



HAL
open science

Le Trias et le Lias inférieur de la bordure occidentale du Massif du Pelvoux (Alpes occidentales) : stratigraphie et tectonique synsédimentaire.

Philippe Baron

► To cite this version:

Philippe Baron. Le Trias et le Lias inférieur de la bordure occidentale du Massif du Pelvoux (Alpes occidentales) : stratigraphie et tectonique synsédimentaire.. Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1981. Français. NNT: . tel-00530122

HAL Id: tel-00530122

<https://theses.hal.science/tel-00530122>

Submitted on 27 Oct 2010

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.

DUMONT

UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE
THESE DE DOCTORAT DE SPECIALITE
GEOLOGIE APPLIQUEE
MENTION:GEOLOGIE DES CHAINES ALPINES

LE TRIAS ET LE LIAS INFERIEUR DE LA
BORDURE OCCIDENTALE DU MASSIF DU
PELVOUX (ALPES OCCIDENTALES): STRATIGRAPHIE
ET TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

par Philippe BARON

THÈSE SOUTENUE LE 13 NOVEMBRE 1981 DEVANT LA COMMISSION D'EXAMEN

MM. J. DEBELMAS
M. LEMOINE
M. GIDON
H. ARNAUD

PRÉSIDENT
RAPPORTEUR
EXAMINATEUR
EXAMINATEUR

LE TRIAS ET LE LIAS APRES DE LA
BORNE OCCIDENTALE DU MASSIF DU
PELOUX (ALPES OCCIDENTALES) STRATIGRAPHIE
ET TECTONIQUE SYSTÉMATIQUE

par Philippe BARON

Je dédie ce travail, les peines
et les joies qu'il représente,
à mes amis des pays matériel-
lement délaissés.

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, je tiens à remercier :

- Monsieur J. DEBELMAS qui me fait l'honneur de présider le jury de thèse.
 - Monsieur M. LEMOINE qui a dirigé mes recherches sur le terrain et qui m'a conseillé pour la rédaction de ce mémoire.
 - Messieurs M. GIDON et H. ARNAUD pour les discussions toujours fructueuses que l'on a eues sur le terrain et au laboratoire.
 - Messieurs l'abbé MOUTERDE et J.C. GALL ainsi que Madame ADLOF pour la détermination des fossiles. Messieurs P. CROS et P. de GRACIANSKY, pour l'apport de leurs connaissances sur les milieux de sédimentation du Trias.
 - Madame ARNAUD VANNEAU, Messieurs J.P. USELLE et J.P. THIEULOY pour leurs conseils au laboratoire.
 - Mademoiselle G. ADLINE et Monsieur G. BUFFET pour les discussions que l'on a eues concernant les spilites triasiques du Pelvoux.
 - Monsieur J. SARROT-REYNAULD qui outre des discussions à caractère scientifique, m'a beaucoup aidé dans la recherche d'un poste de coopérant. Cela m'a permis d'être plus disponible à mon travail.
 - les gardes du Parc National des Ecrins qui m'ont accompagné sur le terrain dans des endroits difficiles.
 - Mes collègues chercheurs, étudiants et techniciens de l'Institut, qui d'une manière ou d'une autre m'ont facilité la tâche. Je veux nommer en particulier Mesdames REVOL et MEUGNIOT qui ont dactylographié ce texte.
 - Les amis Foccolari, mes parents et Isabelle, qui tous m'ont aidé à réaliser ce travail en toute sérénité.
- Une fois de plus, j'exprime à Monsieur LEMOINE, ma plus vive reconnaissance pour le temps qu'il m'a consacré et la patience dont il a fait preuve pendant la réalisation de ce travail. Cela m'a profondément touché.

RÉSUMÉ

Ce travail s'inscrit dans le cadre de l'étude de la naissance et de l'évolution de la Tethys mésozoïque et de sa marge continentale européenne. Il concerne les effets de la période *pré-océanique* (Trias) et ceux de la transition au *rifting* (Lias inférieur), observables dans les sédiments de la bordure occidentale du Pelvoux.

L'analyse des sédiments triasiques et liasiques a permis de distinguer les formations successives suivantes :

1 à 4 TRIAS :

- 1) Grès de base : peu épais, ils proviennent de l'altération du cristallin sous-jacent.

2) Formation carbonatée médiane (20 m environ) : bancs dolomitiques (parfois calcaires). La présence de pseudomorphoses de nodules d'anhydrite et de cristaux de gypse, de fentes de dessiccation, de bioturbations etc. indique un dépôt en milieu lagunaire supratidal, à tendance réductrice et sans courants importants. Elle est datée de la limite Trias moyen - Trias supérieur (*Myophoria goldfussi*).

3) Formation des schistes noirs (1 à 10 m) : ce sont des dépôts détritiques fins ne présentant pas de stratifications entrecroisées, associés à de petits bancs dolomitiques : dépôt dans des lacs de faible profondeur.

4) Formation argilo-carbonatée supérieure (10 à 60 m, y compris les coulées spilitiques) : alternance d'*argilites* rouges ou vertes et de bancs dolomitiques et/ou calcaires. On y observe des intercalations de coulées spilitiques, remplaçant même tous les sédiments vers le haut de la formation. La présence de nodules dolomitiques, de couleurs de *marmorisation*, dans les *argilites*, de fentes de dessiccation et de laminations algaires, dans les dolomies ou les calcaires indique un domaine de sédimentation supratidal composé d'une juxtaposition de zones faiblement immergées avec ou sans courant et de zones émergées.

5-6 LIAS :

5) Hettangien inférieur (ou Rhétien?) :

0 à 15 m ; alternance de calcaires souvent lumachelliques et de marnes ou d'*argilites* vertes : milieu de sédimentation variant d'un domaine intertidal marin ouvert à supratidal.

Hettangien supérieur :

Calcaires bioclastiques en bancs demi-métriques : milieu de sédimentation dans un domaine subtidal marin ouvert.

6) Sinémurien : alternance bien réglée de bancs décimétriques de marnes et de calcaires de type mudstone : ils se sont déposés en milieu marin franc et indiquent un approfondissement du bassin de sédimentation.

La cartographie et la mise en évidence de variations lithologiques entre les coupes ont permis de reconstituer l'histoire tectono-sédimentaire suivante :

1) les premiers dépôts triasiques moulent une paléotopographie anté-triasique composée de petits reliefs ne dépassant pas une quinzaine de mètres de dénivelée.

2) la tectonique triasique elle-même se manifeste essentiellement entre le début du dépôt de la formation 4 et l'Hettangien inférieur. C'est une tectonique distensive qui crée un réseau de failles normales à faibles rejets, d'orientation subméridienne et N 65°-70°. Localement, on observe, centré sur un petit paléograbén déterminé par des failles subméridiennes, un olistolithe intratriasique. Ailleurs, on a pu mettre en évidence un léger basculement du substratum. Enfin cette tectonique est immédiatement suivie par la mise en place de coulées volcaniques. Celles-ci cicatrisent, au Norien-Rhétien et à l'Hettangien inférieur, les structures triasiques.

3) Après une période d'érosion peu intense, la mer hettangienne envahit progressivement toute la région étudiée. La tectonique liasique se manifeste dès cette époque. Elle est distensive et est responsable de la subsidence, notamment de l'approfondissement brutal du bassin de sédimentation vers la limite Hettangien-Sinémurien. Elle donne naissance à des failles normales d'orientation grossièrement N-S qui sont associées à des basculements synsédimentaires du substratum et à la mise en place d'olistolithes. L'amplitude des mouvements verticaux est plus importante au Lias qu'au Trias.

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE PREMIER - INTRODUCTION	1
I - BUT DE L'ETUDE	1
II - SITUATION GEOGRAPHIQUE	2
III - CADRE GEOLOGIQUE GENERAL ET BREVE SYNTHÈSE DES TRAVAUX ANTERIEURS..	4
III.1. Cadre géologique général	4
III.2. Brève synthèse des travaux antérieurs	6
III.2.1. Stratigraphie et paléogéographie	6
- Notion de <i>chaîne</i> vindélicienne	
- Stratigraphie du Trias	
- Notion de <i>seuil</i> vindélicien	
- Notions récentes	
III.2.2. Les spilites de la bordure occidentale du Pelvoux .	8
III.2.3. Stratigraphie et paléogéographie au Lias	8
IV - METHODOLOGIE	9
PARTIE A - STRATIGRAPHIE ET MILIEUX DE SEDIMENTATION	
CHAPITRE II - LE TRIAS	13
I - LES GRES DE BASE : FORMATION 1	13
I.1. Description à l'échelle des affleurements	13
I.2. Description microscopique	18
I.3. Le milieu de sédimentation des grès de base	19
II - FORMATION CARBONATEE MEDIANE : FORMATION 2.....	19
II.1. Formation 2a	19
II.1.1. Effets de la diagenèse précoce	20
1) Nodules d'anhydrite	
2) Cristaux de gypse	
3) Dolomitisation	
4) Silicification	
II.1.2. Structures de dépôt originelles ou suboriginelles	24
1) Laminations algaires	
2) Bioturbations	
3) Accumulations de lamellibranches	
4) Structures fenestrées	
5) Polygones, cupules et fentes de dessiccation	
6) Surfaces de bancs ondulées, surtout dans la partie supérieure de la série	
7) Présence possible de chenaux vers la base de la formation	
II.1.3. Séquences sédimentaires dans la formation 2a	31
1) Séquences d'ordre décimétrique	
2) Séquences d'ordre métrique	
II.1.4. Conclusion sur le milieu de sédimentation de la formation 2a	32
II.2. Formation 2b	33
II.2.1. Description	33
1) A l'échelle de l'affleurement	
2) A l'échelle de l'échantillon	
3) En lame mince	

- II.2.2. Conclusion sur le milieu de sédimentation de la formation 2 b 35
- III - FORMATION DES SCHISTES NOIRS : FORMATION 3 35
 - III.1. Description 35
 - III.2. Interprétation 36
- IV - FORMATION ARGILO-CARBONATEE SUPERIEURE : FORMATION 4 36
 - IV.1. Formation 4a 40
 - IV.1.1. Effets de la diagenèse précoce 40
 - 1) Dolomitisation
 - 2) Silicification
 - 3) Nodules d'anhydrite
 - IV.1.2. Structures originelles ou sub-originelles de dépôt .. 41
 - 1) Cupules et polygones de dessiccation ..
 - 2) Laminations algaires ..
 - 3) Stratifications entrecroisées ..
 - 4) Oolithes ..
 - IV.1.3. Limite supérieure de la formation 4a et activités volcaniques 42
 - IV.1.4. Conclusion sur le milieu de sédimentation 42
 - IV.2. Formation 4b 43
 - IV.2.1. Les bancs dolomitiques ou calcaires 43
 - 1) Effets de la diagenèse précoce
 - a) Nodules d'anhydrite
 - b) Dolomitisation
 - c) Silicification
 - 2) Structures originelles ou suboriginelles des dépôts
 - a) Laminations algaires
 - b) Polygones, cupules et fentes de dessiccation
 - c) Stratifications entrecroisées
 - d) Traces probables de gouttes de pluie
 - e) Petites rides régulières et symétriques et ondulations irrégulières plus importantes
 - IV.2.2. Les *argilites* vertes et rouges 46
 - 1) Nature et origine possible
 - 2) Phénomènes pédogénétiques
 - a) Acquisition de la couleur
 - b) Marmoritisation
 - c) Nodules de carbonates
 - IV.2.3. Mise en place des coulées volcaniques : effets de cuisson sur les sédiments sous-jacents 48
 - IV.2.4. Séquences sédimentaires et variations latérales de faciès 48
 - 1) Description des séquences
 - 2) Variations latérales dans la composition sédimentaire des séquences ..
 - a) Mise en évidence
 - b) Comment peuvent se faire ces variations ?
 - c) Conclusion
 - IV.2.5. Place des coulées spilitiques dans la formation 4b.. 50
 - IV.2.6. Conclusion sur le milieu de sédimentation de la formation 4b 51
 - 1) Mode de dépôt des séquences sédimentaires et environnement paléogéographique.
 - 2) Mise en place des coulées volcaniques

V - CONCLUSION DE L'ETUDE DES FORMATIONS TRIASIQUES	53
V.1. Données paléontologiques	53
V.2. Présentation de l'ensemble des coupes levées sur le terrain et conclusion sur les milieux de sédimentation	54
CHAPITRE III - LE LIAS	61
I - FORMATION 5a (Hettangien)	61
I.1. Description de la coupe du Vet	65
I.2. Conclusion sur le milieu de sédimentation	66
I.3. Données paléontologiques	66
II - FORMATION 5b ET LE FACIES PARTICULIER DE CELLE-CI : 5c (Hettangien supérieur)....	66
II.1. Description de la coupe du talweg immédiatement à l'Ouest du Ruisseau de la Chauve)	67
II.2. Description de la coupe en aval de la combe de la Vivolle (for- mation 5b et son faciès particulier 5c)	69
II.3. Conclusion sur le milieu de sédimentation	70
II.4. Données paléontologiques	71
III - FORMATION 6 (Sinémurien)	71
IV - CONCLUSION	71
 PARTIE B - VARIATIONS LITHOLOGIQUES ENTRE LES COUPES ; MISE EN EVIDENCE DE TECTONIQUES SYNSEDIMENTAIRES	
CHAPITRE IV - SECTEUR DE L'ESPARCELET	75
I - SITUATION GENERALE	75
I.1. Présentation cartographique	75
I.2. Succession lithologique normale	75
II - STRUCTURE D'AGE TRIASIQUE	79
II.1. Ravinements, failles et olistolithe au sein du Trias dans le secteur de Dessous les Lumières	79
II.1.1. Description de la partie occidentale, crête de Chamousset 1) Succession lithologique 2) Ravinement au sein du Trias	79
II.1.2. Description du secteur central (Dessous les Lumières pro- prement dit)..... 1) Succession lithologique 2) Les failles	81
II.1.3. Description du secteur oriental	83
1) Premier affleurement 2) Deuxième affleurement	84
II.1.4. Interprétation	84
1) Corrélations des coupes entre elles 2) Existence d'un olistolithe intratriasique dans le graben limité par F1 et F2. 3) Récapitulation de la tectonique synsédimentaire tria- sique affectant ce secteur	86
II.2. Failles et ravinement au sein du Trias dans le secteur du ravin de Combe Bonne du Ravin de la Lavey et de la Crête de la Lavey.	88
II.2.1. Comparaison des coupes de la crête de la Lavey et du ravin de Combe Bonne	88
1) Variations lithologiques 2) Interprétation	90
II.2.2. Comparaison des coupes du ravin de Combe Bonnetet du ravin de la Lavey	90
1) Variations lithologiques 2) Interprétation	

