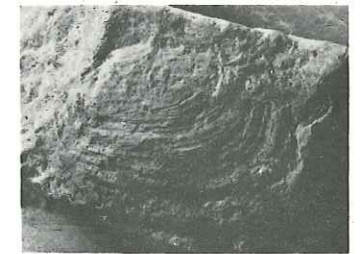
e



d



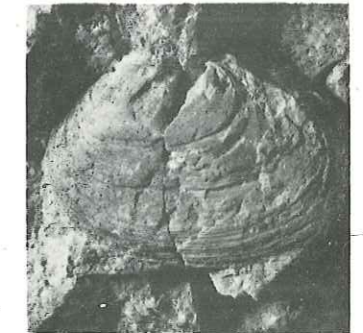
i



j



f

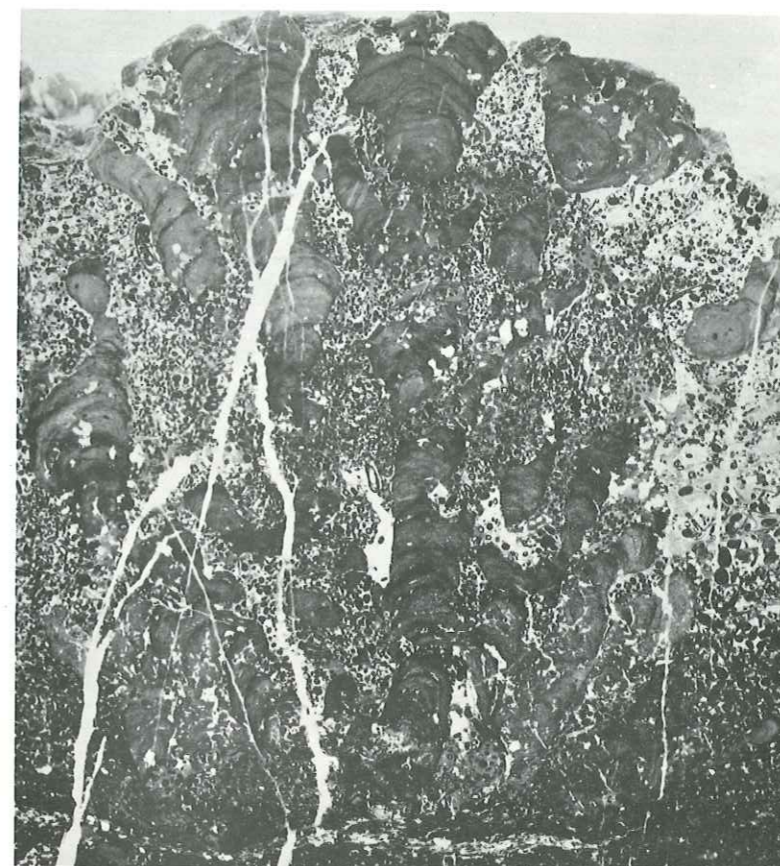


k

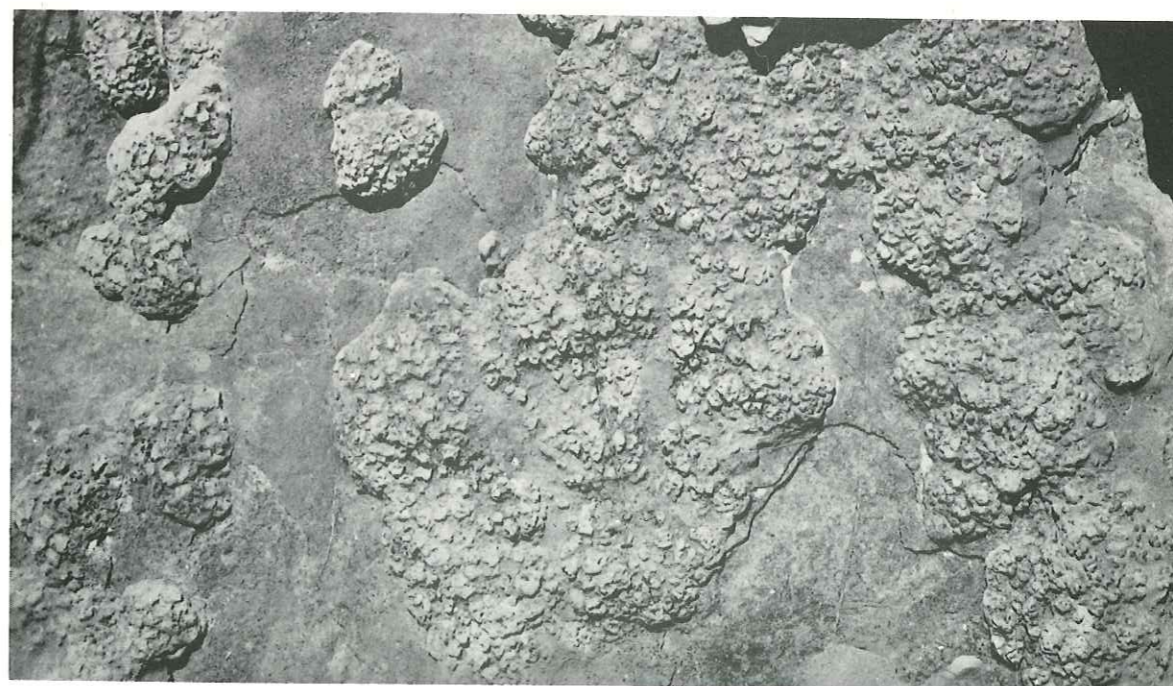
Planche III

Formations algaires stromatolitiques de l'horizon du Calcaire dolo-
mitique rubané (f), Saint Chinian (Fontjun).

- a) coupe verticale. x 1,5
- b) face supérieure d'une dalle. x 0,25.



a



b

Planche IV

a - Lentille à Polypiers du cirque de la Charvie (Briançonnais - zone du Gondran).

b - Banc à gros Brachiopodes du cirque de la Charvie (Briançonnais - zone du Gondran).



a



b

Planche V

a - Formations algaires rubanées dans les Calcaires dolomitiques (f),
Saint Chinian, x 1.

Des copeaux sont arrachés au sommet des strates algaires inférieures.

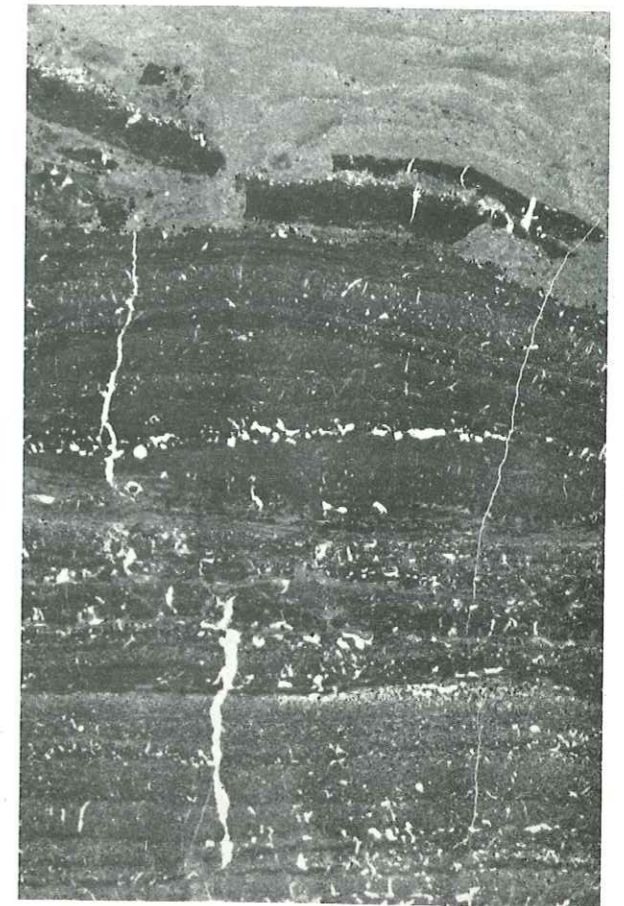
b - Détail de a, montrant la formation de brèche à partir de strates fissurées (fentes remplies de calcite cristalline), dont des éléments sont arrachés. x 9.

c - Ravinement d'un calcaire dolomitique rubané de l'horizon (f),
Saint Chinian.

A la surface du ravinement, noter la teinte plus claire de la roche qui a été lessivée. Au sommet : calcaire intraclastique et fossilifère. x 1.



a



b



c

Planche VI

- a - Grès microconglomératique de l'horizon (c), Lunas.
A la base dolomie jaune (micrite) gréseuse, puis grès finement conglomératique, à galets dolomitiques, nombreux quartz ni triés ni classés, mal cimentés par de la micrite argileuse, chargée de limonite. x 1.
- b - Calcaire bréchiq (intramicrudite) passant progressivement à un calcaire coquillier (biomicrite). Banc granoclassé provenant de l'horizon calcaire dolomitique rubané (e), Ceilhes, x 1.
- c - Brèche dans les Calcaires dolomitiques rubanés, Lunas, x 1.
- d - Calcaire rubané à strates brisées, contournées et remaniées, de l'horizon Calcaire dolomitique rubané (e), Ceilhes, x 1.
- e - Calcaire rubané de l'horizon (e), Moulin de la Rusque.
A la base, strate de micrite argileuse dont des éléments arrachés sont remaniés dans le calcaire détritique sus-jacent. x 1.

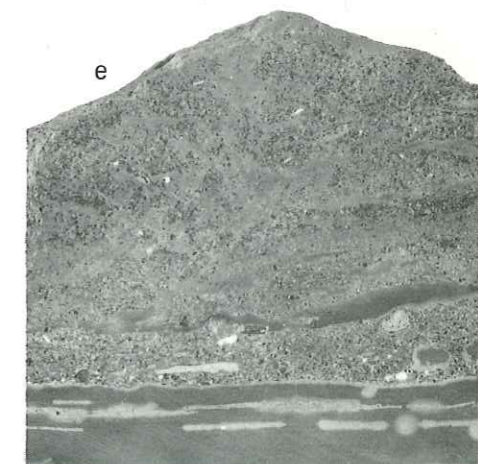


Planche VII

a - Calcaire dolomitique argileux à stratification irrégulière contournée, horizon (e), Ceilhes.

Strates détritiques (quartz, feldspaths, intraclasts) ayant conservé les déformations de la masse argileuse fluide, x 1.

b - Brèche calcaire dolomitique et gréseuse à débris de végétaux, de Saint Affrique, Dolomies cristallines de la base de l'Hettangien. x 1.

c - Brèche ravinant le sommet d'un calcaire dolomitique argileux, de l'horizon des Marnes sombres, Fondamente.

Le grès sus-jacent s'infiltré dans une fissure du sédiment fin. x 1.

d - Grès microconglomératique à intraclasts calcaires argileux et graviers de quartz roses et blancs, horizon des Marnes gréseuses sombres, Saint Affrique Est, x 1.

e - Calcaire dolomitique (micrite) raviné et dissocié en plaquettes remaniées dans le calcaire détritique sus-jacent, de l'horizon des Dolomies gréseuses (b), Nonenque, x 1.

f - Grès du sommet du Keuper, Fondamente.

A la base grès fin à bioturbations, au sommet grès conglomératique, x 1.

Pl. VII

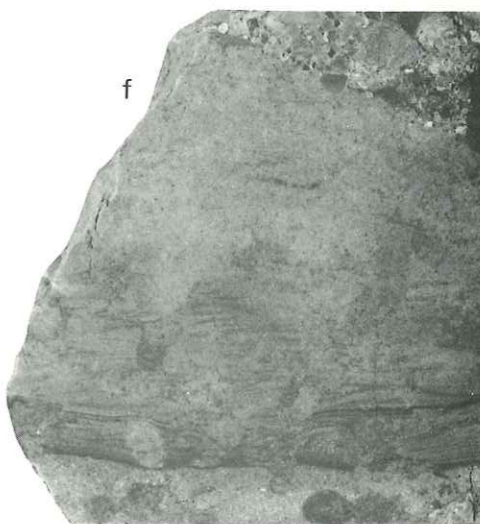
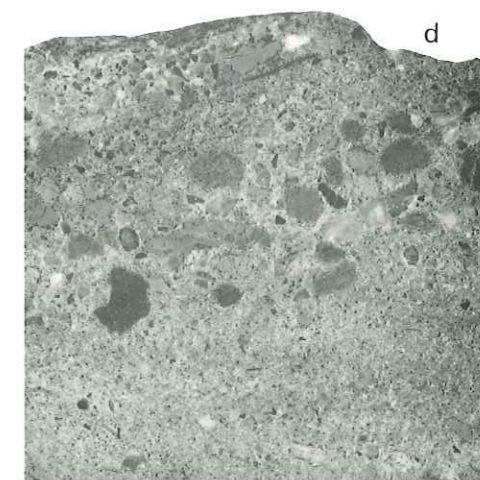
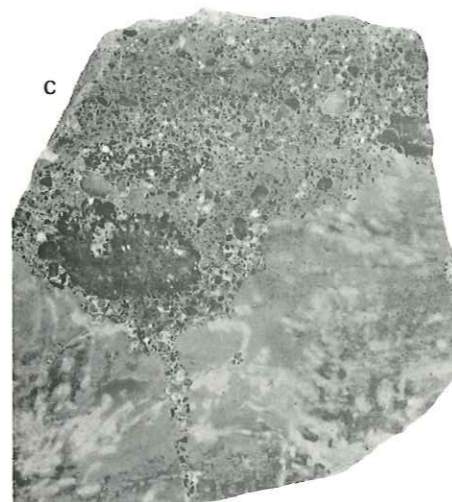
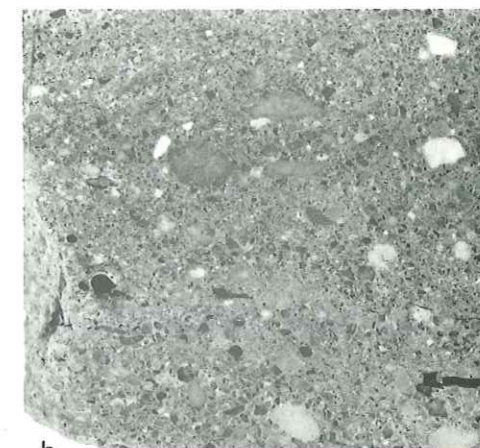
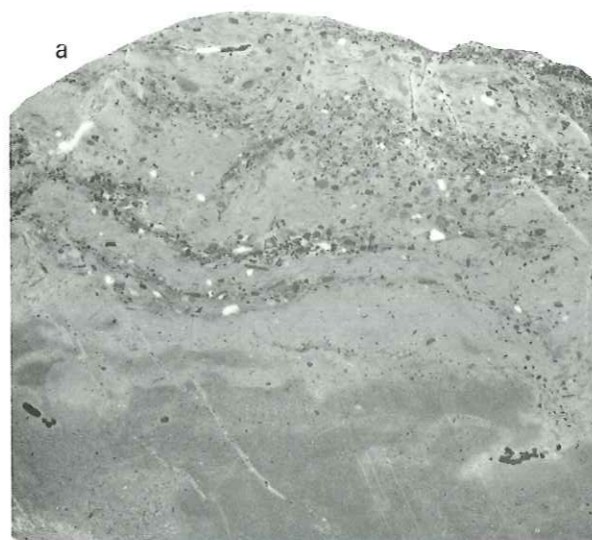