II.2.3. Comparaison entre les coupes du ravin de la Lavey et de la crête de Chamousset	91
II.2.4. Récapitulation de la tectonique syntriasique affectant ce secteur	92
1) Première hypothèse : un seul épisode tectonique	
2) Deuxième hypothèse : deux épisodes tectoniques successifs.	
III - SURFACE PALEOTOPOGRAPHIQUE AU MOMENT DES PREMIERS DEPOTS LIASIQUES (CORRELATION DES TERRAINS TRIASIQUES ENTRE LES DEUX SECTEURS).....	94
III.1. Phase d'érosion après la mise en place de la dernière coulée spilitique (terme 4b (d) et transgression liasique.....	94
III.1.1. Transgression liasique dans le secteur de Dessous-les-Lumières	95
III.1.2. Transgression liasique dans le secteur Nord	95
III.2. Forme de la surface paléotopographique après l'érosion fin Trias - début Lias - Corrélations entre les deux secteurs..	97
IV - STRUCTURES D'AGE LIASIQUE	98
IV.1. Le redoublement de la série triasique est-il dû à un pli...	98
IV.2. Le redoublement de la série triasique s'explique par la présence d'un olistolithe de matériel triasique dans les sédiments liasiques	101
V - CONCLUSION	102
 CHAPITRE V - LE SECTEUR D'ENTRAIGUES	103
I - SITUATION GENERALE	103
I.1. Présentation cartographique	103
I.1.1. Les failles	103
I.1.2. Influence des déformations compressives alpines sur les reconstitutions paléotectoniques et paléogéographiques du Trias et du Lias	105
I.2. Description de la succession lithologique normale	106
II - FORME INITIALE DE LA SURFACE DU SOCLE LORS DU DEPOT DES PREMIERS BANCS TRIASIQUES	107
II.1. Paléorelief visible au point d'observation 7 (à l'Est du Palétas)	107
II.2. Paléorelief visible au point d'observation A (Arcanier).....	110
II.2.1. Versant Sud Ouest de la butte 2540,7 m.....	110
II.2.2. Versant Nord de l'Arcanier	112
II.2.3. Etude du paléorelief	112
II.3. Essai de reconstitution d'ensemble de la paléotopographie du socle lors du dépôt des premiers bancs triasiques	114
III - STRUCTURES D'AGE TRIASIQUE	115
III.1. Discordance intratriasique visible au point d'observation 1 (Arcanier)	115
III.2. Variations lithologiques entre les points d'observation 7 et 9 : mise en évidence d'une faille syntriasique en 8 (à l'Est du Paletas)	117
III.3. Paléofaille d'âge triasique probable visible au point d'observation 11 (au Nord du Paletas).....	119
III.4. Essai de reconstitution d'ensemble des mouvements relatifs du socle, au cours du Trias, avant la mise en place des coulées spilitiques sommitales (terme 4 b (c)	122
IV - SURFACE PALEOTOPOGRAPHIQUE AU MOMENT DES PREMIERS DEPOTS LIASIQUES.	123
IV.1. Phase d'érosion après la mise en place des coulées spilitiques sommitales (termes 4 b (c)	123
IV.2. Transgression liasique et forme de la surface paléotopographique existante après la mise en place des coulées spilitiques sommitales du Trias (terme 4b (c)	126

V - STRUCTURES D'AGE LIASIQUE 127

V.1. Faille synliasique au point d'observation 18 (au Nord du lac du Vallon) 127

V.2. Mouvements de basculement et faille synliasiques au point d'observation 16 (en aval de la Vivolle) 128

V.3. Conclusion sur la tectonique synliasique 131

VI - CONCLUSIONS SUR LES TECTONIQUES SYNSEDIMENTAIRES DANS LE SECTEUR D'ENTRAIGUES 132

CHAPITRE VI - CONCLUSIONS GENERALES : RECAPITULATION DES RESULTATS ET CORRELATION TECTONO-SEDIMENTAIRE DES DIFFERENTS SECTEURS 135

I - RECAPITULATION DES RESULTATS 135

I.1. Stratigraphie: âge probable des différentes formations 135

I.1.1. Rappel des données paléontologiques 135

Le Trias

Le Lias

I.1.2. Ages vraisemblables des différentes formations 136

Conclusion

I.2. Les milieux de sédimentation et la subsidence 139

I.2.1. Rappel des données sédimentologiques 139

Au Trias

A l'Hettangien inférieur

A l'Hettangien supérieur

Au Sinémurien inférieur

Conclusion

I.2.2. Vitesse de subsidence aux différentes époques 140

Au Trias

A l'Hettangien

Au Sinémurien

I.3. Tectoniques synsédimentaires 141

I.3.1. Au Trias 142

Conclusion

I.3.2. Au Lias 145

Conclusion

II - CORRELATION TECTONO-SEDIMENTAIRE DES DIFFERENTS SECTEURS 147

A - Lors du dépôt de la formation 4a 147

B - Lors du dépôt de la base de la formation 6 (Sinémurien).. 149

La tectonique liasique..... 150

CHAPITRE PREMIER - INTRODUCTION

I. BUT DE L'ÉTUDE

L'étude présentée ici s'inscrit dans le cadre du travail de l'équipe de recherche dont la coordination est assurée par M. LEMOINE *, et dont le thème est l'étude de la paléotectonique dis-tensive triasico-liasique affectant les Alpes occidentales; il s'agit de mieux comprendre la naissance et l'évolution de la Téthys mésozoï-que et de sa marge continentale européenne.

LEMOINE et al. (1970, 1975, 1978, 1979, 1980, 1981) ont mon-tré que quatre "phases", distinctes dans les effets et dans le temps, caractérisent cette évolution:

1) Période "pré-océanique" : (Trias et parfois début Lias): il n'y a pas encore dans le secteur Alpino-apenninique d'espace océa-nique téthysien. Les futures marges continentales de cet océan sont le siège d'une sédimentation de plate-forme en mer très peu profonde, mais l'activité tectonique, qui peut correspondre dans certains cas à un "*rifting avorté*", n'est pas négligeable.

2) Période dite de "*rifting*" : (Lias moyen ou supérieur selon les cas à Jurassique moyen): déclenchée par le début du mouvement rela-tif Afrique-Europe, et qui prélude à l'ouverture de l'Atlantique central et de la Téthys alpino-apenninique. C'est une période de transition en-tre 1) et 3).

* Outre M. LEMOINE, pour le sujet concerné, cette équipe est composée de: J. APRAHAMIAN, H. et A. ARNAUD, M. BOURBON, J.C. BARFETY, M. GIDON, P. de GRACIANSKY, R. MOUTERDE et de plusieurs 3 ème cycles dont je fais partie.

3) Période de l'expansion océanique (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur), avec évolution correspondante des marges continentales. Elle est caractérisée par l'apparition de croûte océanique dont les ophiolites de la zone piémontaise sont les témoins actuels.

4) Période de fermeture de l'espace océanique (Crétacé supérieur), suivie de la collision continentale qui a donné aux Alpes leur structure tectonique actuelle.

A l'intérieur de ce schéma général, on m'a demandé d'étudier plus précisément les effets de la période pré-océanique et la transition au "rifting" sur la bordure occidentale du Pelvoux. Cette région a été choisie car, comme on le confirmera plus loin, sa tectonisation y est relativement modeste, la qualité de ses affleurements y est bonne, et surtout les phénomènes intéressants la question posée y sont variés.

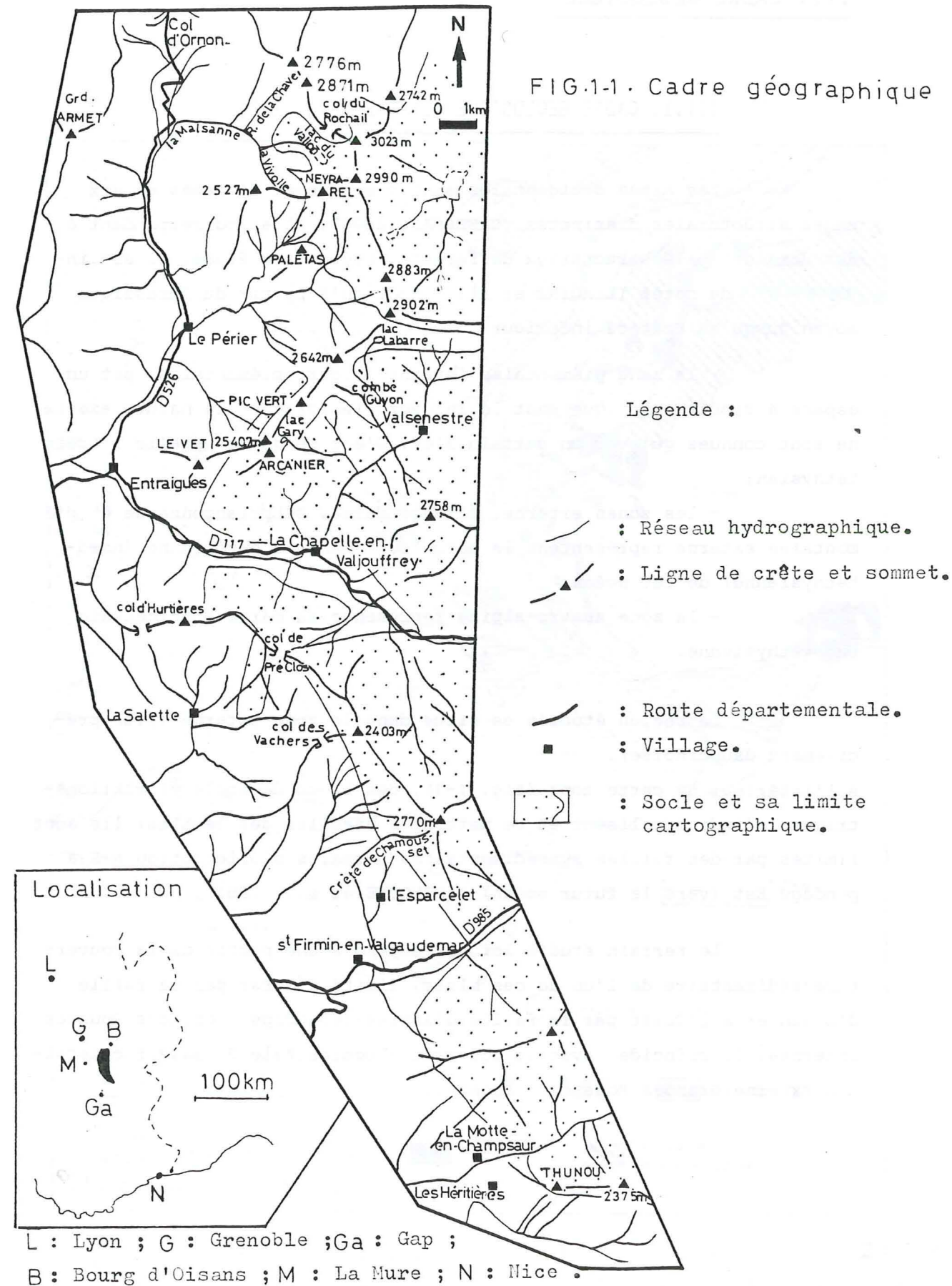
II. SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La région étudiée se situe grossièrement à mi-chemin entre Lyon et Nice, à une trentaine de kilomètres au Sud-Est de Grenoble. A une dizaine ou une quinzaine de kilomètres on trouve: au Nord, Bourg-d'Oisans; à l'Ouest, La Mure; au Sud, Gap.

Il s'agit d'une bande de terrain orientée selon un axe Nord-Sud, d'une trentaine de kilomètres de longueur et d'à peine dix de large. Elle correspond aux retombées occidentales des massifs Pelvoux et Sud des Grandes Rousses (dans la suite du texte on appellera cela: bordure occidentale du Pelvoux).

Au Nord et à l'Est, elle est limitée par la vallée de la Malsanne (se situant entre les massifs du Pelvoux et du Taillefer); vers le Sud-Est par la vallée du Drac.

Elle recoupe, du Sud vers le Nord, la vallée du Champsaur, le Valgaudemar, le Valjouffrey; au Nord, elle suit la crête reliant entre eux, l'Arcanier, le Pic Vert, la Tête des Chétives (2 902 m), la pointe de Confolens (2 990 m) et le Rochail (3 023 m).