Planche VIII

a et b - Stratifications entrecroisées dans les dolomies cristallines de la base de l'Hettangien - Saint Affrique.

c - Grès microconglomératique à stratification oblique, horizon gréseux (e_2) du Moulin de la Rusque (Lunas).

d - Dolomie sombre en minces bancs ondulés ; faciès de "Parlatges" de l'Hettangien inférieur - Fondamente.

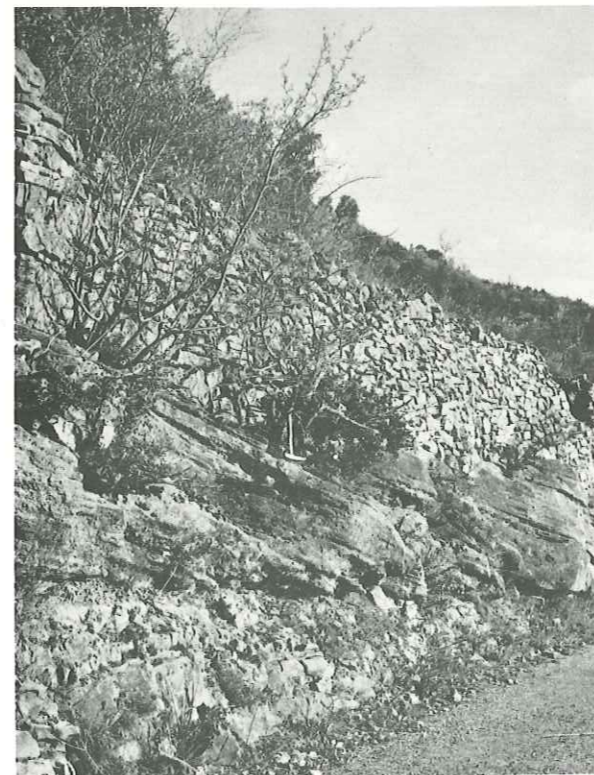
Pl. VIII



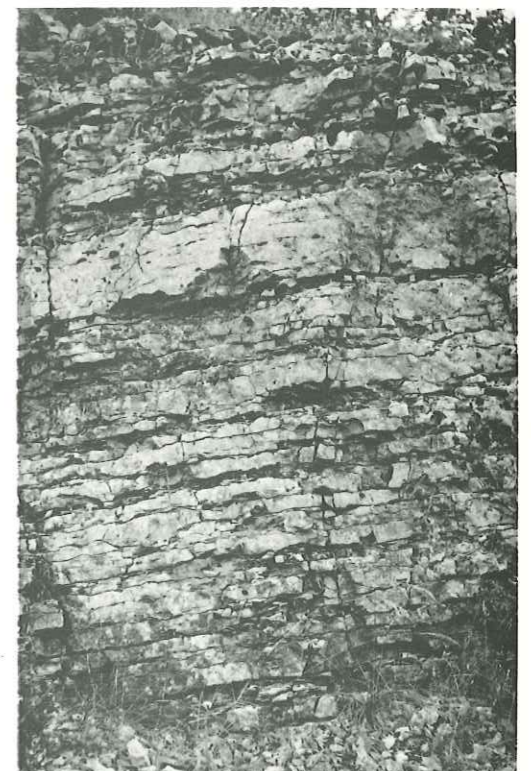
a



b



c



d

Planche IX

a - Brèche calcaire de l'horizon des Calcschistes fossilifères (d)
du Pas du Roc (zone sub-briançonnaise).

b - c - Mud-cracks du Pas du Roc (zone sub-briançonnaise), horizon
des Calcschistes fossilifères (d).



a

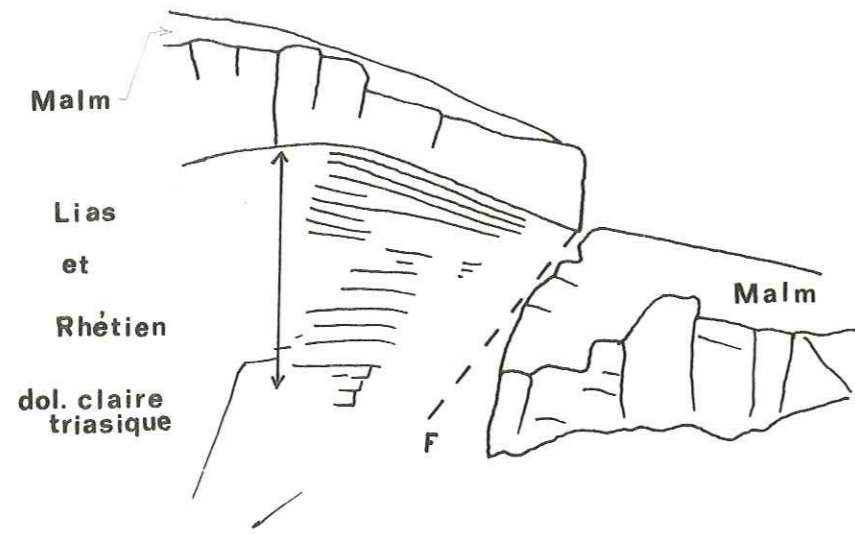


b



c

Planche X



- Coupe du lac de l'Ascension (zone Briançonnaise, nappe de Peyre-Haute).

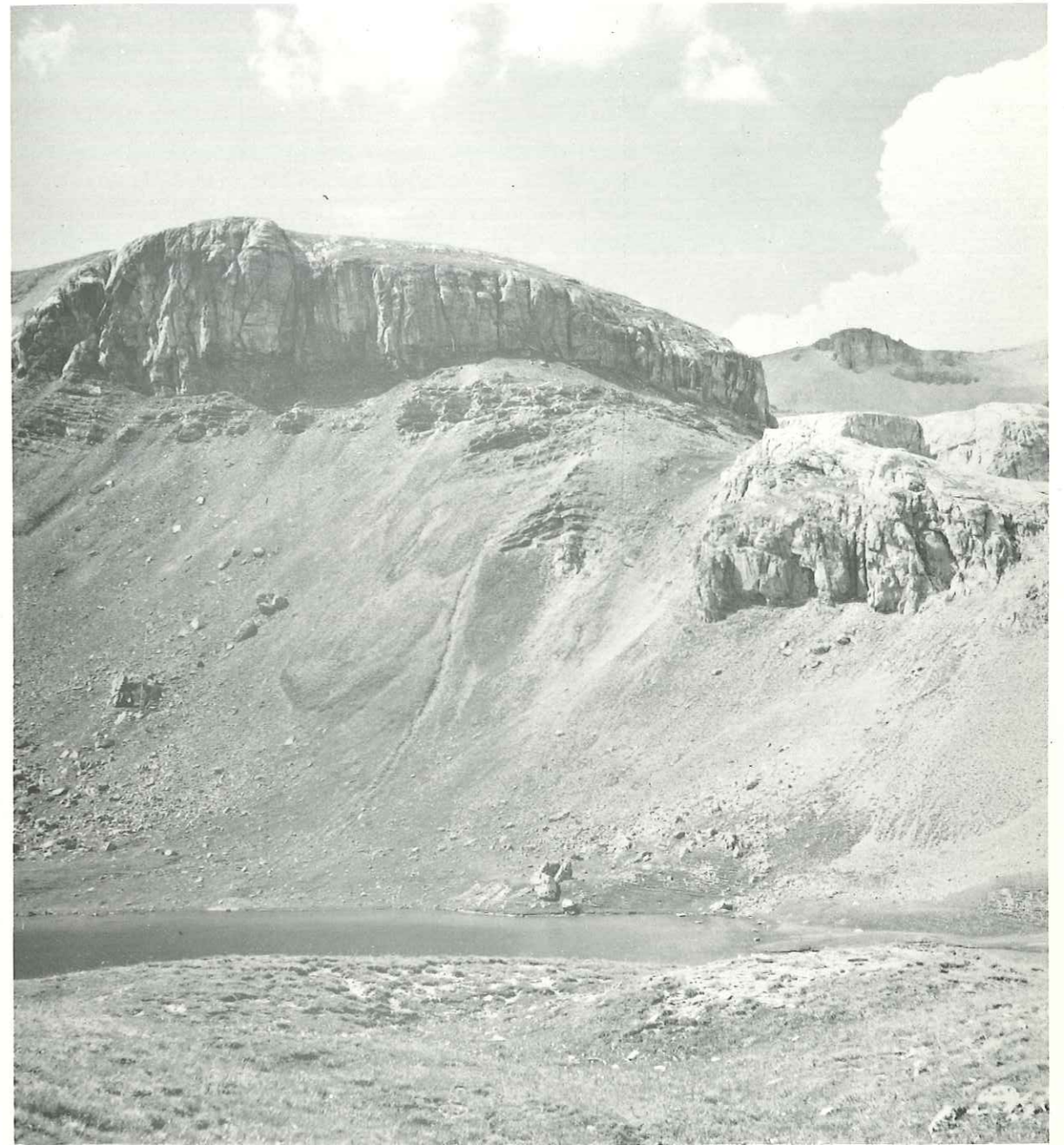
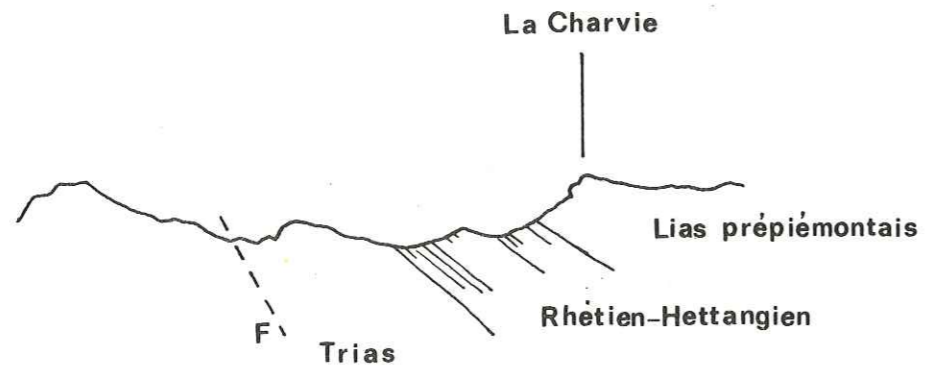


Planche XI

a - Vue d'ensemble du cirque de la Charvie (Briançonnais, zone du Gondran).



b - Détail de a

- 1 - Dolomies claires triasiques ; 2 - Dolomies jaunes ;
- 3 - Calcaires fossilifères ; 4 - Schistes noirs ; 5 - Barre calcaire ;
- 6 - Calcaires dolomitiques rubanés ; 7 - Double barre calcaire ; 8 - Calcaires bruns lités.

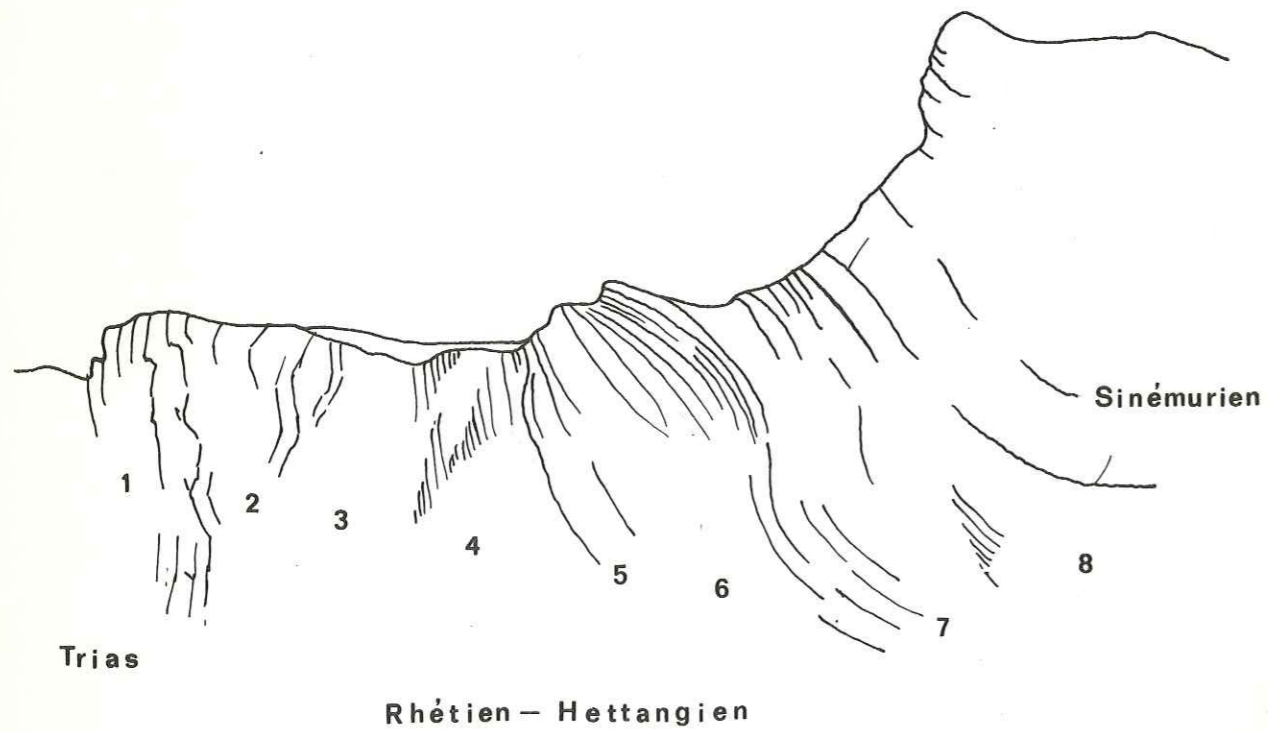


TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS	pages 1
AVERTISSEMENT	5
Première Partie : Exposé des problèmes et des méthodes	
I - Le Rhétien : Les faits, les problèmes	I.1
A) Définition d'un étage Rhétien	I.2
B) Les limites de l'étage	
1 - Limite inférieure	I.4
2 - Limite supérieure	I.7
C) Définition des deux faciès principaux du Rhétien	I
1 - Le faciès alpin	I.9
2 - Le faciès souabe	I.10
D) Le Rhétien et les périodes orogéniques	I.11
1 - Le faciès alpin	I.12
2 - Le faciès souabe	I.15
a) Le Bassin de Paris	I.16
b) Dans les Iles britanniques	I.23
c) En Hollande	
d) Dans les plaines allemandes	
3 - Le faciès des Carpates	
a) Carpates septentrionales	I.27
b) Carpates septentrionales	I.31
c) Les Monts Apusenes	I.31
d) Le Massif de la Drobrogée	I.32
E) Attribution du Rhétien à un système	I.34
II - Etude bibliographique portant sur les régions étudiées dans le présent mémoire	I.38
A) La bordure méridionale du Massif Central	I.39
B) Une transversale dans les Alpes françaises	I.47
III - Etude analytique des faciès	I.57
A) Classification et nomenclature	
1 - Classification de R.L. Folk	I.58
2 - Classification de R.J. Dunham	I.62

B) Les faciès

1 - Conglomérats et grès grossiers	I.64
2 - Les grès banaux	I.70
3 - Les grès à strates argileuses	I.74
4 - Les calcaires dolomitiques gréseux	I.78
5 - Les marnes sombres	I.81
6 - Les marnes vertes	I.83
7 - Les calcaires dolomitiques intraclastiques et gréseux	I.84
8 - Les calcaires oolithiques	I.86
9 - Les calcaires fossilifères	I.90
10 - Les brèches calcaires	I.92
11 - Les dolomies secondaires	

Planches in texte - 1 à 15

Deuxième partie : Les monographies et les résultats

I - Les monographies

Bordure méridionale du Massif Central

A) Bordure sud de la Montagne Noire	II.3
a) Coupes élémentaires	
1 - Coupe du Brabet	II.5
2 - Coupe de la Combe Farguette	II.13
3 - Coupe de Marie-Close	II.18
4 - Coupe de Villespassans	II.22
b) Coupe synthétique	
1 - Lithologie des formations	II.23
2 - Age des formations	II.27
B) Bordure nord-est de la Montagne Noire	
a) Coupes élémentaires	II.32
1 - Coupe de Bédarioux	II.32
2 - La région de Lodève	II.38
α - Coupe de Lunas	II.39
β - Sondage et coupe de Pegairolles	II.44
γ - Coupes de Parlatges	II.46
3 - La bordure des Monts de Lacaune	II.47

b) Coupe synthétique

1 - Lithologie des différentes formations	II.52
2 - Age des formations	II.56
3 - Evolution paléogéographique	II.57

C) Région de Saint-Affrique

a) Coupes élémentaires	II.59
1 - Coupe de Fondamente	II.59
2 - Coupes de Saint-Affrique	II.63
α - Coupe au N. NE de Saint-Affrique	II.64
β - Coupe de la vallée de la Sorgues	II.65
3 - Coupes de Saint-Rome-Du-Tarn	
α - Coupe en amont du Pont de Saint-Rome	II.67
β - Coupe au SW de Saint-Rome	II.68
γ - Coupe de Sans-Corps	II.69
Δ - Coupe de Concoule	II.70

b) Coupe synthétique

1 - Les horizons lithologiques	II.72
2 - Age des formations	II.74
3 - Evolution paléogéographique	II.75

D) Bordure occidentale des Cévennes

a) Coupes élémentaires	II.76
1 - Coupe d'Alzon	II.77
2 - Coupe du Verdier	II.80
3 - Coupe à l'Ouest du Saint-Guiral-Aigoual	II.81
α - Coupe de Sauclières	II.81
β - Coupe au pied du Causse Noir	II.82

b) Coupe synthétique

1 - Lithologie des formations	II.87
2 - Age des formations	II.88
3 - Evolution paléogéographique	

E) Bordure orientale des Cévennes

a) Coupes et sondages	
1 - Coupe de Corbès	II.90
2 - Coupe de Saint-Hippolyte-du-Fort	II.95
3 - Jalons occidentaux	II.100
4 - Sondages dans le Bassin d'Alès	
α - Sondage de Lacoste	II.100
β - Sondage de Gravelongue	II.102

b) Coupe synthétique	
1 - Les horizons lithologiques	II.103
2 - Age des formations	II.104
3 - Paléogéographie	II.104
F - Le prolongement méridional des Cévennes (Monts de Saint-Bresson)	
a) Les sondages	II.106
1 - Sondage de Madières	II.106
2 - Sondage de Mas del Pont	
b) - Intérêt	
Domaine alpin occidental	
G) Les chaînes subalpines : l'Arc de Digne-Castellane	
a) Coupes élémentaires	
1 - Coupe de Champourcin	II.114
2 - Coupe du Ravin du Coulmier	II.121
b) Coupe synthétique	
1 - Lithologie	II.127
2 - Datation	II.132
H) La zone subbriançonnaise : Le Pas du Roc	II.133
1 - La coupe	II.134
2 - Age des formations	II.139
I) La zone briançonnaise	II.140
1 - Le problème du Rhétien dans la Vanoise	II.141
2 - Le Rhétien du domaine briançonnais s.st.	II.144
3 - La zone du Gondran : le cirque de la Charvie	II.151
II - Conclusions paléogéographiques	
A) Conclusions sur le Rhétien du bord sud-est du Massif Central	II.159
B) Conclusions sur le Rhétien d'une transversale des Alpes françaises	II.164
Conclusions générales	II.172
Bibliographie	I
Annexe : Etude de la microflore	XXV
Planches hors texte - I à XI	

ERRATA ET REMARQUES RECTIFICATIVES

Les mots corrigés ou ajoutés sont soulignés et indiqués tels qu'ils doivent être lus; lorsqu'un mot est supprimé, ceux qui l'encadrent sont alors soulignés. Quelques remarques rectificatives sont jointes, intercalées dans l'errata à la page correspondante.

Page 7	ligne 2	(II 159-169)
	l. 3	(II 170-179)
	l.5-6	p.II 180-182
p.I 2	l. 18	Hettangien, au sommet,
p.I 7	l. 5	<u>Austrirynchia</u>
p.I 8	l. 1	<u>E. de BEAUMONT</u>
p.I 8	l.11 et 21	<u>ambiguïté</u>
	d. l.	lorsqu'
p.I 9	l. 1	<u>ambiguïté</u>
p.I 11	l. 4	<u>structurales</u> et <u>stratigraphiques</u>
	l. 10	<u>ou les calcaires</u>
	l. 20	<u>censée</u>
p.I 15	d. l.	<u>Täbinger</u>
p.I 16	l. 4	<u>Bassin de Paris</u>
	l. 9	(<u>L. COUREL, 1970</u>)
p.I 18	l. 25	<u>mètres</u>
p.I 22	l. 27	<u>Bassin de Paris</u>
p.I 23	l.12-13	<u>entre la mer du Nord et le Bassin de Paris</u>
p.I 24	l. 32	<u>Massif Central</u>
p.I 26	l. 19	<u>presque</u>
p.I 28	l. 2	<u>avant fosse</u>
p.I 29	l.3-4	<u>alpin</u> et <u>souabe</u> formant l'association dite faciès carpatique
	d. l.	<u>souabe</u>
p.I 33	d. l.	<u>souabe</u>
p.I 34	l. 10	<u>résolutions</u>
p.I 35	l. 5	En raison de l'ambiguïté du terme géographique "lagunaire" qui n'implique pas de conditions de salinité définies, il convient de préciser qu'il s'agit ici d'un milieu sursalé à évaporites et non d'un milieu dont la concentration en sel est inférieure à celle de la mer.
	l. 18	<u>bordure du Massif Central etc.</u>
	l. 19	La paléogéographie de ces bassins témoigne d'une invasion marine au Rhétien, après un Trias supérieur de milieu sursalé (J. RICOUR, 1963) : <u>les grès et marnes du Keuper n'ont que des fossiles continentaux ou de milieu anormalement salé, riche en végétaux, en vertébrés, en <u>Estheria</u>,</u>
p.I 38	l. 12	<u>Bassin de Paris</u>
	l. 17	<u>bassin</u>
p.I 47	l. 9	et <u>les relations...</u> qui l'encadrent
p.I 48	l. 4	<u>gisements</u>
p.I 53	l. 3	<u>longues lanières...</u> <u>cordillères</u>

- p.I 55 1. 8 dans les Alpes cottiennes, la marge interne du Briançonnais fait l'objet
- p.I 56 1. 2 E. HAUG
- p.I 58 1. 1 CLASSIFICATION ET NOMENCLATURE DES ROCHES CARBONATEES
1. 10 complétée
- p.I 59 1. 1 chimique ou biochimique carbonatée
- p.I 61 1. 5 supérieure
1. 7 visuelle
1. 25 pelmicrosparites
- p.I 63 1. 3 à la bordure méridionale du Massif Central
- p.I 67 1. 7 chargés... calcaires
1. 26 peut
1. 29 Ailleurs, à Lunas, sur une distance
- p.I 69 1. 21 les conditions de sédimentation ne seront précisées
- p.I 71 1. 7 jointifs,
- p.I 72 1. 3 éléments
- p.I 74 1. 21 planes, alternent
- p.I 75 1. 8 haut, qui remplit
1. 10 Description microscopique
- p.I 81 1. 13 caractères des faciès
- p.I 84 1. 24 Description microscopique
- p.I 87 1. 12 mat
- p.I 88 1. 23 en mosaïque,
- p.I 89 1. 29 aux périodes de hautes énergies succédaient des périodes de basses énergies
- p.I 93 1. 7 le domaine alpin occidental à une mer
- p.I 94 1. 8 Description microscopique
- p.I 95 1. 20 calcaires argileux
- p.I 97 1. 13 comparables, sont figurées
- Planche photographique 11 1. 6 oolites disséminées
- p.II 1 1. 4 empruntées
- p.II 1 1. 20 J'y décris
- p.II 4 1. 14 la retombée sud
- p.II 21 1. 30 -4,95m. de calcaires en plaquettes
1. 32 -14m. de calcaires dolomitiques
- p.II 24 1. 10 elles sont microcristallines, argileuses
- p.II 26 1. 16 Pecten
1. 20 colonies stromatolitiques
- p.II 27 1. 27 région est
- p.II 28 figure supprimer les indices a, b, b1, b2, c, d et e, placés à gauche de la coupe synthétique.
- p.II 29 1. 20 Remarque : Les Ecailles de Fouzilhon-Gabian.
- p.II 33 1. 17 Description de la coupe
1. 22 aux marnes bariolées
- p.II 35 1.23-24 à larges intraclasts et matrice carbonatée
- p.II 54 1. 18 épaisseur
1. 24 seule une passée
- p.II 58 fig.IIC1 L'échelle est : 1cm= 2km.
- p.II 73 1. 14 Avicula contorta
- p.II 74 1. 21 aucun débris n'a été recueilli. Je considérerai que le sommet des marnes bariolées rouges et vertes correspond au sommet du Keuper. (Remarque : pour J. RICOUR, lorsque le passage entre Keuper et Rhétien est continu, "la limite ne peut être placée qu'avec une approximation d'une valeur de quelques mètres. L'apparition de couleurs noires, au dessus des teintes rouges et vertes du Keuper, est alors à prendre comme critère du début