III. CADRE GÉOLOGIQUE

III.1. CADRE GEOLOGIQUE GENERAL (Fig. 1-2)

Les Alpes occidentales sont communément divisées en six zones structurales distinctes (DEBELMAS, 1974). Elles correspondent à des domaines paléostratigraphiques différents. Pour notre étude, il est intéressant de noter (LEMOINE et al., 1980) qu'à partir du Jurassique moyen jusqu'au Crétacé inférieur:

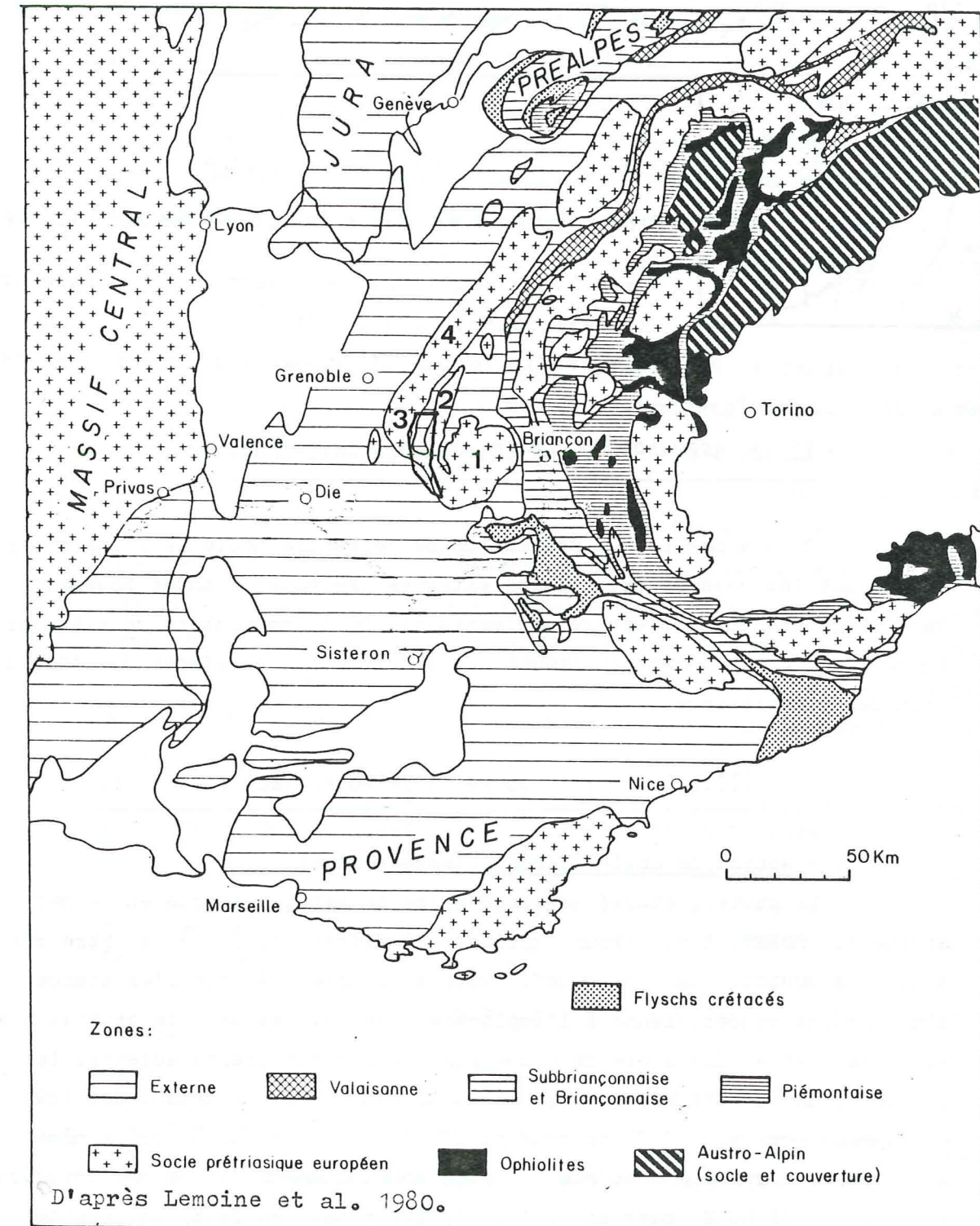
- la zone piémontaise interne (liguro-piémontaise) est un espace à croûte océanique dont la largeur, la forme et la nature exacte ne sont connues qu'avec un certain flou. C'est ce qu'on appelle l'océan téthysien;
- les zones externe, briançonnaise, subbriançonnaise et piémontaise externe représentent la marge continentale européenne (nord-téthysienne) de cet océan;
- la zone austro-alpine représente sa marge continentale sud-téthysienne.

La région étudiée se situe dans la zone externe (plus précisément dauphinoise). A l'intérieur de cette zone (fig. 1-3), des blocs de socle plurikilométriques s'individualisent et se mettent à basculer dès le Lias; ils sont limités par des failles synsédimentaires normales d'orientation N-S à pendage Est (vers le futur océan) - (LEMOINE et al., 1981).

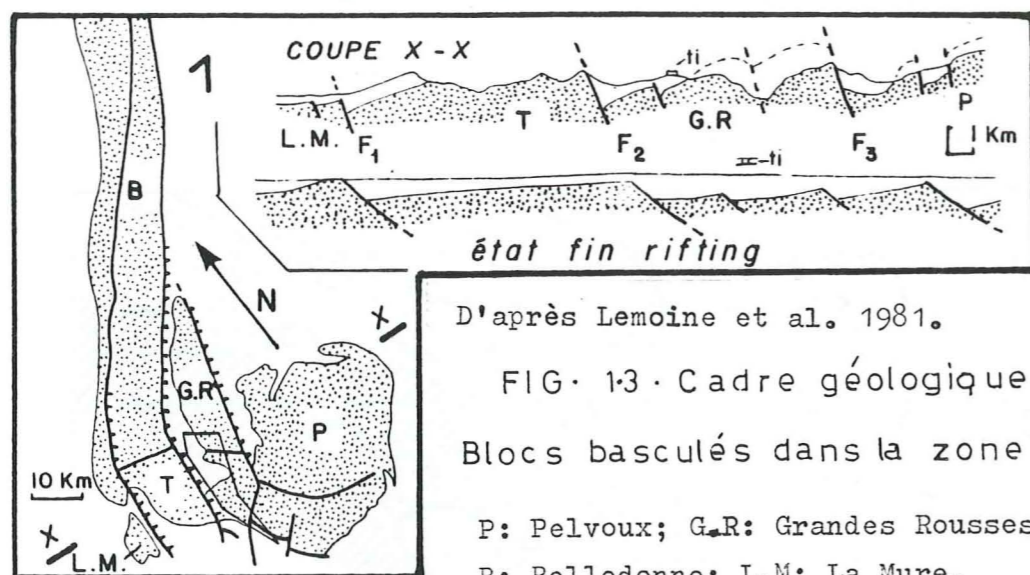
Le terrain étudié ici correspond à une partie de la couverture sédimentaire de l'un de ces blocs, limité à l'Est par la faille d'Ornon et à l'Ouest par la faille d'Aspres-les-Corps - Grandes Rousses internes. Il coïncide avec la couverture occidentale du massif cristallin externe Grandes Rousses - Rochail.

FIG. 1.2. Cadre géologique.

Carte structurale des Alpes Occidentales.



: Localisation du secteur étudié ; 1 : Massif du Pelvoux ; 2 : Massif des Grandes Rousses ; 3 : Massif du Taillefer ; 4 : Massif de Belledonne .



D'après Lemoine et al. 1981.

FIG. 13. Cadre géologique.

Blocs basculés dans la zone dauphinoise.

P: Pelvoux; G.R: Grandes Rousses; T: Taillefer;
B: Belledonne; L.M: La Mure.

F1: Accident médiant de Belledonne; F2: Faille d'Ornon; F3: Faille d'Aspres les Corps Grandes Rousses internes.

III.2. BREF APERCU SUR LES TRAVAUX ANTERIEURS

On n'a pas ici la prétention de reprendre toute la littérature concernant les massifs cristallins externes (Pelvoux, Grandes Rousses, Taillefer) et leur couverture sédimentaire. On se contentera de retracer à partir de trois thèmes de recherche, les principales étapes de l'évolution des connaissances.

III.2.1. Stratigraphie et paléogéographie du Trias

- Notion de chaîne vindélicienne (Trias)

Le secteur étudié se situe entre la mer germanique et la mer alpine (L. MORET, 1958). Pour expliquer la différence de faune entre ces deux mers GUMBELL (dans L. MORET, 1958) a suggéré très tôt l'existence d'une chaîne vindélicienne à l'emplacement actuel des massifs cristallins externes. Cette idée a été défendue ensuite par différents auteurs, le dernier étant G. WERGNER en 1956 (dans RICOUR, 1962). Pourtant dès 1894 P. TERMIER écrivait: " Il ne nous paraît pas douteux que la crête même des Rousses n'ait été couverte au moins momentanément par la mer triasique". En 1950, M. GIGNOUX observait qu'il n'y avait pas, en fait, une grande différence entre les faunes austro-alpines et germaniques et que l'ambiguïté était due surtout à ce que ces deux faunes aient été étudiées séparément. En 1961, R. BARBIER se faisait l'écho de tous en écrivant que si la chaîne vindélicienne existait au Nord du Mont Blanc, au Sud, il ne subsistait par contre que quelques îlots émergés tel celui du Dôme de La Mure.

- Stratigraphie du Trias (RICOUR et ses collaborateurs)

L'étude stratigraphique a permis de balayer la notion de chaîne vindélicienne. Cependant, celle-là se heurte au fait que la série triasique de la région concernée soit pratiquement azoïque. Sous l'influence de RICOUR (1962), on a rapproché le Trias de la bordure occidentale des massifs du Pelvoux - Taillefer à la série Vosgienne, et on en faisait du Trias supérieur. Cela s'appuyait sur les similitudes de faciès et sur deux gisements à *Myophoria goldfussi*: le premier à Champoléon (au Sud du Pelvoux) et déjà signalé en 1926 par M.P. JODOT (dans RICOUR, 1962), le deuxième dans la coupe de Côte Dure près de La Mure.

De plus, pour RICOUR, cette région à cette époque ne subissait aucun mouvement tectonique.

- Notion de "seuil" vindélicien

Sous l'influence de J. SARROT-REYNAULD² (1961, 1963, 1970) on a comparé le Trias de nos régions à celui des zones plus internes. Cela implique qu'en certains endroits la série triasique va du Trias inférieur au Trias supérieur. Cela permet aussi de mieux expliquer les indices de mouvements tectoniques synsédimentaires que refusait de voir RICOUR, et qui pourtant avaient déjà été signalés par P. LORY en 1908. Le modèle proposé est celui du "seuil" vindélicien consistant en une succession de horsts et de grabens d'orientation N-S, ayant joué à plusieurs reprises au cours du Trias et du Lias. Au Trias, cela se traduit de la manière suivante:

- . le Muschelkalk inférieur se dépose dans les grabens (côte Dure par exemple), alors que les horsts restent émergés.
- . le Muschelkalk supérieur recouvre horsts et grabens.
- . A la fin du Muschelkalk, il y a un mouvement tectonique qui remonte les horsts de sorte qu'au Keuper, la sédimentation ne se fait plus de nouveau que dans les grabens.
- . Les coulées se mettent en place par la suite et sont indicatrices d'un nouveau mouvement.

Voir aussi les travaux de : J. REBOUL, 1962; M. BORNUAT, 1962; J. VERNET, 1964; J. APRAHAMIAN, 1968; J. BARFETY, M. GIDON, J. HAUDOUR dans une note commune de 1970.

-Notions récentes

Elles sont exposées dans une note commune de J.C. BARFETY, M. GIDON, J. HAUDOUR et J. SARROT-REYNAULD, 1970, concernant le Trias et le Lias du Dôme de La Mure et de la chaîne de Belledonne méridionale. A ces époques, les sédiments se sont déposés en bordure de côtes, ou de hauts fonds dont l'instabilité et l'escarpement sont confirmés par la présence d'olistolithes interstratifiés. Le modèle proposé par ces auteurs est celui des côtes rocheuses et des hauts fonds actuels d'où d'immenses blocs s'effondrent dans des zones de sédimentation, elles mêmes soumises à des soubressauts quasi continus.

III.2.2. Les spilites de la bordure occidentale duPelvoux

Pour connaître l'évolution des connaissances concernant ce sujet, on se reportera à la thèse de AUMAITRE et BUFFET, 1973, et à celle de G. ALDINE (sous presse).

III.2.3. Stratigraphie et paléogéographie au Lias

Dès 1908, P. LORY a étudié les sédiments liasiques du dôme de La Mure. Pour lui, ces dépôts contenant des galets de terrains stratigraphiquement inférieurs, sont de faciès de plages rocheuses, signes de la bordure d'une zone émergée ou tout au moins d'un haut fond. Les auteurs plus récents (L. MORET et G. MANQUAT, 1948; L. MORET, 1958; J. APRAHAMIAN, 1968, etc.), qui ont travaillé sur la même région ou dans les limites mêmes de notre terrain n'ont pas modifié sensiblement ces données. Ce n'est qu'en 1970, dans la note déjà citée ci-dessus, que J.C. BARFETY, M. GIDON, J. HAUDOUR et J. SARROT-REYNAULD ont pu interpréter comme olistolithes (échos d'une tectonique synsédimentaire) les intercalations de schistes cristallins, de Houiller ou de Trias rencontrées en différents endroits vers le dôme de La Mure, dans les assises du Lias, et qui étaient prises jusqu'alors comme des écailles dues à la tectonique alpine.

IV. MÉTHODOLOGIE

Pour essayer de répondre à la question posée, on a suivi la démarche suivante:

1/ Nombreux levés de coupes "bancs par bancs" et travail de laboratoire rapide pour définir les milieux de sédimentation;

2/ Définition d'une lithostratigraphie et corrélation des coupes entre elles;

3/ Cartographie au 1/10 000^e et/ou au 1/20 000^e et dessins d'affleurements des secteurs présentant un intérêt pour l'étude de la tectonique synsédimentaire.

=====

PARTIE "A"

STRATIGRAPHIE ET MILIEUX DE SEDIMENTATION

AVANT-PROPOS

Dans cette partie, l'étude des coupes, levées sur le terrain, est abordée de manière à faire ressortir toutes les observations qui contribuent à mieux comprendre les milieux de sédimentation.

Dans la partie B, au contraire, on insistera davantage sur leur aspect géométrique (description de bancs repères etc...).

CHAPITRE II - LE TRIAS

Sur le terrain quatorze coupes (localisation fig.2.1) ont été levées dans le but d'établir une lithostratigraphie. On n'en étudiera précisément que quatre, représentatives de la série sédimentaire triasique (Fig.2.2.), les autres sont présentées plus succinctement à la fin de ce chapitre (§ V, fig. 2.2 4.).