- des dépôts rhétiens" (1963, p. 25).
- p.II 75 1. 4 ROQUEFORT
d. 1. vers le bord du bassin
- p.II 83 1. 24 Saint Jean-de-Bruel
- p.II 88 1. 27 est réduit en épaisseur
- p.II 89 1. 13 calcaires indurés de faciès parlatges
- p.II 80 fig.IIE1
- p.II 91 1. 29 à plages
- p.II 91 1. 31 carbonatée et finement cristallisée
- p.II 94 1. 31 détermination S DEFRETIN
- p.II 98 d. 1. Bactryllium sp.
- p.II 100 1. 1 s'esquisser
1. 17 sous-cévenol
1. 26 interprétée
- p.II 113 1. 17 le bassin sous-cévenol
- p.II 125 1. 6 en tache
- p.II 133 1. 27 H) La zone sub-briançonnaise
- p.II 141 1. 5 cependant
- p.II 143 1. 1 filippi
1. 11 semele
1. 14 Actaeonina
1. 23 Térébratules
- p.II 150 1. 12 presque
- p.II 151 1. 5 3) La zone du Gondran
- p.II 157 1. 4 Rhabdophyllia
- p.II 158 1. 3 Gryphaea
1. 4 C. PUSSENOT
- p.II 166 1. 4 maximale
- p.II 169 1.5-6 un milieu sursalé à un milieu marin normal
- p.II 172 1. 8 nous avions reconnus
- p.II 180 1. 6 Keuper lagunaire sursalé
- p.II 181 1. 2 un domaine lagunaire sursalé
1. 14 A. OPPEL
- p.V 1. 25 Triasina hantkenii MAJSON
- p.XVII 1. 16 La note "Etage rhétien et limite inférieure du Lias", n'est pas de J. RICOUR, mais fait partie du rapport de R. MOUTERDE "Corrélations (divisions et limites) et conclusions" p.271-273 où J. RICOUR est cité.
- p. XX 1. 1 Bibliographie
- p.XXIII 1. 6 LUCAS J.
1. 16 PETITJOHN F.J.
- p.XXVII 1.14 et 20 NILSSON
- p.XXXV 1. 8 TAUGOURDEAU-LANTZ
- Figures hors-texte:
fig. IIC2 Tiergues
fig. IID2 remplacer (a) par (b)
fig. IIE2 au lieu de IIE3
fig. IIG Dans la coupe du Pas du Roc, l'horizon (d) est formé de "Calc. schistes fossilifères" qui sont subdivisés en (d1), (d2) et (d3) et surmonté par des "Calc. cristallins".

LISTE DES FIGURES

- Carte des isopaches du Rhétien du Bassin de Paris (A. LEFAVRAIS-RAYMOND et O. HORON) P. I, 18
- Paléogéographie du Rhétien d'Angleterre d'après G. M. BENNISON et A. E. WRIGHT P. I, 22
- Classements (sorted-bedding) dans des grès banaux P. I, 70
- Stratifications et ravinements dans un calcaire dolomitique gréseux P. I, 78
- Brèches P. I, 96
- Localisation des secteurs étudiés en bordure du Massif Central. Fig. II 1 P. II, 2
- Schéma structural de l'arc de Saint-Chinian Fig. II A 1 P. II, 4
- Coupes de l'Arc de Saint-Chinian. Fig. II A 2 hors-texte
- Corrélations stratigraphiques dans la région de Saint-Chinian. Fig. II A 3 P. II, 24
- Coupe synthétique de Saint-Chinian. Fig. II A 4 P. II, 28
- Schéma de situation des affleurements et des coupes de la bordure NE de la Montagne Noire. Fig. II B 1 P. II, 32
- Coupe des Aires. Fig. II B 2 hors-texte
- Coupe de Lunas. Fig. II B 3 hors-texte
- Coupe de Pégairolles. Fig. II B 4 P. II, 44
- Coupe de Parlatges. Fig. II B 5 P. II, 46
- Coupe à la bordure des Monts de Lacaune (Ceilhes). Fig. II B 6 hors-texte
- Corrélations stratigraphiques dans le Lodévois. Fig. II B 7 P. II, 56
- Schéma de situation des affleurements et des coupes dans la région de Saint-Affrique. Fig. II C 1 P. II, 58

- Coupes de Saint-Affrique et de la vallée de la Sorgues. Fig. II C 2	hors-texte
- Coupes de Saint Rome du Tarn. Fig. II C 3	hors-texte
- Corrélations stratigraphiques dans la région de Saint-Affrique. Fig. II C 4	p. II, 72
- Schéma de situation des affleurements et des coupes à la bordure sud-occidentale des Cévennes. Fig. II D 1	p. II, 76
- Coupes de la vallée de l'Arre. Fig. II D 2	hors-texte
- Localisation des coupes au pied du Causse Noir. Fig. II D 3	p. II, 82
- Localisation des coupes de Camprieu. Fig. II D 4	p. II, 86
- Coupes au pied du Causse Noir. Fig. II D 5	hors-texte
- Corrélations stratigraphiques à la bordure sud-occidentale des Cévennes. Fig. II D 6	p. II, 88
- Schéma de situation des affleurements et des coupes de la bordure cévenole. Fig. II E 1	p. II, 90
- Coupes de la bordure orientale des Cévennes Fig. II E 2	hors-texte
- Sondages d'Alès. Fig. II E 3	p. II, 101
- Corrélations stratigraphiques à la bordure orientale des Cévennes. Fig. II E 4	p. II, 104
- Corrélations stratigraphiques au Sud des Cévennes. Fig. II F 2	p. II, 108
- Coupes dans les principales zones alpines des Alpes occidentales. Fig. II G	hors-texte
- Les faciès rhétiens du bord S-E du Massif Central. Fig. II H	hors-texte
- Schémas de répartition des horizons lithostratigraphiques à la bordure du Massif Central	p. II, 164
- Schémas de répartition des éléments terrigènes à la bordure du Massif Central	p. II, 166
- Inversion des tendances épirogéniques au Rhétien	p. II, 178

LISTE DES FIGURES HORS-TEXTE

- Légende des coupes
 - Coupes de l'arc de Saint-Chinian
 - Coupe des Aires (fossé de Bédarieux)
 - Coupe de Lunas
 - Coupes à la bordure des Monts de Lacaune (Ceilhes)
 - Coupes de Saint-Affrique et de la vallée de la Sorgues
 - Coupes de Saint Rome de Tarn
 - Coupes de la vallée de l'Arre
 - Coupes au pied du Causse Noir
 - Coupes à la bordure orientale des Cévennes
 - Coupes dans les principales zones des Alpes occidentales
 - Les faciès rhétiens du bord SE du Massif Central
- Fig. II A 2
Fig. II B 2
Fig. II B 3

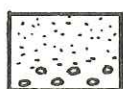
Fig. II B 6

Fig. II C 2
Fig. II C 3
Fig. II D 2
Fig. II D 5
Fig. II E 2

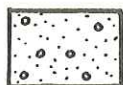
Fig. II G

Fig. II H

LEGENDE DES COUPES LITHOSTRATIGRAPHIQUES



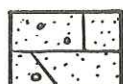
Grès grossier et conglomératique granoclassé.



Grès grossier et conglomératique.



Grès fin.



Grès grossier à matrice carbonatée abondante
ou calcaire dolomitique gréseux.



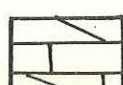
Marnes grises ou vertes.



Marnes bariolées rouges ou vertes.



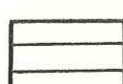
Calcaire microcristallin (micrite).



Calcaire dolomitique.



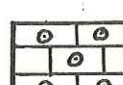
Dolomie microcristalline (dolomicrite).



Calcaire cristallin (sparite).



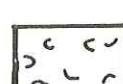
Dolomie cristalline (dolosparite).



Oomicrite.



Intramicrite dolomitique.



Biosparite.



Intrasparudite.



Micrite intraclastique et gréseuse rubanée.



Pelmicrite.

Le Brabet

ARC DE ST'CHINIAN

1m

Marie Close

Combe Farguette

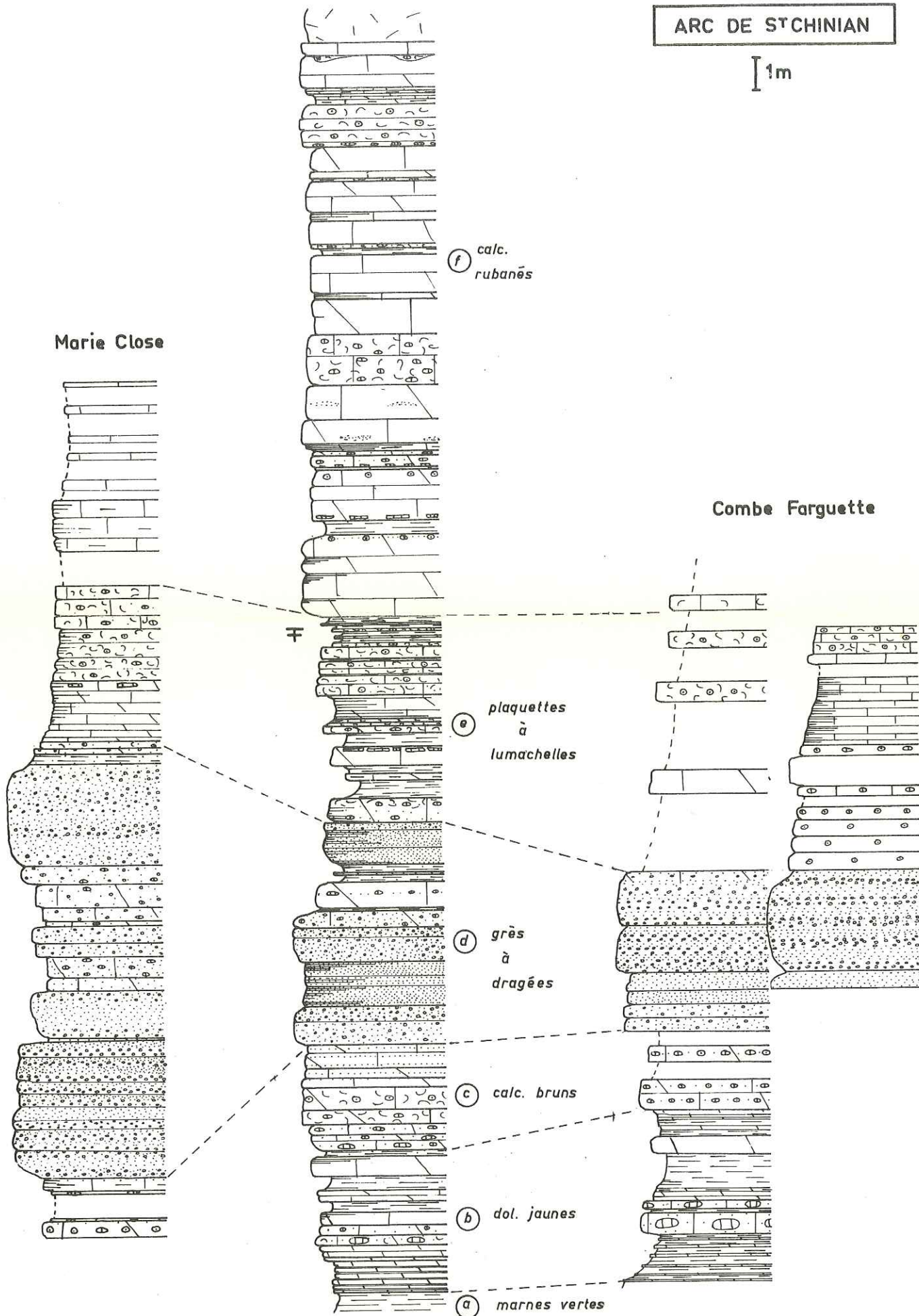
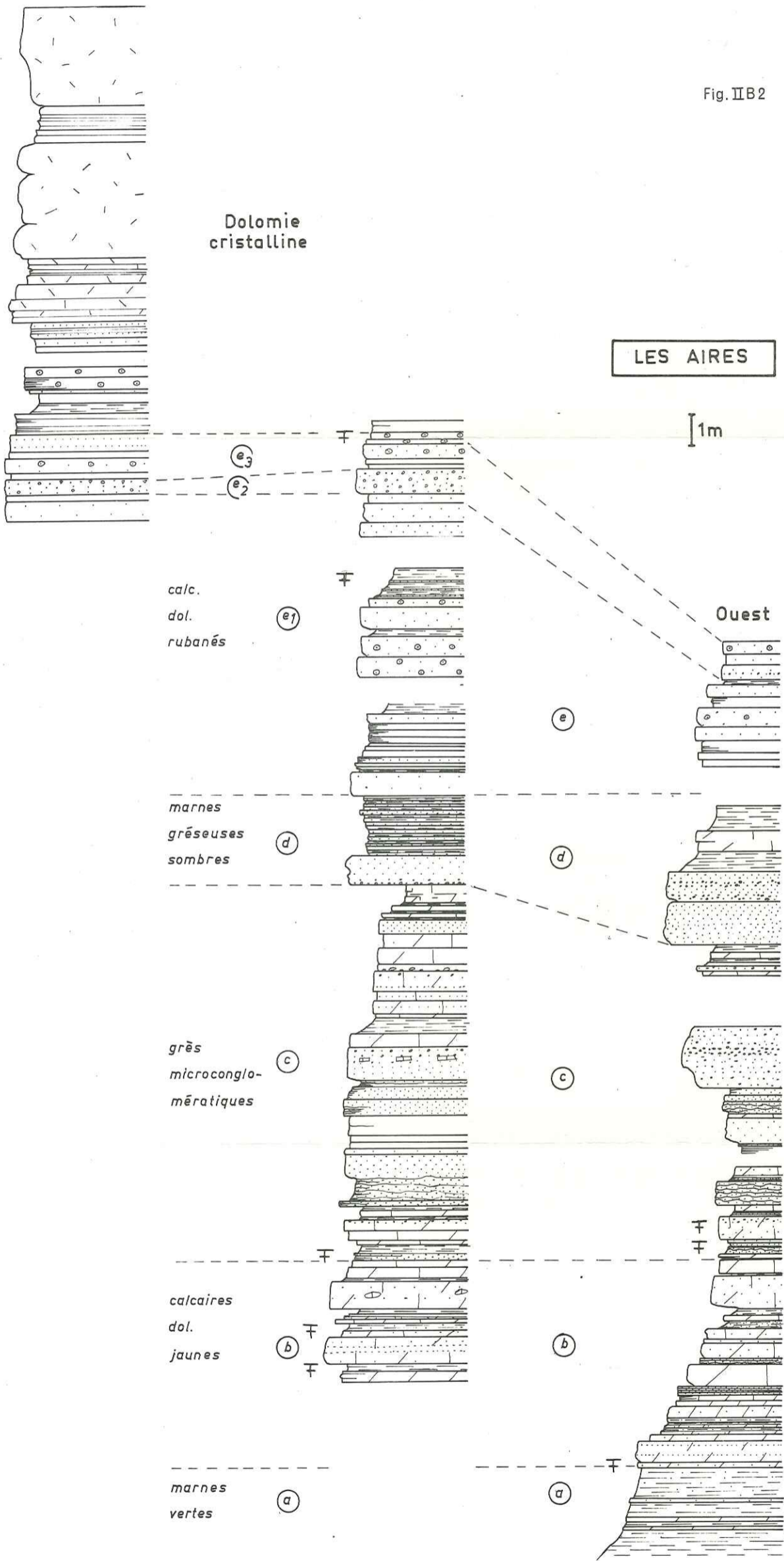