Les terrains triasiques sont peu épais : 40 à 150 mètres. On peut les subdiviser en quatre formations, qui correspondent à des milieux de sédimentation différents :

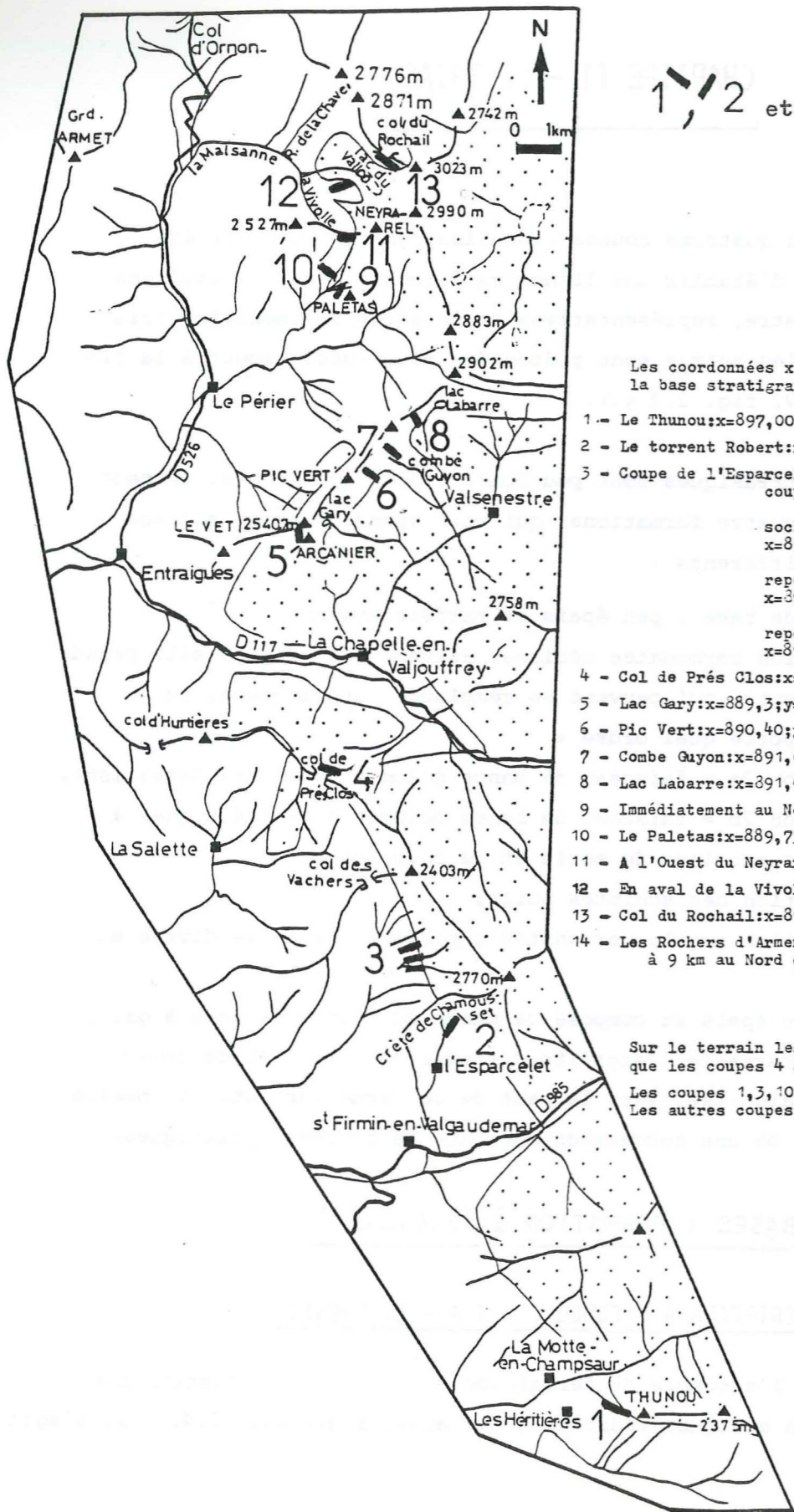
- 1 - les grès de base : peu épais et parfois absents ;
- 2 - la formation carbonatée médiane. Suivant les points, elle prend deux faciès différents, qui peuvent se remplacer latéralement, ou se succéder dans n'importe quel ordre :
 - formation 2a = faisceau de bancs dolomitiques sans détritisme,
 - formation 2b = faisceau de bancs dolomitiques bréchiques à éléments anguleux de socle et de dolomie.
- 3 - la formation des schistes noirs;
- 4 - la formation argilo-carbonatée supérieure, elle se divise en deux termes :
 - 4 a = peu épais et composé de bancs dolomitiques ocre à gris,
 - 4 b = alternance d'"argilites" rouges ou vertes et de bancs dolomitiques ou calcaires. Vers le haut de ce terme surtout, on observe des intercalations ou une succession continue de coulées spilitiques.

I. LES GRÈS DE BASES : FORMATION 1 (FIG.2.3.)

I.1. DESCRIPTION A L'ECHELLE DES AFFLEUREMENTS

Sur l'ensemble du terrain, on n'observe la formation des grès de base qu'en quelques endroits (voir aussi fig.2.2. et 2.4.). Il s'agit

Fig.2.1. Localisation des coupes .



1, 2 etc.: Numéros et localisations des coupes 1,2,etc., sur la carte. Leurs noms et leurs localisations exactes sont donnés ci-dessous.

Les coordonnées x,y,z sont les coordonnées Lambert III de la base stratigraphique des coupes.

- 1 - Le Thunou: x=897,00; y=3276,55; z=1620m.
- 2 - Le torrent Robert: x=892,93; y=3285,15; z=1700m.
- 3 - Coupe de l'Esparcelet : celle-ci est un montage entre trois coupes:
 - Coupe de la crête de la Lavey (entre le socle et le repère α sur la fig.2.3) : x=892,55; y=3286,15; z=1950m.
 - Coupe du ravin de Combe Bonne (entre les repères β et γ sur la fig.2.3) : x=892,45; y=3286,00; z=1930m.
 - Coupe du ravin de la Lavey (entre le repère δ et le sommet de la coupe sur la fig.2.19) : x=892,5; y=3285,75; z=1930m.
- 4 - Col de Près Clos: x=889,85; y=3290,5; z=1975m.
- 5 - Lac Gary: x=889,3; y=3296,05; z=2490m.
- 6 - Pic Vert: x=890,40; y=3297,4; z=2450m.
- 7 - Combe Guyon: x=891,60; y=3298,4; z=2000m.
- 8 - Lac Labarre: x=891,45; y=3298,4; z=2180m.
- 9 - Immédiatement au Nord du Paletas: x=890,05; y=3301,83; z=2120m.
- 10 - Le Paletas: x=889,75; y=3302,05; z=1940m.
- 11 - A l'Ouest du Neyrarel: x=890,25; y=3302,7; z=2540m.
- 12 - En aval de la Vivolle: x=889,57; y=3303,85; z=2510m.
- 13 - Col du Rochail: x=890,95; y=3304,6; z=2880m.
- 14 - Les Rochers d'Armentier (en dehors des limites de notre terrain à 9 km au Nord du col du Rochail): x=893,15; y=3312,4; z=1250m.

Sur le terrain les coupes 1,2,3 sont en séries inverses, alors que les coupes 4 à 14 sont en séries normales. Les coupes 1,3,10,14 sont présentées aux fig.2.2,2.3, et 2.19. Les autres coupes sont présentées à la fig.2.24.