Fig. IIB2



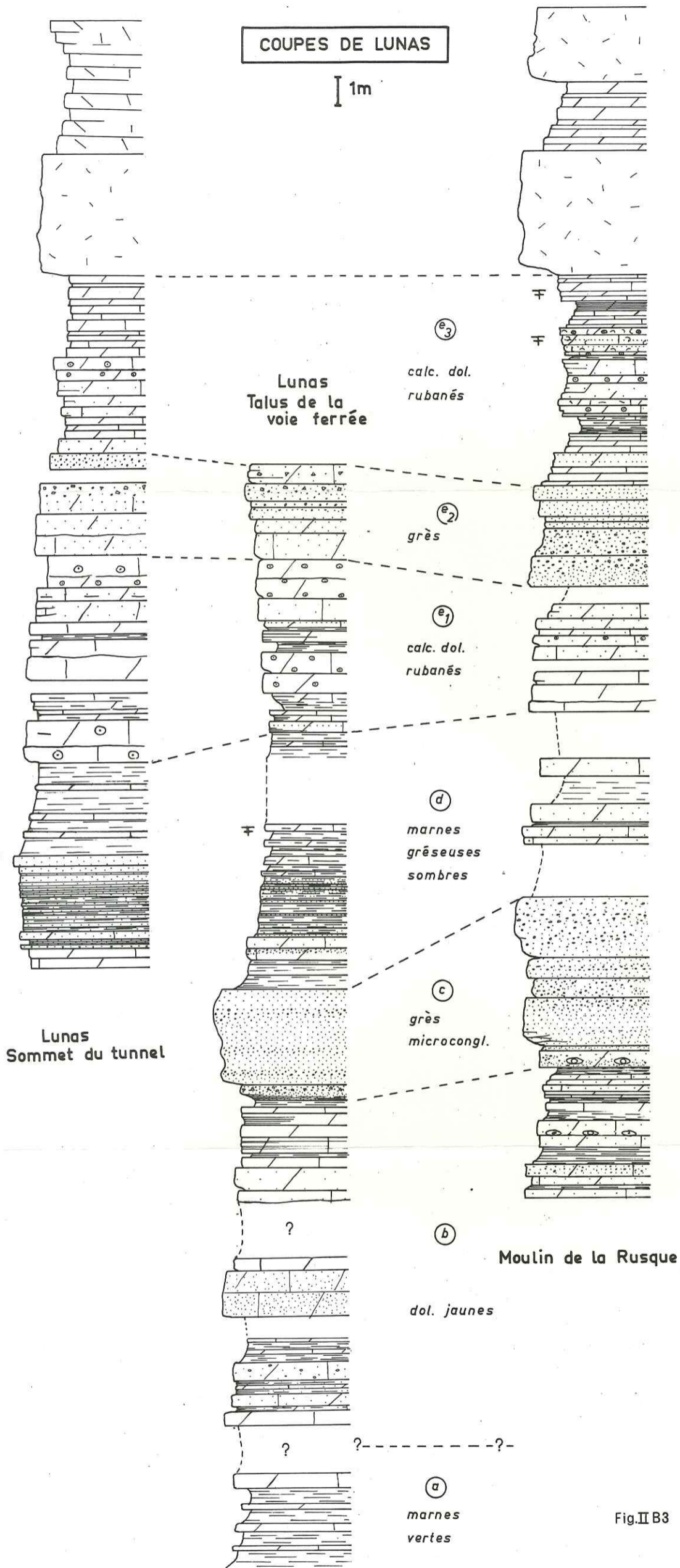
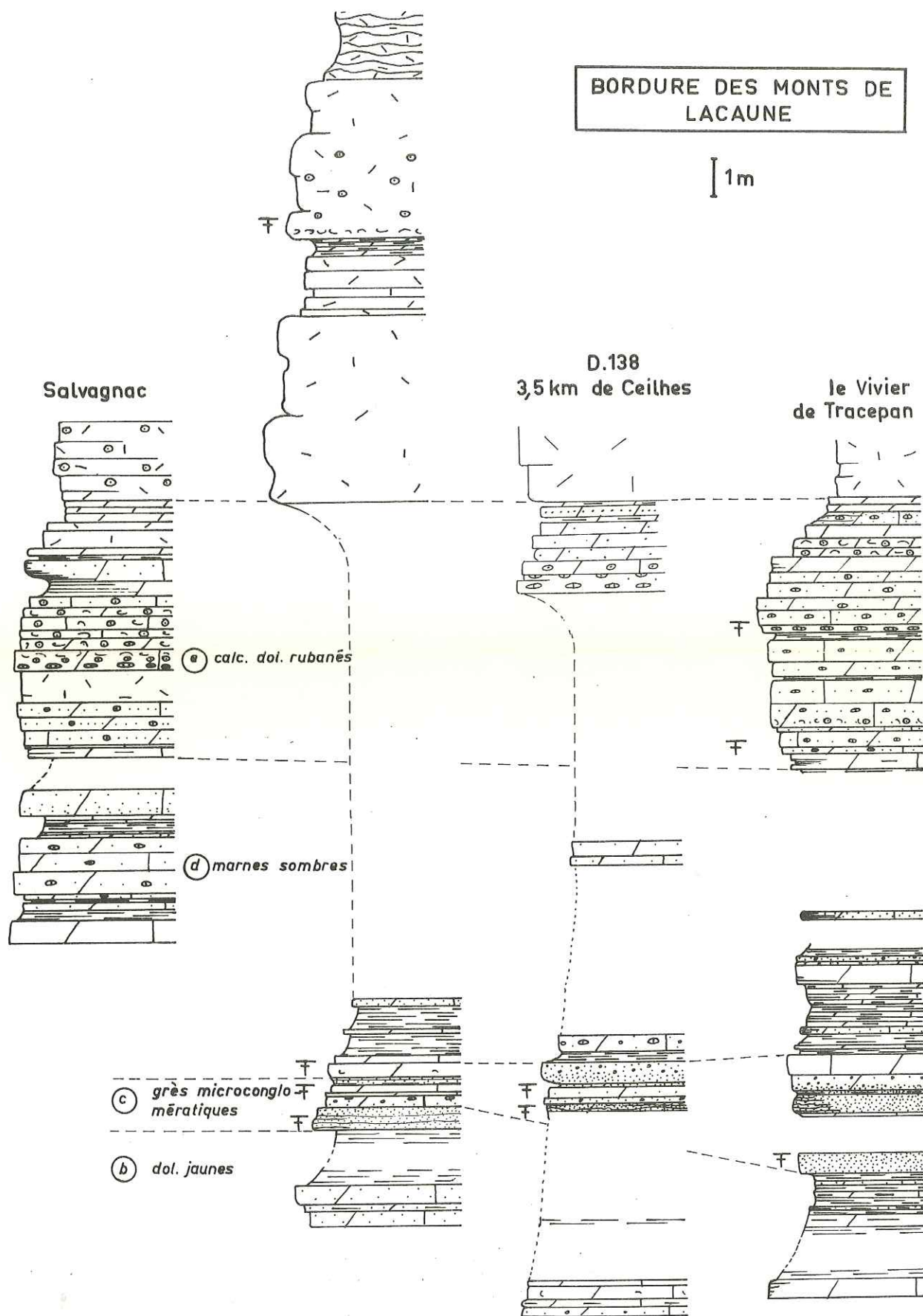