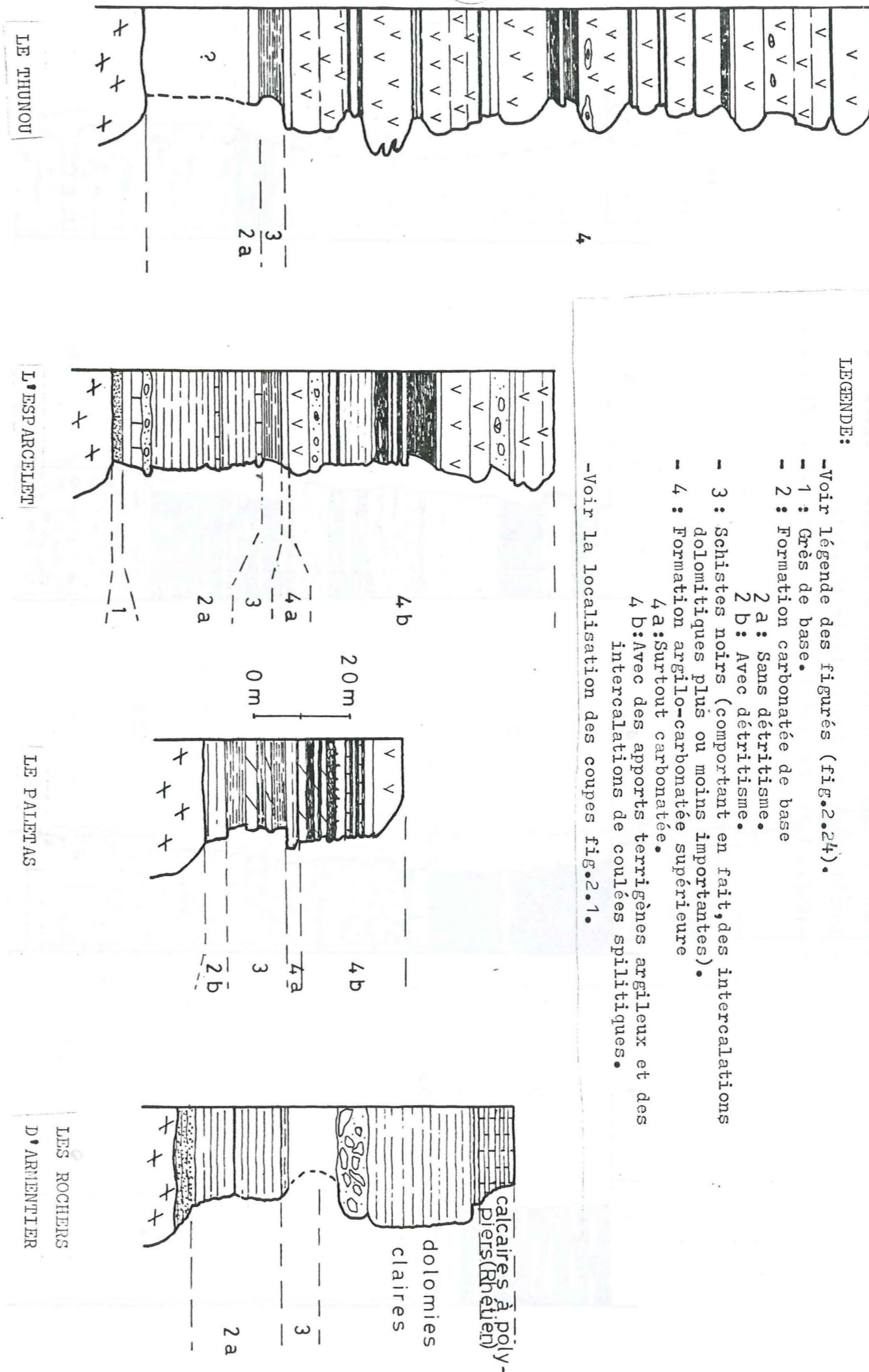


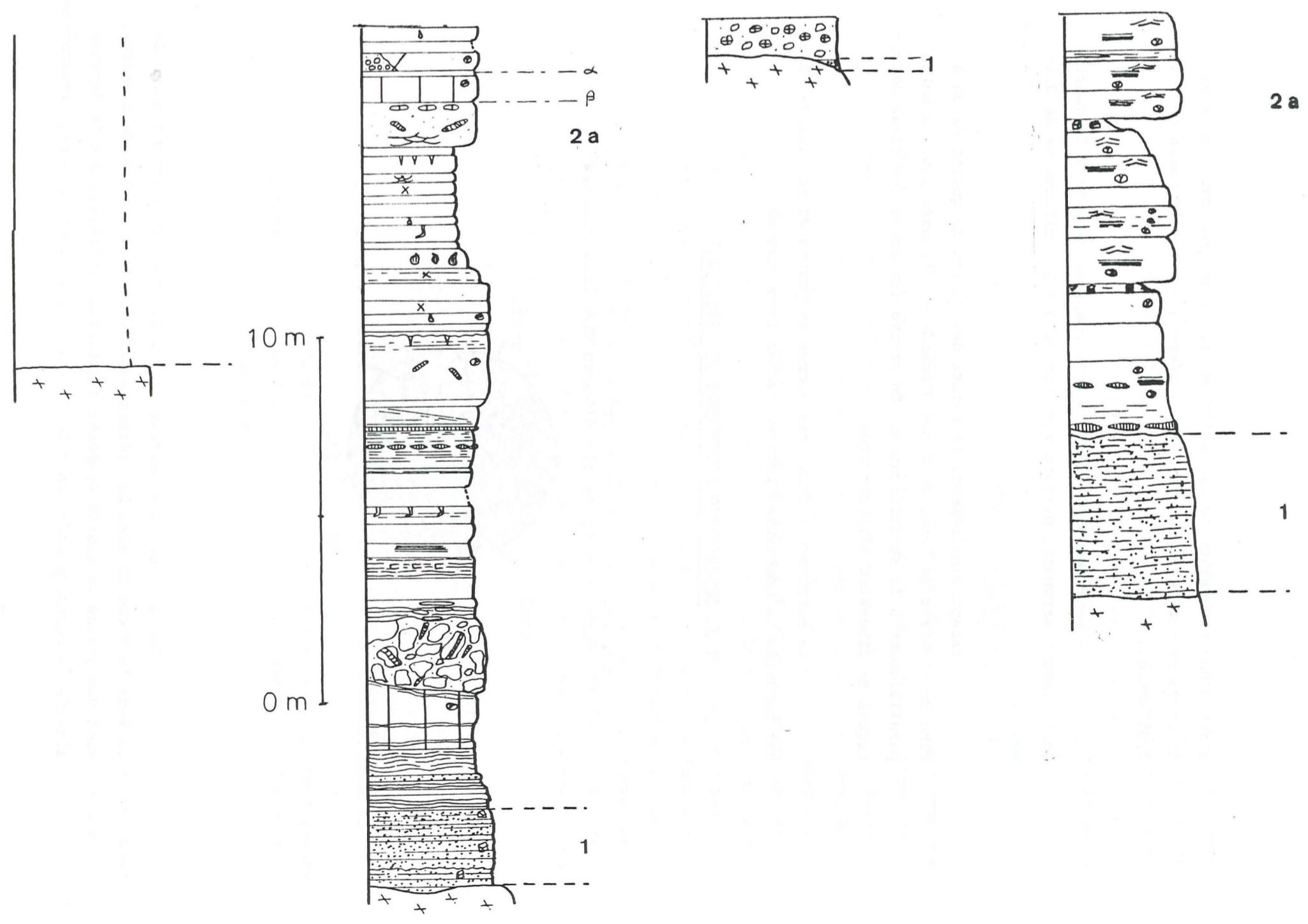
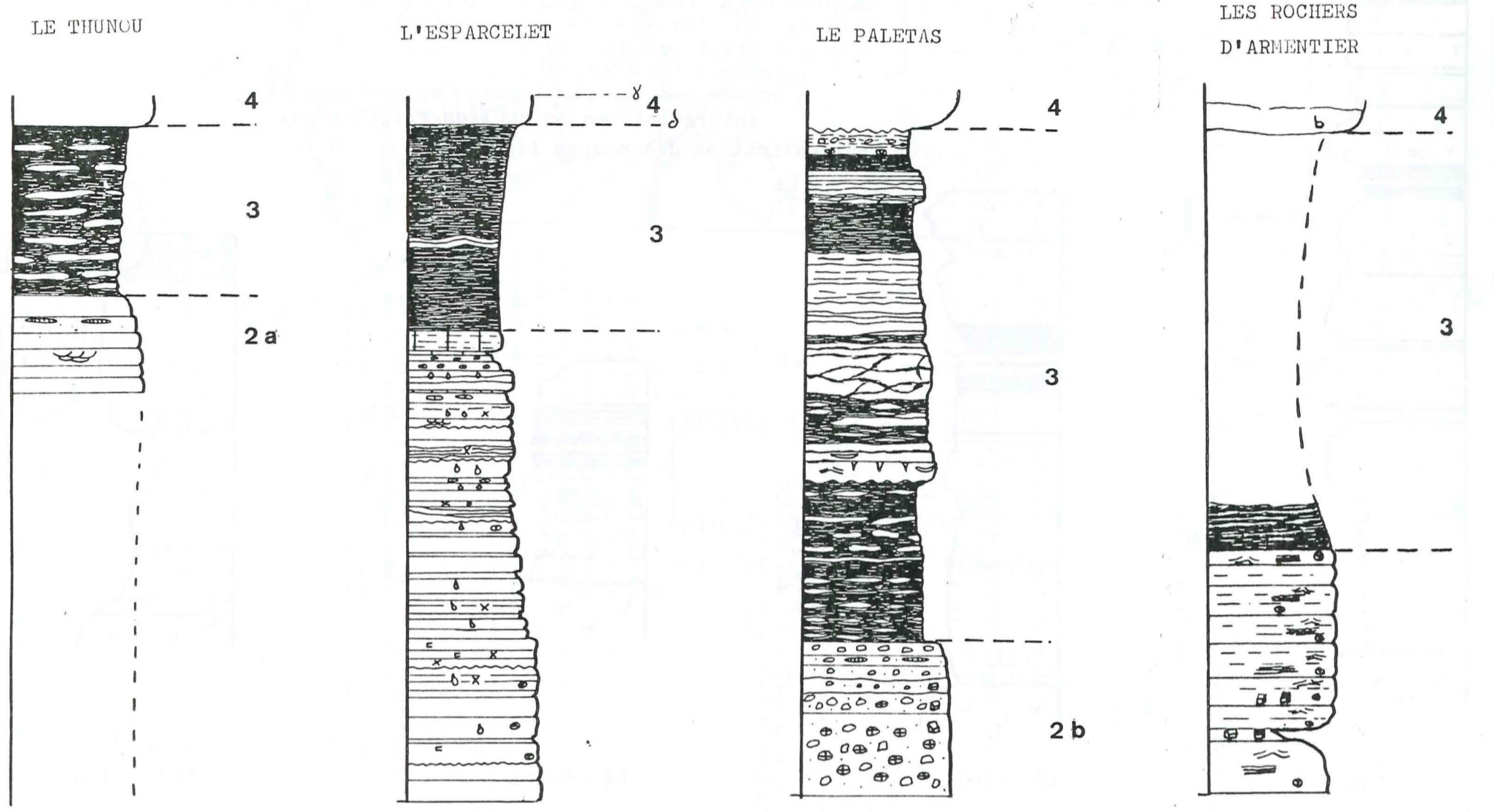
Fig.2.2. Coupes schématiques montrant les principales subdivisions du Trias

LEGENDE:

- Voir légende des figurés (fig.2.24).
 - 1 : Grès de base.
 - 2 : Formation carbonatée de base
 - 2 a : Sans détritisme.
 - 2 b : Avec détritisme.
 - 3 : Schistes noirs (comportant en fait, des intercalations dolomitiques plus ou moins importantes).
 - 4 : Formation argilo-carbonatée supérieure
 - 4 a : Surtout carbonatée.
 - 4 b : Avec des apports terrigènes argileux et des intercalations de coulées spilitiques.
- Voir la localisation des coupes fig.2.1.

Fig.2.3. Les grès de base (1), la formation carbonatée médiane (2a et 2b), et les schistes noirs (3).

- Pour les figurés se reporter à la légende fig.2.24.
- Localisation des coupes : voir fig.2.1.
- $\alpha, \beta, \gamma, \delta$: repères précis de localisation, voir fig.2.1.



alors d'une succession de bancs décimétriques de grès qui repose en discordance sur le socle cristallin. L'épaisseur totale varie de 0 à 2,50 mètres.

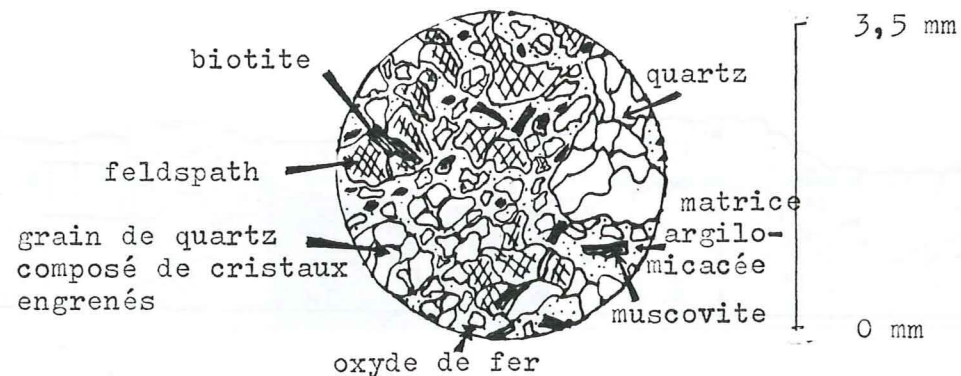
Ce sont des grès fins à moyens composés de grains de quartz généralement arrondis, parfois anguleux de 0,5 à 1 millimètre de diamètre.

Exceptionnellement, il existe des galets de quartz de un à cinq centimètres de long, en forme d'amande et disposés plus ou moins parallèlement à la stratification. On trouve également des micas détritiques de dimension millimétrique.

La matrice est fine gris sombre en patine et en cassure. Elle est parsemée de nombreuses petites taches limonitiques.

I.2. DESCRIPTION MICROSCOPIQUE (fig.2.4.)

Fig.2.4. Grès de base (crête de la Lavey; formation 1; dessin d'après une lame mince).



Les grès ont une matrice argilo micacée représentant moins de 20 % de la roche totale. Les éléments de 0,5 à 1 millimètre de diamètre, sont des grains de quartz composés de cristaux engrenés, des feldspaths altérés en séricite et/ou en chlorite, des micas bien conservés (muscovite,

biotite), du sphène, du corindon et des oxydes de fer. De la base vers le sommet de la formation, on observe une évolution dans la texture de la roche : alors que vers la base les éléments sont alignés parallèlement à la stratification générale, vers le sommet au contraire, on n'observe aucune direction privilégiée dans l'arrangement des éléments entre eux.

I.3. LE MILIEU DE SEDIMENTATION DES GRES DE BASE

Les grès de base tels qu'on les a décrits tant macroscopiquement qu'en lame mince sont vraisemblablement des dépôts du type sub-elluvial, résultant d'une altération en milieu continental du socle sous-jacent. Cela est montré d'une part par la présence des grains (micas, feldspaths...) qui s'érodent rapidement s'il y a transport, d'autre part par l'évolution de la texture de la roche entre le bas et le haut de la formation. En effet, vers le bas de la formation, le fait que les grains soient très anguleux, alignés et ne présentent pas de classement suggère une altération sur place, sans aucun déplacement, d'une roche cristalline antérieure. La matrice ne ferait alors que remplir les fentes dues à l'altération. Vers le haut de la formation, la disposition anarchique des grains permet de penser qu'ils ont été transportés sur une distance courte par rapport à celle qui existe pour les dépôts de type fluviatile par exemple.

La répartition géographique des affleurements des grès de base est également un argument en faveur de cette hypothèse.

II -FORMATION CARBONATÉE MÉDIANE ,FORMATION 2 (FIG.2.3)

Elle est subdivisée en deux types de formations qui peuvent passer latéralement de l'une à l'autre, et qui se distinguent par l'absence (2a) ou la présence (2b) de détritisme.

II.1. FORMATIONS 2a

Elle est bien définie dans la coupe de l'Esparcelet. On observe, sur 23 mètres, une alternance de bancs décimétriques à métriques, généralement dolomitiques mais parfois calcaires.

II.1.1. Effets de la diagenèse précoce

La diagenèse s'est produite immédiatement après le dépôt des sédiments (à l'échelle des temps géologiques) et joue un rôle important dans la compréhension du milieu de sédimentation.

1) NODULES D'ANHYDRITE (fig.2.5., fig. 2.6.)

Il s'agit de nodules actuellement calcitiques et/ou quartzeux, de taille millimétrique à centimétrique, noyés dans une matrice calcaire ou dolomitique fine.

En surface altérée, ils forment relief et on y observe une structure radiaire.

En surface polie, perpendiculaire à la stratification, leur forme est irrégulière, subcirculaire ou aplatie parallèlement à la stratification.

En lame mince, on observe une disposition en étoile des cristaux de calcite ou de silice. Ces cristaux possèdent de nombreuses inclusions probablement dolomicritiques.

De tels nodules ont été étudiés en d'autres lieux par de nombreux auteurs (TUCKER, 1976 ; CROS, 1974 etc.). Ce serait une épigénéisation tardive de nodules d'anhydrite en calcite ou en silice. Les nodules d'anhydrite eux-mêmes se forment actuellement dans des sabkhas marines, marginales ou continentales, par un phénomène de diagenèse précoce (KINSMAN, 1969 cité par SPY-ANDERSON, 1980)

2) CRISTAUX DE GYPSE (fig.2.7)

Actuellement, il s'agit de petites pseudomorphoses en silice ou en calcite de taille inframillimétrique à millimétrique, soit isolées et longiformes, soit fibroradiées, incluses dans une matrice dolomitique fine. Elles contiennent des inclusions probablement dolomicritiques.

Structures liées à une diagenèse précoce :

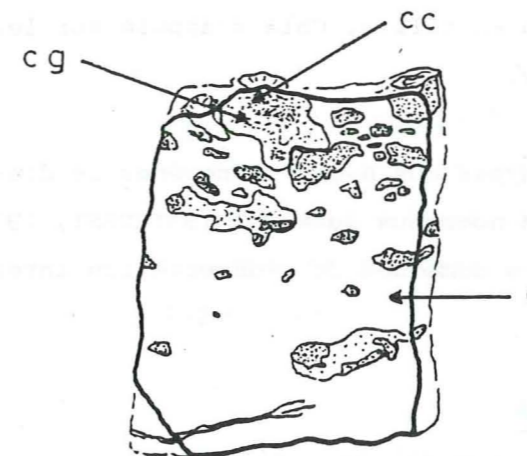


Fig.2.5. Rétromorphoses d'anhydrite en calcite (crête de la Lavey, formation 2a, surface polie perpendiculaire à la stratification, échelle 1/1).

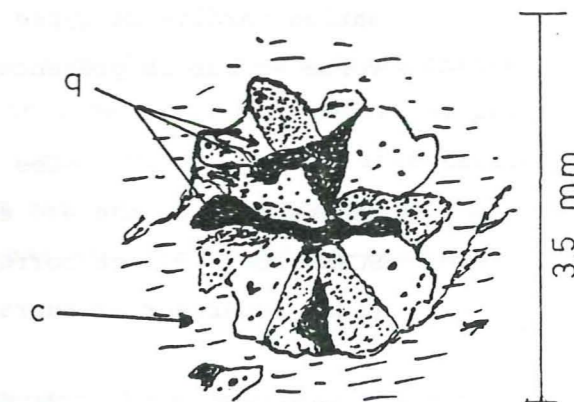


Fig.2.6. Rétromorphose d'anhydrite en silice, dans un calcaire micritique (crête de la Lavey, formation 2a, dessin d'après une lame mince).

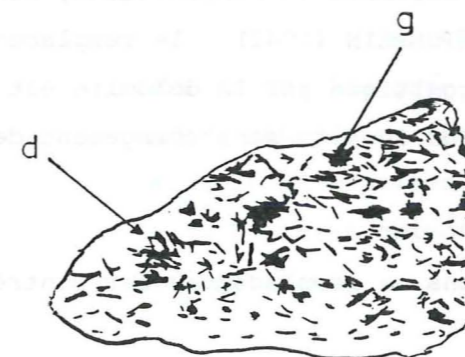


Fig.2.7. Rétromorphoses de gypse en calcite dans une dolomicrite (crête de la Lavey, formation 2a, surface polie perpendiculaire à la stratification, échelle 1/1).

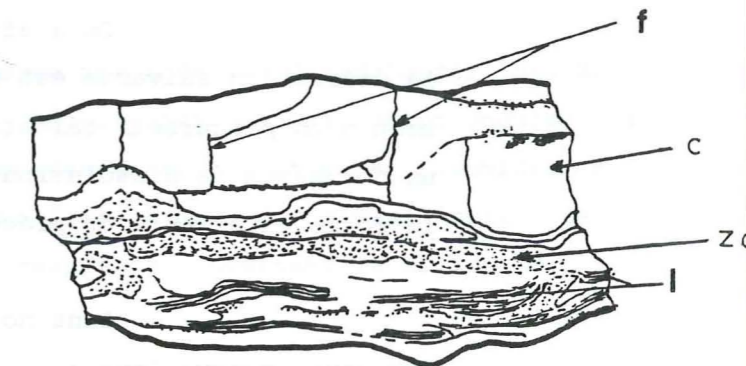


Fig.2.8. Début de dolomitisation dans un calcaire (crête de la Lavey, formation 2a, surface polie perpendiculaire à la stratification, échelle 1/1).

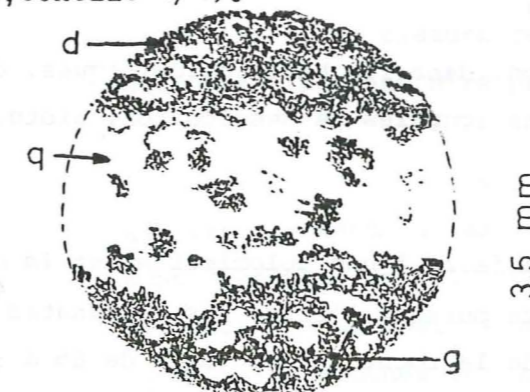


Fig.2.9. Sédiment en partie silicifié et en partie dolomitisé suivant un litage plus ou moins distinct. Le quartz se présente en petits cristaux (crête de la Lavey; formation 2a; dessin d'après une lame mince).

LEGENDE DES LETTRES UTILISEES:

- cc: calcite cristalline claire
- cg: calcite cristalline foncée
- d: dolomicrite
- c: calcaire fin
- q: quartz
- g: rétomorphose de gypse
- zd: zone à taches inframillimétriques de dolomie
- f: fentes de dessiccation
- l: laminations algaires

Par analogie avec les rétro-morphoses d'anhydrite, on interprète ces cristaux comme étant dus à un phénomène d'épigénisation tardive de gypse en calcite ou en silice. Cela s'appuie sur leur forme et sur la présence d'inclusions.

Les cristaux de gypse dus à des phénomènes de diagenèse précoce ont été étudiés par de nombreux auteurs, (BATHURST, 1976 ; SCHNEIDER, 1975 et correspondent à des domaines de sédimentation intertidal supérieur et supratidal.

3) DOLOMITISATION

C'est un phénomène extrêmement répandu puisque dans cette formation on n'observe que trois bancs calcaires, tous les autres étant dolomitiques.

On a affaire à une dolomite de remplacement, dont la définition suivante est donnée par KRUMBEIN (1942) : le remplacement d'un précurseur calcitique ou aragonitique par la dolomite est un processus de dissolution-précipitation in-situ sans changement de la forme extérieure du précurseur.

Dans nos échantillons ce remplacement est montré par deux observations :

- présence le long des joints dans un sédiment calcaire (fig. 2.8.) de zones à taches inframillimétriques à millimétriques de dolomicrite. On interprète cette structure comme étant due à une percolation d'eau chargée en Mg, lors de la diagenèse. Elle permet un début de dolomitisation;

- conservation, dans les bancs dolomitiques, des figures sédimentaires préexistantes (cupules de dessiccation, bioturbations... voir plus loin).

De plus on a affaire à une dolomicrite, et la dolomitisation de la roche est complète puisque l'étude des carbonates montre que la teneur en dolomite de la roche totale varie de 65 à 99 %. (15 échantillons traités en calcimétrie), le restant étant soit argileux,

soit siliceux et/ou fait de calcite cristalline (due alors à une épigénisation tardive des nodules d'anhydrite ou des cristaux de gypse).

A.M. RABET (1979) a étudié ce genre de dolomites dans les formations du Crétacé inférieur de la Tunisie centrale, principalement dans des dolomies évaporitiques supratidales à intertidales et dans des dolomies lacustres. Pour cet auteur ce genre de dolomite ne subsiste que dans les milieux fermés et/ou hypersalins (sabkhas, lagunes ou lacs).

L'étude de nos échantillons demanderait à être complétée par des mesures isotopiques et par des observations au microscope à balayage afin de connaître la taille et la forme des cristaux de dolomite. Ces indications permettraient de déterminer la salinité du milieu lors de la diagenèse précoce. Cela malheureusement n'a pas été possible.

Enfin on observe par endroits des dolosparites. En lame mince, les gros cristaux de dolomite ont une extinction ondulée. Là encore cependant, les études proposées ci-dessus pour les dolomicrites seraient nécessaires, afin de connaître la mode de cristallisation de la dolomite et obtenir ainsi des résultats concernant le milieu de sédimentation.

4) Silicification (fig. 2.9)

A l'échelle de l'affleurement les sédiments silicifiés forment des niveaux de trois à cinq centimètres d'épaisseur interstratifiés à l'intérieur de bancs dolomitiques ou calcaires. A la patine et en cassure ces niveaux sont le plus souvent de couleur noire mais peuvent être parfois gris clair.

Ils sont respectés par l'érosion différentielle qui les laisse en saillie. Leurs bordures avec la roche encaissante sont franches. Enfin, ces niveaux sont soit continus, soit discontinus. Ces derniers sont alors composés par un alignement de "silex" plus ou moins rapprochés les uns des autres (l'écart entre deux "silex"

successifs pouvant varier de un à 0,10 mètre). Chaque "silex" est lui-même allongé et a de 5 à 15 centimètres de long et de 3 à 5 centimètres d'épaisseur.

A l'intérieur de la formation 2a, on compte 5 à 6 niveaux semblables. Mais on ne peut pas leur attribuer une valeur de repère stratigraphique. Ils ne se suivent pas sur une longueur suffisante.

En lame mince, les sédiments silicifiés sont en réalité composés par des dolomicrites et des petits cristaux de quartz disposés les uns par rapport aux autres soit de manière totalement anarchique soit en petits lits parallèles (fig.2.9.). Dans ce dernier cas la silicification n'efface pas alors complètement les structures antérieures. Enfin, aucun des échantillons recueillis dans cette formation ne permet pas de montrer l'époque relative de la silicification par rapport à la dolomitisation.

II.1.2. Structures de dépôt originelles ou sub-originelles (fig.2.8.)

1) LAMINATIONS ALGAIRES (fig. 2.10 et 2.11)

Elles sont nettes dans certains bancs calcaires (fig.2.8) Il s'agit de fines laminations noires sub-parallèles à la stratification, faites de matière insoluble (organique?) alternant avec de fines lamelles de carbonate. Elles se suivent sur une longueur de deux à trois centimètres, puis s'interrompent sur une courte distance (0,5 à 1 cm) et on les retrouve de nouveau. Elles ont une forme concave et la concavité est tournée soit vers le haut, soit vers le bas.

Dans d'autres bancs calcaires (fig. 2.10) sombres et bréchifiés par un phénomène de dessiccation (voir paragraphe 5 ci-après), on observe des joints noirs entourant les éléments et faits de matière organique semblable à celle ci-dessus. On peut penser qu'il s'agit d'une migration plus ou moins tardive de la matière organique composant les laminations décrites plus haut.

Dans les bancs dolomitiques (fig.2.11) ce sont des laminations irrégulières d'épaisseur inframillimétrique à millimétrique

Structures de dépôt originelles ou sub-originelles:

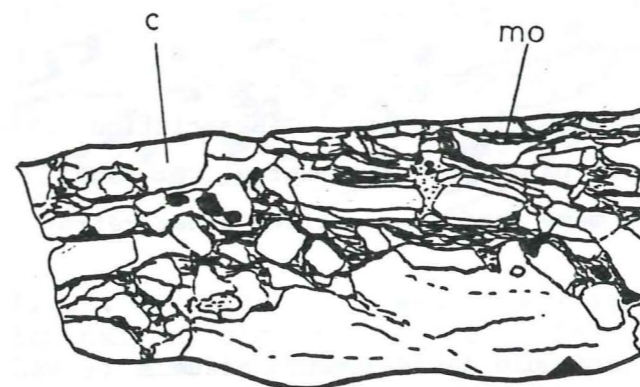


Fig.2.10. Joints de matière organique; restes probable de laminations algaires dans un calcaire bréchifié par un phénomène de dessiccation (crête de la Lavey; formation 2a; surface polie perpendiculaire à la stratification; échelle 1/1).

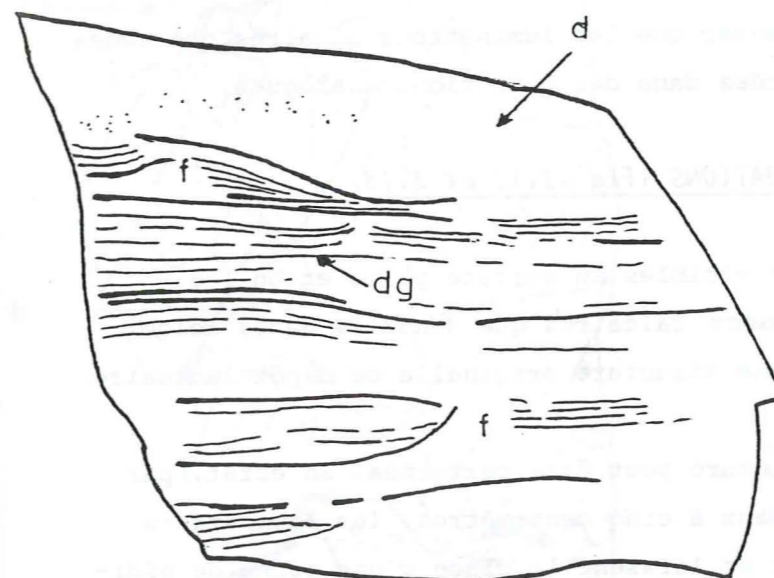


Fig.2.11. Laminations algaires dans un banc de dolomie vu en coupe et à la patine (le Thunou; formation 2a; en patine et perpendiculaire à la stratification; échelle 1/1).

LEGENDE DES LETTRES UTILISEES:

mo: matière organique; c: calcaire fin; d: dolomicrite; dg: dolomicrite grise; f: fentes de dessiccation; b: bioturbation; co: coquille de lamellibranche; g: rétro-morphose de gypse

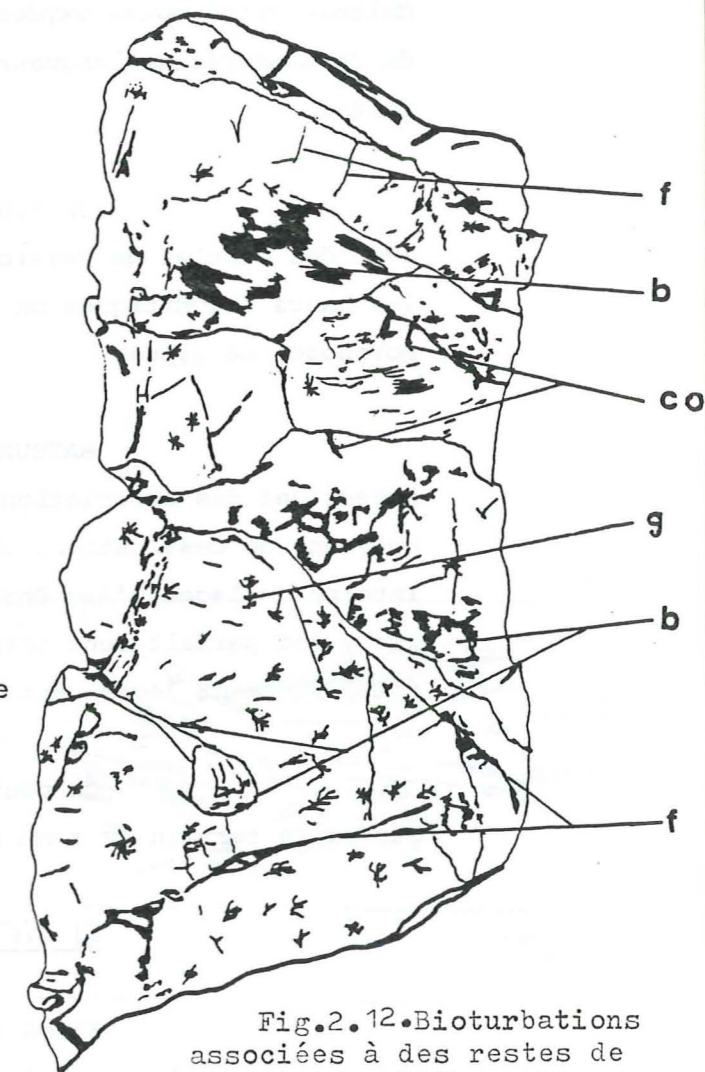


Fig.2.12. Bioturbations associées à des restes de coquilles de lamellibranches (crête de la Lavey; formation 2a; surface polie perpendiculaire à la stratification; échelle 1/1).

bien visibles en patine (alternance de dolomie de couleur capucin et de dolomie grise moins oxydée). Ces laminations existent sur une dizaine de centimètres de longueur au maximum. Elles sont planes ou finement ondulées.

On trouve toujours ces laminations en association avec des cupules de dessiccation (voir paragraphe 5 ci-après), et dans les bancs dolomitiques on les trouve même parfois associées à des rétro-morphoses de gypse.

BATHURST (1976) a étudié des sédiments actuels présentant des associations très voisines, (algues stromatolitiques, polygone de dessiccation, cristaux de gypse et tourbe), dans la partie interne du lagon d'Abu Dhabi (*polygonal zone*) : la surface topographique y est parfaitement horizontale, elle se trouve à fleur d'eau et est épisodiquement légèrement immergée ou émergée.

On peut penser que les laminations algaires observées sur notre terrain se sont formées dans des conditions analogues.

2) BIOTURBATIONS (Fig. 2.12 et 2.13)

Elles sont visibles en surface polie et on les observe aussi bien dans les bancs calcaires que dans les bancs dolomitiques. Le sédiment présente une structure originelle de dépôt laminaire.

Cette structure peut être perturbée. En effet, par endroits, sur une hauteur de deux à cinq centimètres, les laminations dans le sédiment disparaissent et laissent la place à une poche de sédiments remaniés dans laquelle on observe parfois également des nuages de calcite cristalline. Enfin de ces poches partent quelquefois des structures tubulaires remplies du même sédiment remanié.

Des structures similaires ont été décrites par L. HUMBERT (1976) qui les a interprétées comme étant des bioturbations.