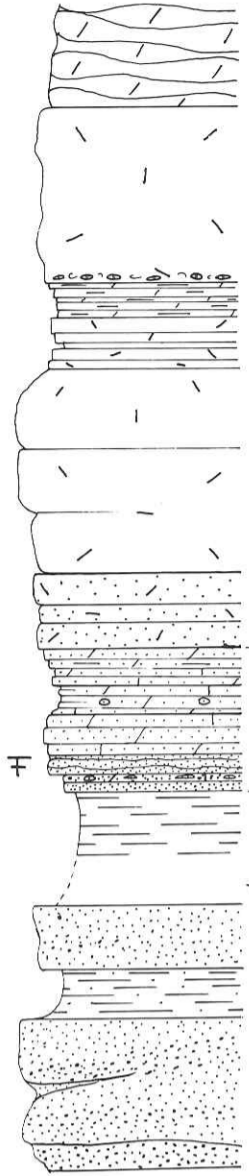
Fig.II B3

D.138
2,5 km de Ceilhes

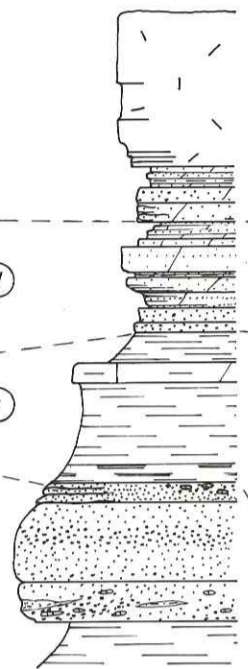
Fig. II B6



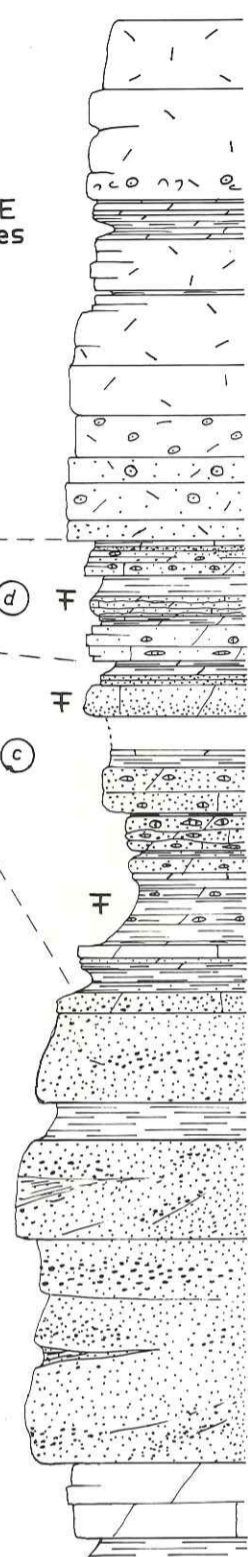
St Affrique N
route D.50



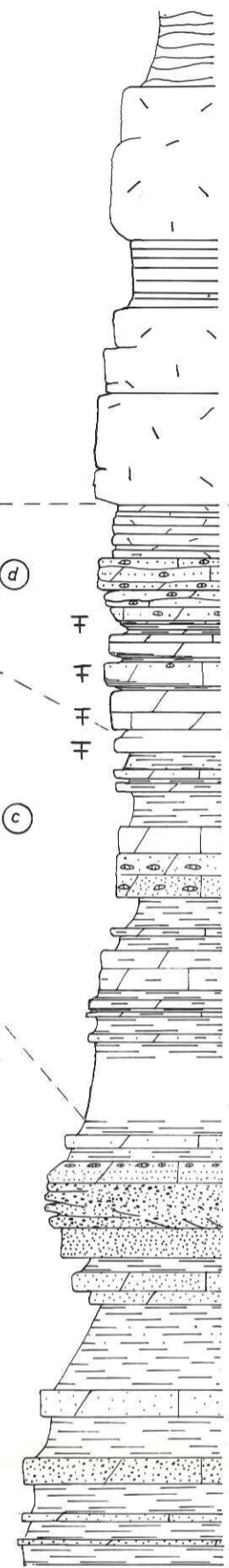
St Affrique NNE
route de Tieigues
N.593



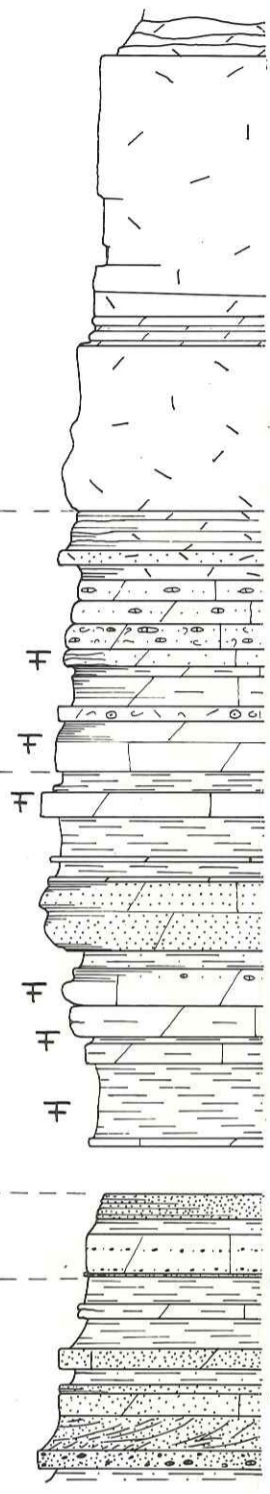
St Affrique E
route de Millau
N.99



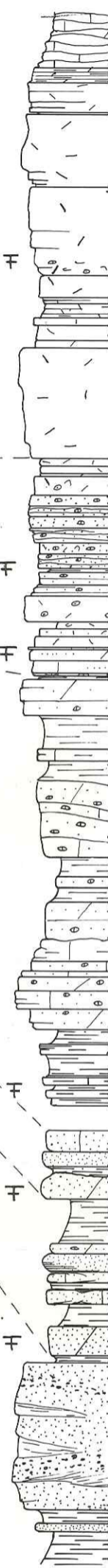
Nonenque



Marnhargues



Fonda



ST AFFRIQUE ET LA VALLÉE DE LA SORGUES

1m

Fig.IIC2

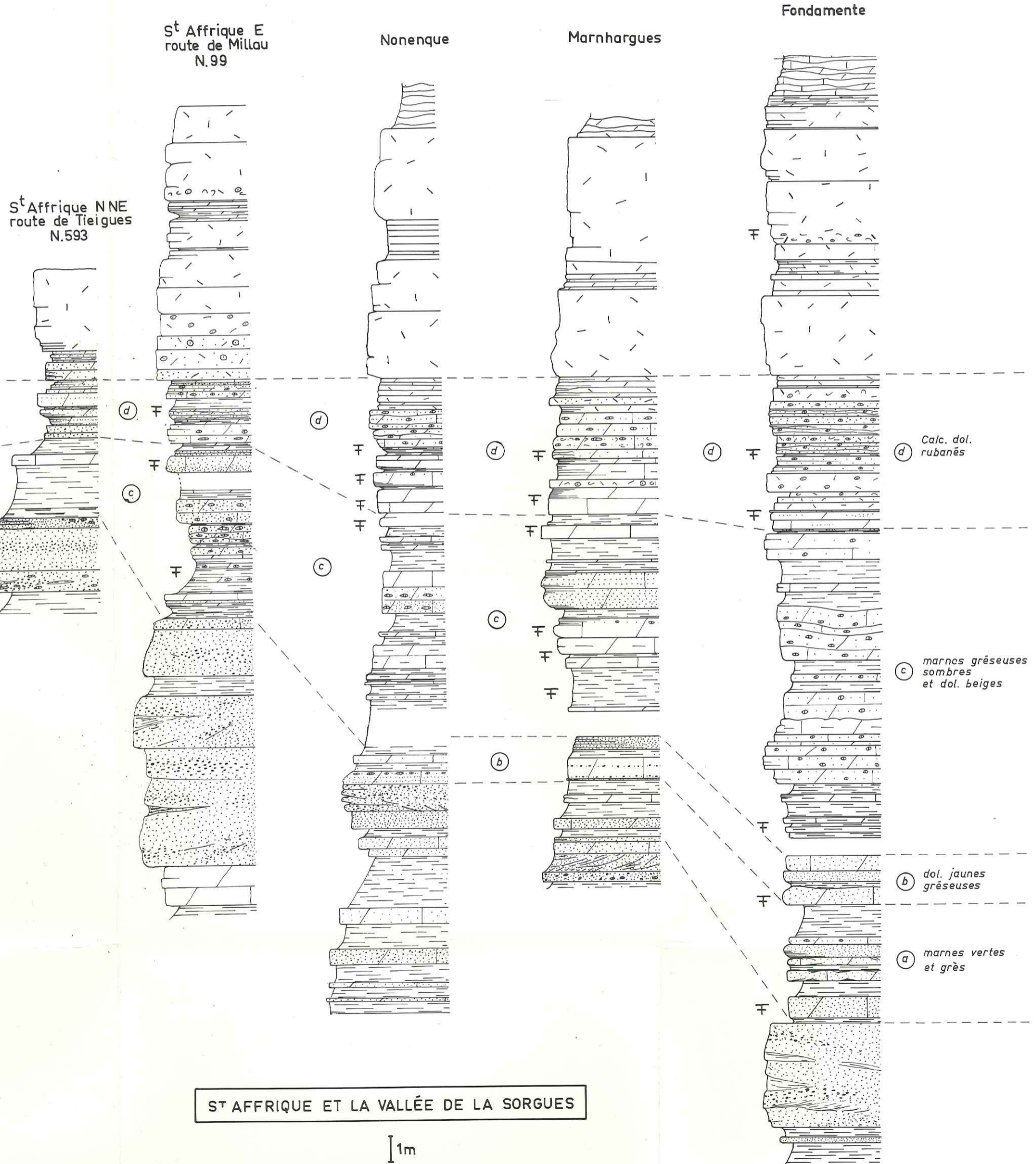
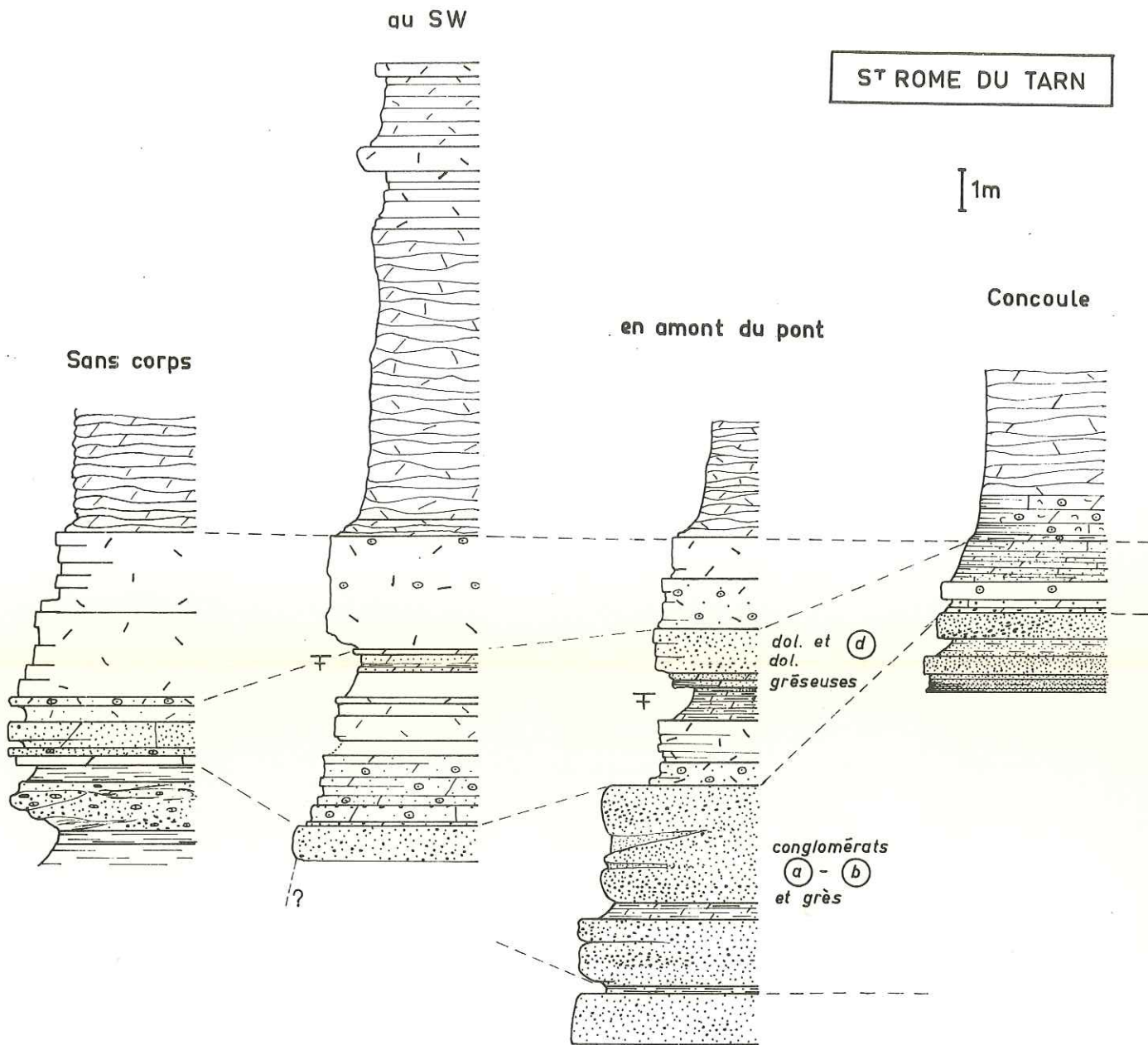
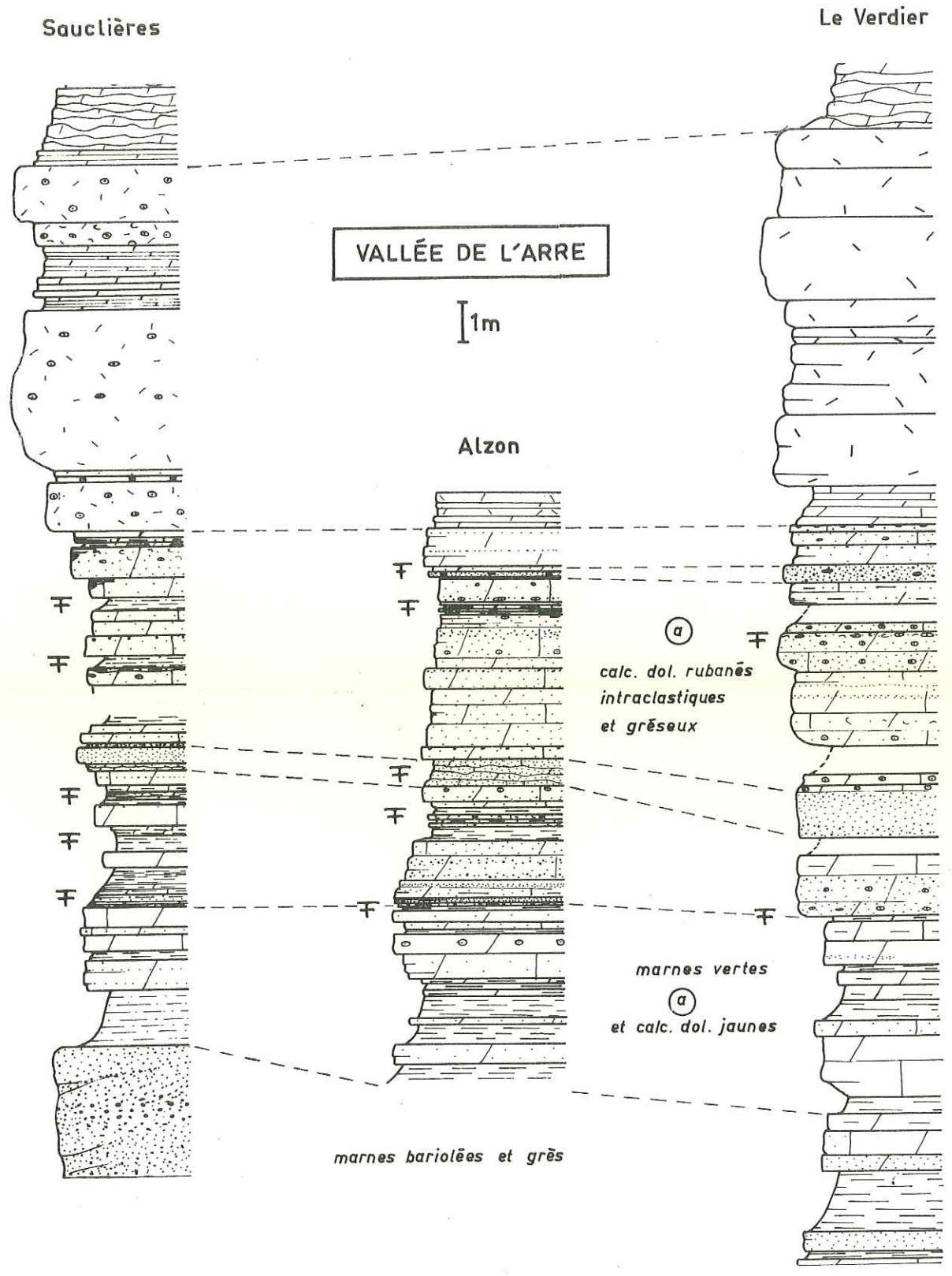


Fig.IIC3





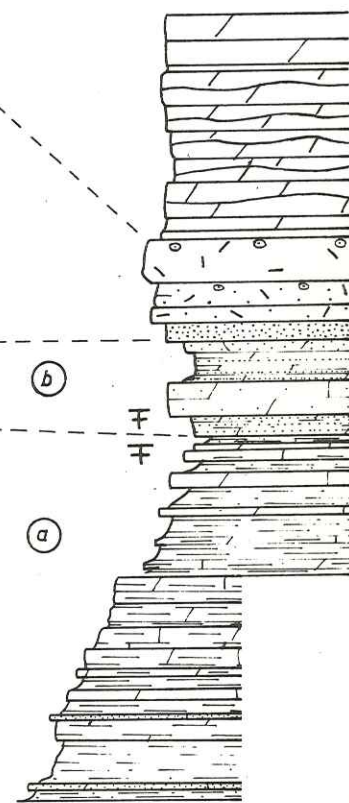
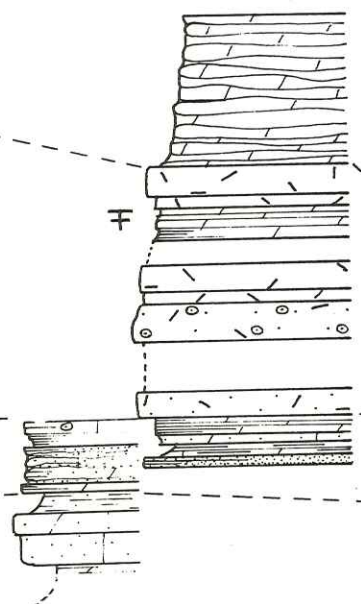
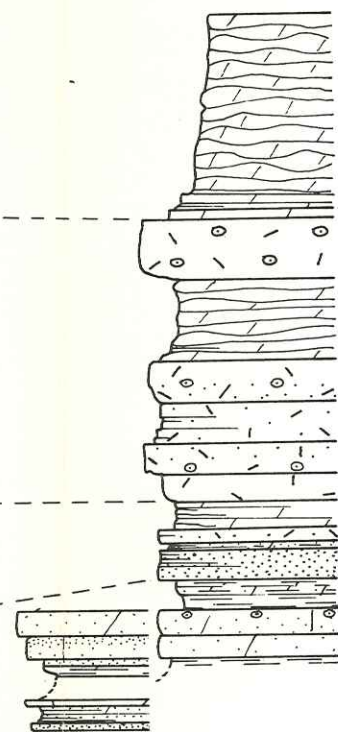
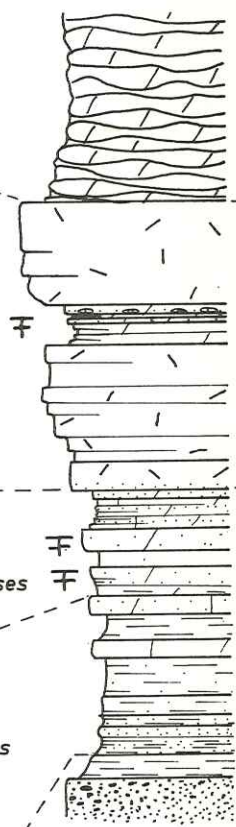
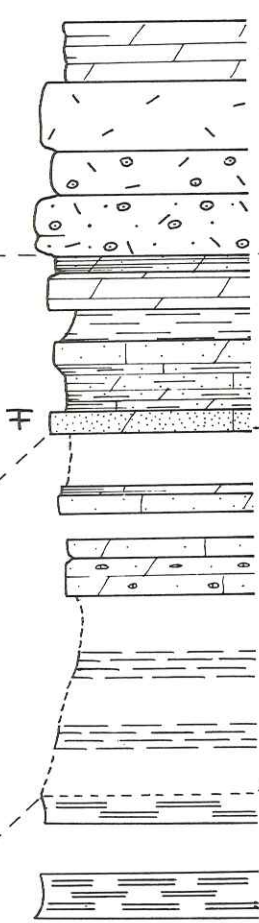
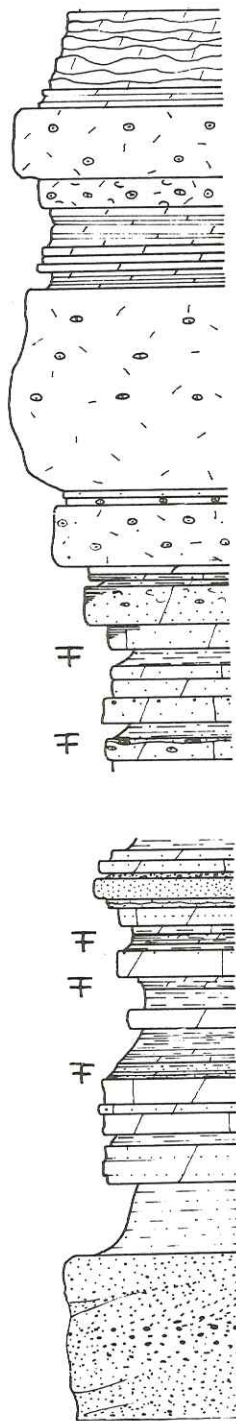
St Jean de Bruel
à Trèves

Village Nègre
- Villemagne -

St Sauveur des Pourcils

Camprieu

Le Caussonel



(b)
dol.
groseuses

(a)
marnes
vertes
et
dol.
jaunes

COUPES AU PIED DU CAUSSE NOIR

1m

Nord des Jumeaux

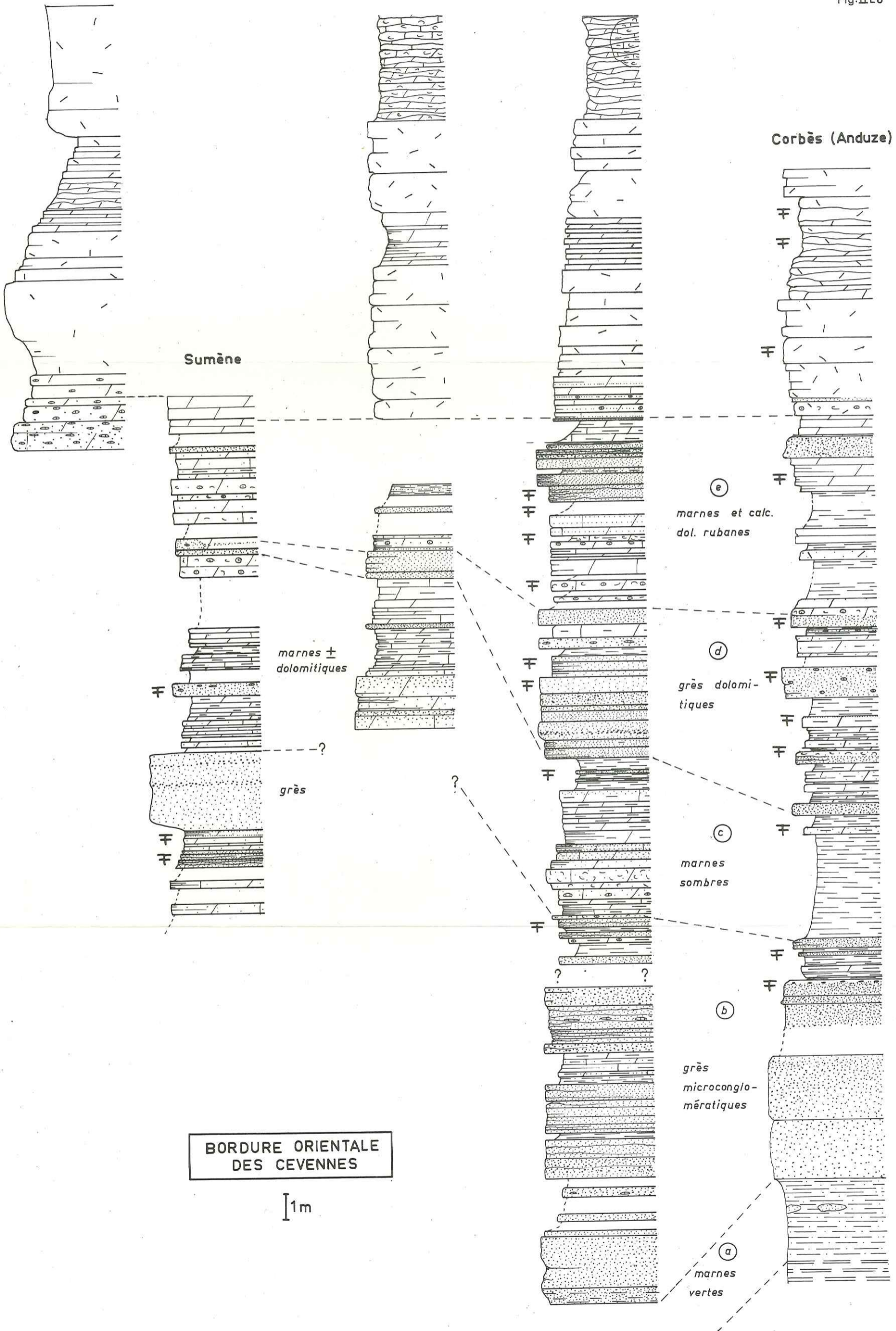
St Roman-de-Codières

St Hippolyte-du-Fort

Fig.IIE3

Corbès (Anduze)

Sumène



ZONE DAUPHINOISE

ZONE BRIANÇONNAISE
(Peyre - haut)