Notons encore que certaines de ces bioturbations peuvent être au voisinage immédiat de laminations algaires. Cela semble

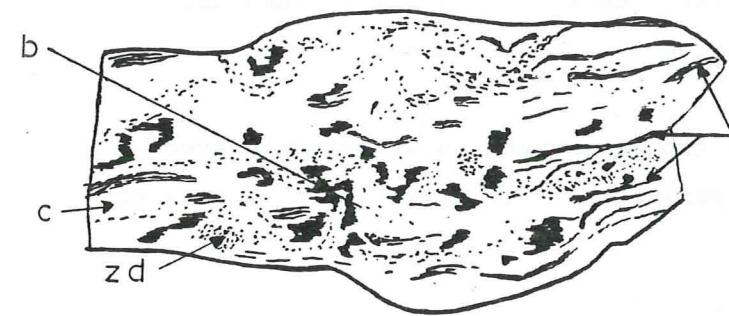


Fig.2.13. Bioturbation associée à des laminations algaires (crête de la Lavey; formation 2a; surface polie perpendiculaire à la stratification; échelle 1/1).

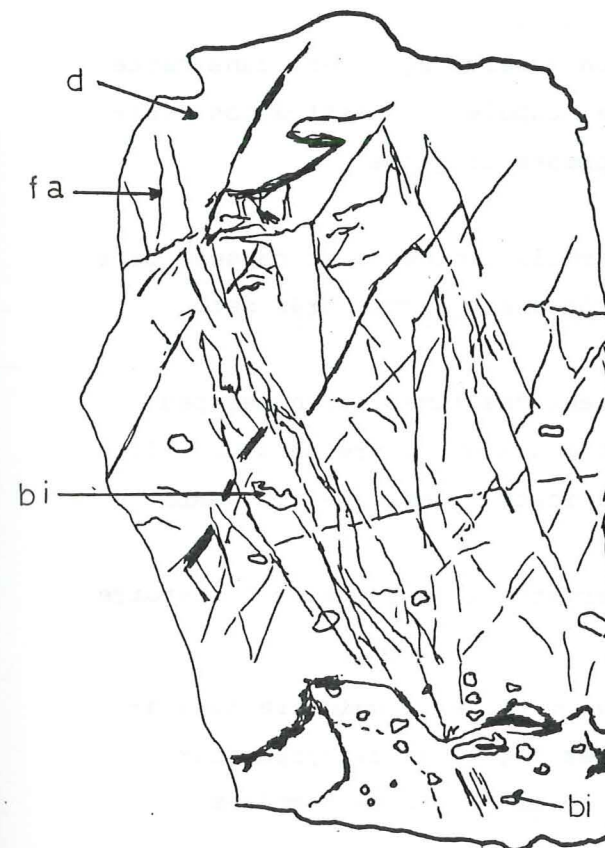


Fig.2.14. Structures fenestrées ("birds eyes"), dans une dolomie (crête de la Lavey; formation 2a; surface polie perpendiculaire à la stratification; échelle 1/1)

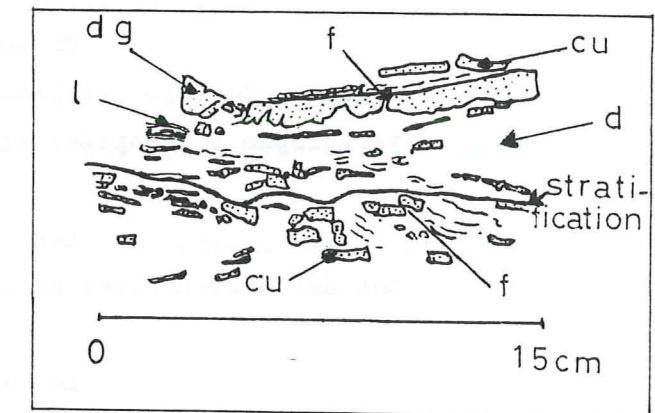


Fig.2.15. Fentes et cupules de dessiccation visibles dans des bancs dolomitiques (le Pic Vert; formation 2a; dessin d'affleurement).

LEGENDE DES LETTRES UTILISEES:

- d: dolomie
- fa: fentes alpines remplies de calcite
- bi: "birds eyes"
- zd: zone à taches inframillimétriques de dolomie
- c: calcaire
- b: bioturbation
- l: laminations algaires
- f: fentes de dessiccation
- dg: dolomie grise en patine
- cu: cupules de dessiccation

montrer leur origine végétale possible. Les autres, notamment celles d'où partent des cavités tubulaires (que l'on interprète comme des traces de fouissages) sont d'origine animale certaine.

Enfin on les trouve souvent en association avec des fentes de dessiccation (voir paragraphe 5 ci-après) et parfois avec des rétromorphoses de gypse.

3) ACCUMULATIONS DE LAMELLIBRANCHES

Il s'agit d'un banc de dolomie dans lequel on trouve de nombreuses coquilles de *Myopharia Goldfussi* (détermination J.C. GALL -Strasbourg), (coupe de la crête de la Lavey).

En surface polie, on observe également dans cette dolomie, des bioturbations recoupant des cupules de dessiccation (voir paragraphe 5 ci-après) et des rétromorphoses de gypse.

Les coquilles de lamellibranches sont cassées mais ont des arêtes vives et le dessin des côtes est encore très net.

Les Myophories étaient des lamellibranches peu sensibles aux variations de salinité et pouvaient vivre dans un milieu lagunaire plus ou moins saumâtre (communication orale de J.C. GALL).

Ces observations permettent de retracer l'histoire de ce sédiment :

1 - Dépôt d'une boue originelle calcaire ou aragonitique. En même temps s'accumulent les coquilles de Myophories peut-être placées ici par des courants de marées ou de tempêtes.

2 - Venue d'animaux fouisseurs provoquant la formation des bioturbations.

Ces deux étapes se répètent de manière cyclique puisque on observe des joints sub-horizontaux, puis des reprises de sédimentation. De plus cela se fait dans un contexte sub-aérien caractérisé par une assez forte dessiccation (voir paragraphe 5 ci-après).

3 - Alors qu'à la surface se dépose une boue aragonitique ou calcaire, un peu plus en profondeur le sédiment subit une

diagenèse qui donne une dolomicrite et des cristaux de gypse.

Ce contexte sédimentaire est caractéristique d'un milieu peut-être intertidal plus probablement supratidal.

4) STRUCTURES FENESTREES

Il s'agit de petites "gouttes" actuellement remplies de calcite cristalline, grossièrement alignées et parallèles à la stratification. Le remplissage de ces cavités ne présente pas une structure particulière.

Elles sont généralement en association avec des fentes de dessiccation et des rétromorphoses de gypse.

Nous interprétons ici ces structures comme étant des "birds eyes" bien qu'elles n'en aient pas toutes les caractéristiques.

Ces imprécisions ne permettent pas de préciser le ou les origines possibles de ces structures.

5) POLYGONES, CUPULES ET FENTES DE DESSICCATION

Ils sont bien visibles dans les bancs dolomitiques ou calcaires, à la patine ou en surface polie. En effet, on peut observer :

- en surface de bancs, sur des dalles structurales (au ravin de la Chave notamment) une mosaïque de polygones, d'une dizaine de centimètres de largeur, dessinés par des fentes remplies ou non d'un sédiment parfois bréchique, de même nature dolomitique que celui composant l'intérieur des polygones, mais de teinte légèrement différente.

- dans les bancs, vus en coupe (fig. 2.15), des teintes différentes dans la dolomie, isolant des cupules d'une dizaine de centimètres de longueur et dont la concavité est tournée vers le haut.

- à l'échelle de l'échantillon (fig. 2.8. ; 2.10 ; 2.11 et 2.12), des fentes subverticales qui dérangent plus ou moins le sédiment. Elles peuvent être stylolitisées (fig.2.8), remplies par de la calcite (fig.2.12), ou bréchifiées avec des éléments de même nature que la roche encaissante (fig. 2.10).

De telles structures se trouvent dans des sédiments actuels et anciens et ont été étudiées par de nombreux auteurs (HUMBERT, 1976 - GINSBURG et HARDIE (1975) etc.) et sont classiquement reconnues comme étant respectivement des polygones, des cupules et des fentes de dessiccation.

6) SURFACES DE BANCS ONDULEES, SURTOUT DANS LA PARTIE SUPERIEURE DE LA SERIE

Il s'agit d'ondulations symétriques ou asymétriques de cinq à dix centimètres de longueur d'onde et de 0,5 à un centimètre d'amplitude. On les trouve en association avec des rétromorphoses de gypse et d'anhydrite et des birds eyes. On les interprète respectivement comme des rides d'oscillation et de courant, s'étant formées sous une faible ou très faible tranche d'eau (COUREL et al., 1979 ; REINECK et SINGH, 1973 cité dans Spy Anderson, 1980).

7) PRESENCE POSSIBLE DE CHENAUX VERS LA BASE DE LA FORMATION

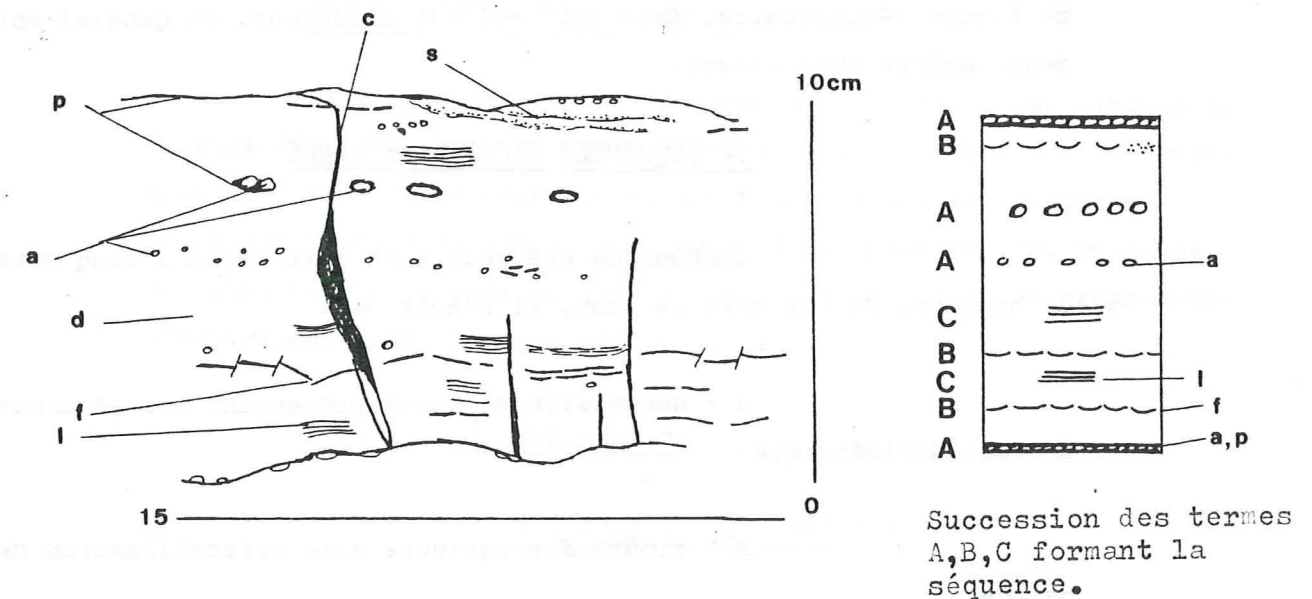
Dans plusieurs coupes (Pic Vert, et Esparcelet notamment), on observe vers la base de la formation la présence d'une brèche à éléments dolomitiques. Dans la coupe de l'Esparcelet, qui est la plus représentative, celle-ci fait trois mètres d'épaisseur. Il s'agit d'une brèche monogénique, à matrice dolomitique argileuse et à éléments de même nature mais plus consolidés, de taille centimétrique à métrique. A l'intérieur des plus gros blocs on retrouve une stratification (oblique par rapport à la stratification de la formation) marquée notamment par un alignement de silex noirs.

On peut envisager la mise en place de cette brèche comme un effondrement des bords d'un chenal de quelques mètres de profondeur. Malheureusement il est impossible de connaître ici son extension géographique sur le terrain.

II.1.3. Séquences sédimentaires dans la formation 2a

La coupe des Rochers d'Armentier permet de bien mettre en évidence des séquences sédimentaires grossièrement rythmiques de deux ordres. Dans les autres coupes, ces séquences sont beaucoup moins nettes, voire inexistantes.

Fig.2.16. Séquence d'ordre décimétrique.



Dessin d'affleurement.

Légende:

- a a : Rétrromorphose de nodules d'anhydrite.
- c : Fractures alpines remplies de calcite cristalline.
- d : Dolomie ocre en patine.
- f : Fentes et cupules de dessiccation.
- l : Laminations algaires.
- p : Gangue pyriteuse et chalcoppyriteuse entourant les rétrromorphoses d'anhydrite.
- s : Sable dolomitique.

1) SEQUENCES D'ORDRE DECIMETRIQUE

A l'intérieur des bancs dolomitiques de cette formation, on observe, parallèles à la stratification, des laminations séparées entre elles par une dolomicrite et déterminées par l'abondance des figures sédimentaires suivantes :

A - rétromorphoses de nodules d'anhydrite actuellement à coeur de calcite et à pourtours quartzeux, pyriteux et chalcopryriteux.

B - cupules de dessiccation pouvant passer latéralement à un sable dolomitique.

C - laminations algaires.

Chaque lamine n'est composée que par un seul type de figure sédimentaire, mais celui-ci est différent, en général entre deux lamines successives.

2) SEQUENCES D'ORDRE METRIQUE

Chacune de ces séquences fait trois à cinq mètres de hauteur. Du bas vers le haut, il s'agit de :

A - succession de bancs présentant les séquences d'ordre décimétrique.

B - croûtes ferrugineuse avec cristallisation de galène.

II.1.4. Conclusion sur le milieu de sédimentation de la formation 2 a

Elle s'est déposée sur une surface plane et de très grande étendue (grande répartition géographique) sous une tranche d'eau temporaire de très faible épaisseur (figures de dessiccation et laminations algaires).

Le milieu est surtout un milieu lagunaire très confiné et réducteur ou euxinique (couleur sombre des sédiments, dolomitisation et silicification précoces, présence de rétromorphoses de gypse et d'anhydrite, enfin présence ponctuelle de galène). On peut cependant constater, localement et très rarement, une certaine influence marine (accumulation de lamellibranches).

Le régime hydrodynamique est calme à très calme (sédiments fins en général avec cependant quelques petites stratifications entrecroisées et quelques brèches liées probablement à des chenaux de quelques mètres de profondeur).