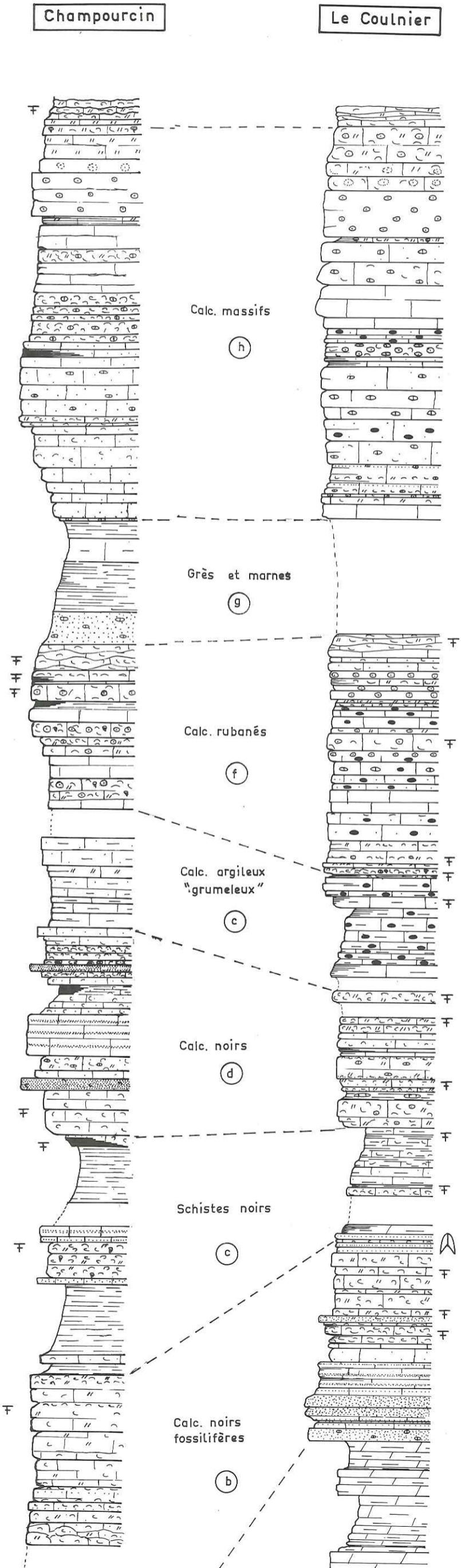
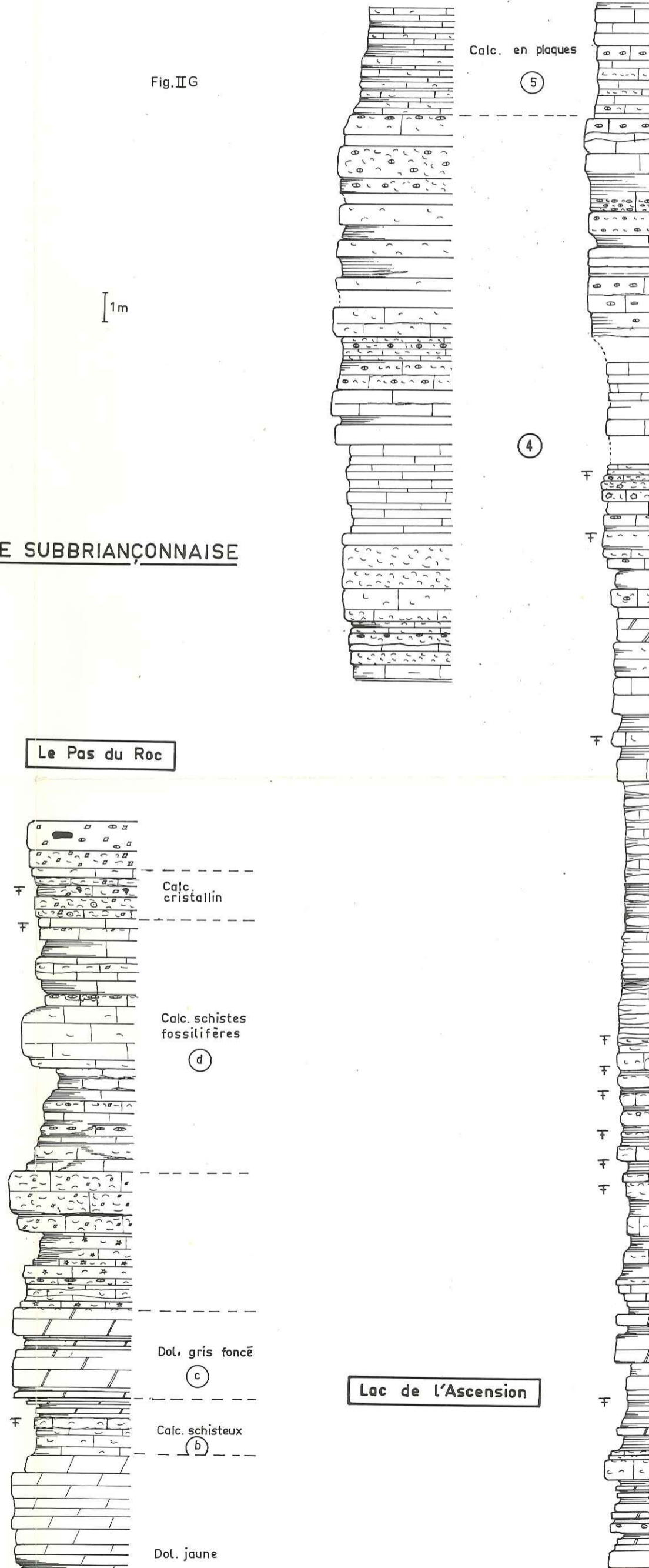
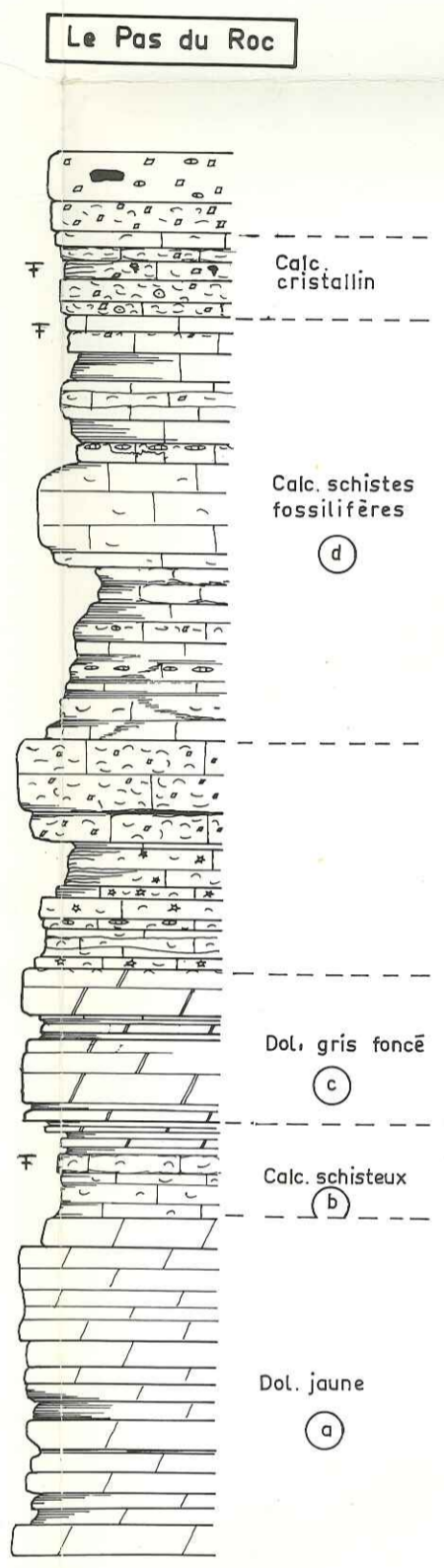
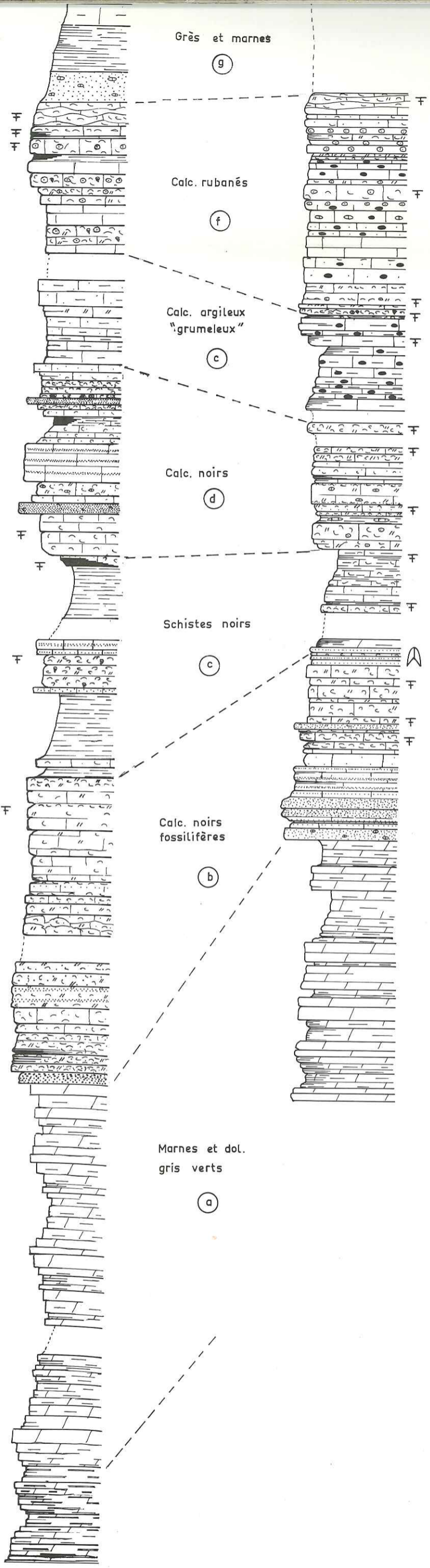


Fig. II G

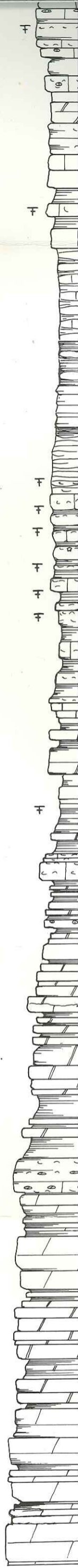
ZONE SUBBRIANÇONNAISE



ZONE SUBBRIANÇONNAISE

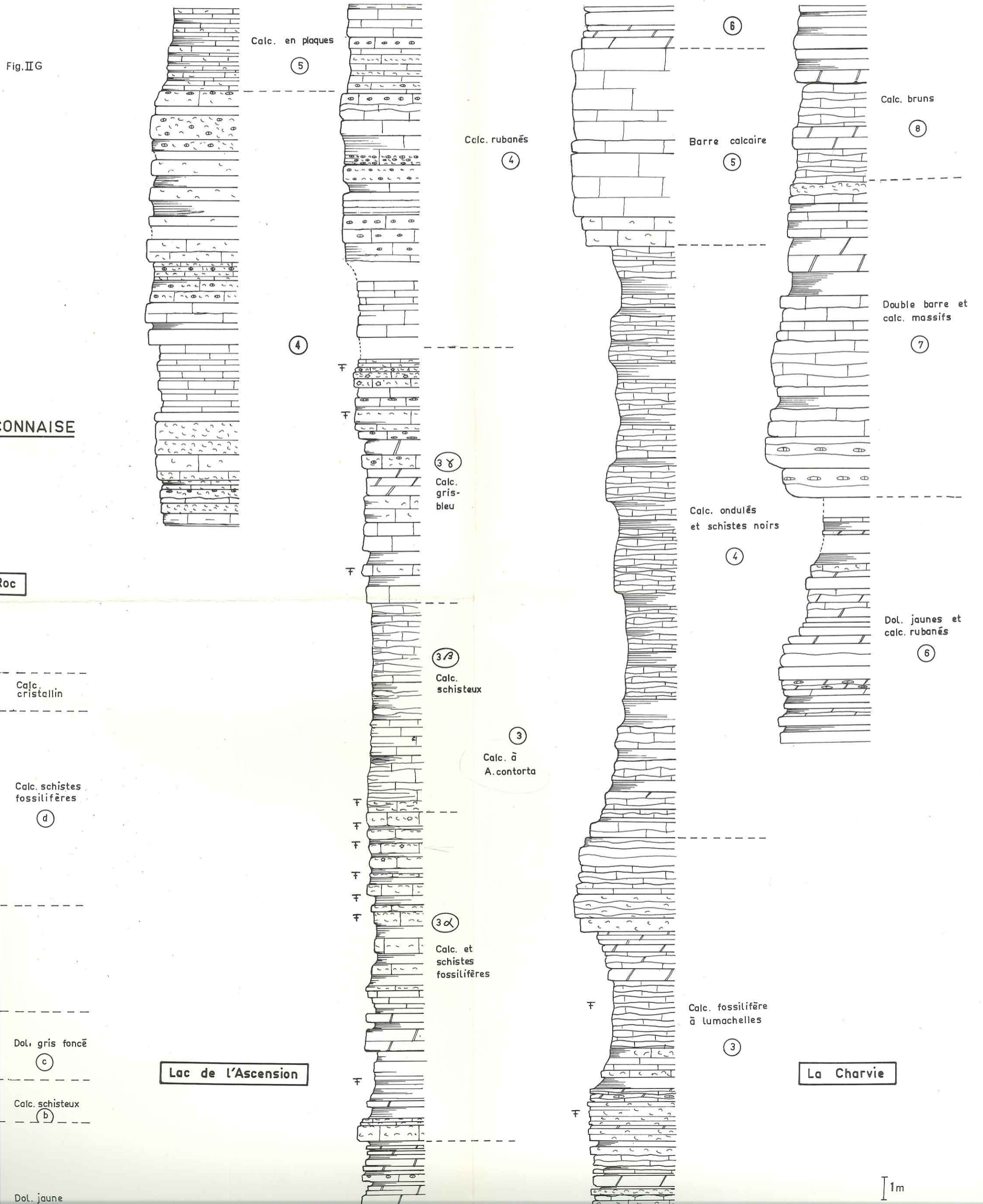


Lac de l'Ascension



ZONE BRIANÇONNAISE
(Peyre - haute)

ZONE PRÉPIÉMONTAISE
(Gondran)



BRIANÇONNAISE

Roc

Calc. cristallin

Calc. schistes fossilifères

(d)

Dol. gris foncé

(c)

Calc. schisteux

(b)

Dol. jaune

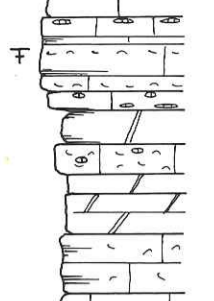
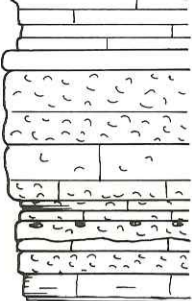
Lac de l'Ascension

La Charvie

1m

ONNAISE

loc



3γ
Calc.
gris-
bleu



3β
Calc.
schisteux

Calc.
cristallin

Calc. schistes
fossilifères
d

3
Calc. à
A. contorta



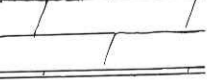
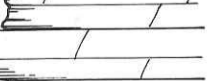
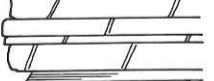
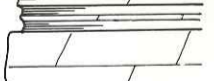
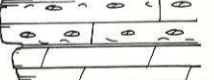
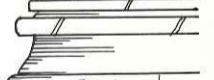
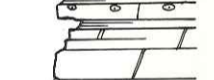
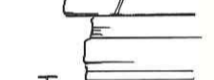
3α
Calc. et
schistes
fossilifères

Dol. gris foncé
c

Lac de l'Ascension

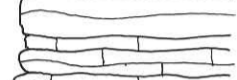
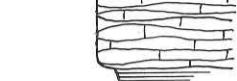
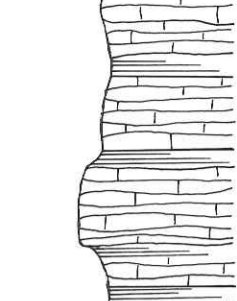
Calc. schisteux
b

Dol. jaune
a



2
Dol. à patine
jaune

1
Dol. gris clair

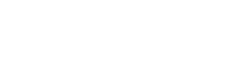
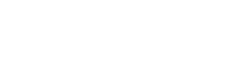
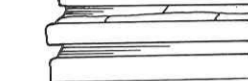
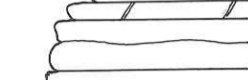
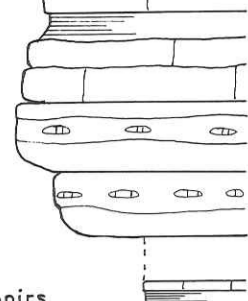


Calc. ondulés
et schistes noirs
4

3
Calc. fossilifère
à lumachelles

2
Dol. à patine
jaune

1
Dol. gris clair



Dol. jaunes et
calc. rubanés
6

1m

La Charvie

ROUERGUE



BAIE DES CAUSSES

MEYRUEIS



CEVENNES

S^tRome

MILLAU

Camprieu

S^tAffrique

S^tAFFRIQUE

Bruneterie

Sauclières

Alzon

Nonenque

Fondamente

LE VIGAN

Mas del Pont

Madières

SEUIL CAUSSENARD

MONTAGNE NOIRE

Pegarrolles

Parlatges

LODEVE

Lunas

Les Aires



S^tCHINIAN

Le Brabet

calcaires dolomitiques rubanes

plaquettes à limachelles

grès à dragees

dolomies jaunes et calcaires bruns

marnes vertes

BORDURE

LANGUEDOCIENNE

Dessin M. PROUVOT