Ce contexte sédimentaire est caractéristique d'un domaine supratidal parfois légèrement ouvert aux influences marines, jamais aux apports terrigènes.

II.2. FORMATION 2b (FIG.2.3)

Elle est bien visible notamment dans les coupes proches du Paletas (fig.2.3.). Elle repose alors soit directement sur le socle, soit sur les grès de base. Cependant nous verrons aux chapitres II et VI que ce type de coupe correspond à des paléopentes, voisines de paléoreliefs émergés et que la formation 2b est stratigraphiquement l'équivalent latéral d'une partie de 2a.

II.2.1. Description

1) A L'ECHELLE DE L'AFFLEUREMENT

Il s'agit d'une succession de bancs bréchiques, demi-métriques à métriques, plus ou moins lenticulaires. Entre ces bancs, on observe parfois des interlits décimétriques de dolomie moins détritique.

2) A L'ECHELLE DE L'ECHANTILLON

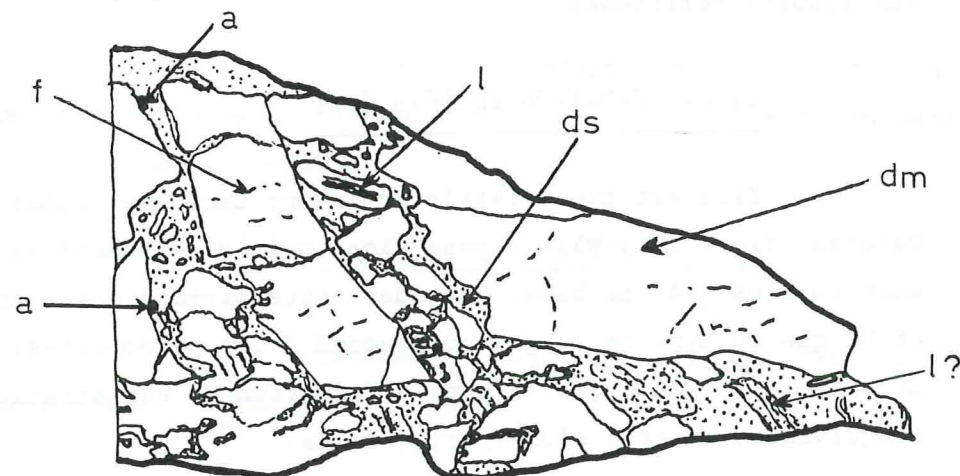
Les brèches sont composées de :

- quelques éléments de socle, certains anguleux, d'autres assez arrondis. Ils deviennent de moins en moins nombreux en s'éloignant du socle.

- beaucoup d'éléments de dolomicrite. Ils sont généralement en forme de plaques de section allongée. A l'intérieur de ceux-ci on observe souvent des fentes de dessiccation et parfois des

laminations algaires. Dans certains bancs (fig. 2.17), l'arrangement des éléments entre eux semble montrer que la bréchification est due au moins en partie à une dislocation, presque sur place, de petits bancs dolomitiques

Fig.2.17. Breche monogénique à éléments dolomicritiques et à matrice dolosparitique. (coupe du Paletas; formation 2a; surface polie perpendiculaire à la stratification; échelle 1/1).



a: Rétromorphose de nodules d'anhydrite; dm: Eléments de dolomicrite; ds: Matrice dolosparitique; l: Laminations algaires; f: Fentes de dessiccation.

- une matrice dolosparitique, capucin à la patine, noire à la cassure, à l'intérieur de laquelle on observe des rétro-morphoses de petits nodules d'anhydrite.

Les joints décimétriques sont faits de dolosparite semblable à celle de la matrice des brèches. On y observe encore de nombreuses rétro-morphoses de petits nodules d'anhydrite.

Il existe tous les intermédiaires entre les joints dolosparitiques sans élément hétérogène et les brèches à matrice dolosparitique et à nombreux éléments centimétriques.

3) EN LAME MINCE

La matrice des brèches est faite d'un agencement de gros cristaux automorphes de dolosparite. Leurs limites sont relativement rectilignes, leur taille relativement homogène. Ils présentent des microgermes mais l'ensemble de la matrice ne contient pas de trace

de structures reliques. Cependant, recoupant les cristaux de dolosparite, on observe des rétro-morphoses de nodules d'anhydrite. Le contact de la matrice avec les éléments se fait souvent par l'intermédiaire d'un li-séré d'oxydes de fer. Les éléments eux-mêmes sont anguleux. Ils sont dolomicritiques mais contiennent parfois des cristaux de quartz engrenés, reliques probables d'une silicification ancienne.

On peut rapprocher la dolosparite de la matrice de nos échantillons, à la dolomite de remplissage telle qu'elle a été définie par M'RABET en 1979, même s'il existe deux différences : la présence de microgermes alors que M'RABET n'observe que des cristaux limpides et le manque de zonation dans les cristaux.

II.2.3. Conclusion sur le milieu de sédimentation de la formation 2b

Le dépôt s'est fait en deux étapes :

- sédimentation comparable à celle de la formation 2a.

Les vestiges de cette étape correspondent à la nature des éléments dolomicritiques.

- les paléopentes et les fentes de dessiccation favorisent alors une remobilisation des sédiments dolomicritiques. Ces sédiments se brisent et les éléments glissent les uns sur les autres provoquant ainsi des vides remplis par la dolosparite de remplissage. Cette seconde dolomitisation se fait dans un domaine supratidal à intertidal (présence de rétro-morphoses de nodules d'anhydrite dans la matrice des brèches).

III - FORMATION DES SCHISTES NOIRS : FORMATION 3 (FIG. 2.3.)

III.1. DESCRIPTION

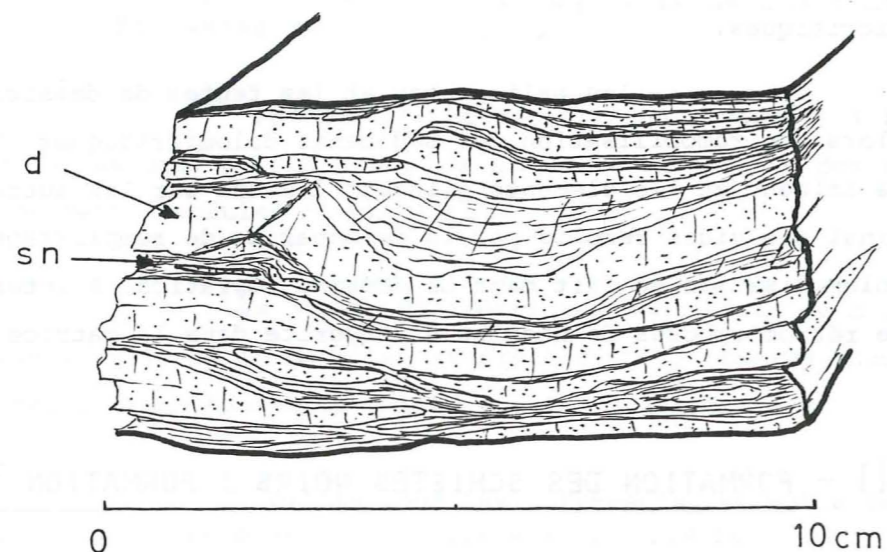
L'épaisseur de cette formation varie de un mètre (coupe du Torrent Robert, voir paragraphe V) à une douzaine de mètres dans la coupe du Paletas.

A l'échelle de l'affleurement, il s'agit de schistes noirs fins,

relativement bien stratifiés (sans stratifications entrecroisées), dans lesquels on observe parfois des intercalations de bancs dolomitiques continus et pouvant atteindre 0,50 mètre d'épaisseur (surtout dans les coupes où cette formation est bien développée). Ceux-ci contiennent en général, des fentes de dessiccation, des petits chenaux d'une dizaine de centimètres de largeur et parfois des rétro-morphoses de nodules d'anhydrite.

Le plus souvent cependant, cette formation ne contient pas de bancs dolomitiques de cette épaisseur. Il s'agit surtout de schistes noirs fins, dans lesquels on observe de nombreuses lentilles dolomitiques aplaties de cinq centimètres de large en moyenne et d'un centimètre d'épaisseur au maximum (fig. 2.18). Celles-ci sont plus ou moins alignées et parallèles à la stratification générale de la formation.

Fig.2.18. Dessin d'un échantillon représentatif de la formation des schistes noirs.



d: Dolosparite; sn; Schistes noirs (coupe du Paletas; formation 3; Dessin d'une surface naturelle perpendiculaire à la stratification)

Les schistes noirs eux-mêmes sont composés de quartz, de micas-phengite, de chlorite, et de dolomie (analyse au rayons X sur l'échantillon le plus représentatif macroscopiquement).

Le métamorphisme alpin (APRAHAMIAN, 1974) a modifié la nature originelle de ces minéraux, de sorte que leur étude ne permet pas de connaître l'origine exacte du sédiment. On ne peut donc pas savoir s'il y a eu transport de minéraux argileux ou si les schistes noirs ne sont que le produit d'un lessivage sur place des sédiments déposés antérieurement (la réalité peut-être également une solution intermédiaire entre ces deux extrêmes).

III.2. INTERPRETATION

Le fait de trouver des intercalations de bancs dolomitiques comparables à ceux de la formation 2a permet de penser que le contexte sédimentaire, lors du dépôt de la formation 2 est celui d'un milieu lagunaire. La présence de schistes noirs fins suggère, en plus, l'existence de petits lacs peu profonds où la circulation de l'eau était suffisante pour transporter des sédiments détritiques fins.

Le manque d'objets sédimentaires à étudier dans cette formation ne permet pas d'aller plus loin dans l'interprétation.

IV - FORMATION ARGILO-CARBONATÉE SUPÉRIEURE : FORMATION 4 (FIG. 2.19)

Cette formation est elle-même divisée en deux :

- la formation 4a est peu épaisse (6 m au maximum). Il s'agit de quelques bancs dolomitiques correspondant, comme on le montrera, à un milieu de sédimentation analogue à celui de la formation 2 a.
- la limite entre les formations 4a et 4b n'est pas toujours nette sur le terrain. Parfois cependant elle est mise en évidence par la présence d'une coulée volcanique (coupe de l'Esparcelet).
- la formation 4b, formée d'argilites vertes et rouges, de marnes dolomitiques et de dolomies ou de calcaires massifs, comporte des intercalations importantes de coulées volcaniques spilitiques, surtout vers le haut stratigraphique, et correspond à un milieu de sédimentation différent.

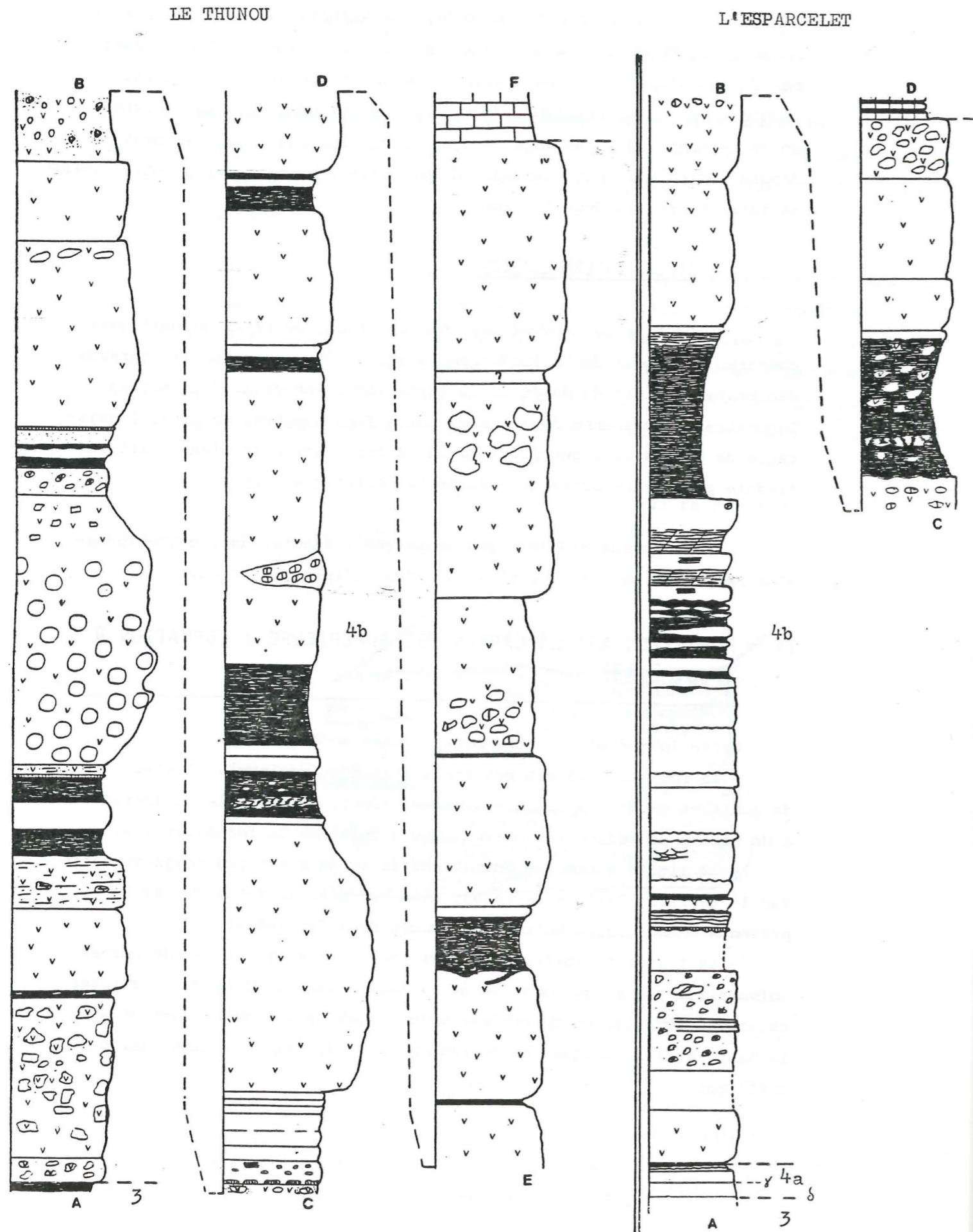
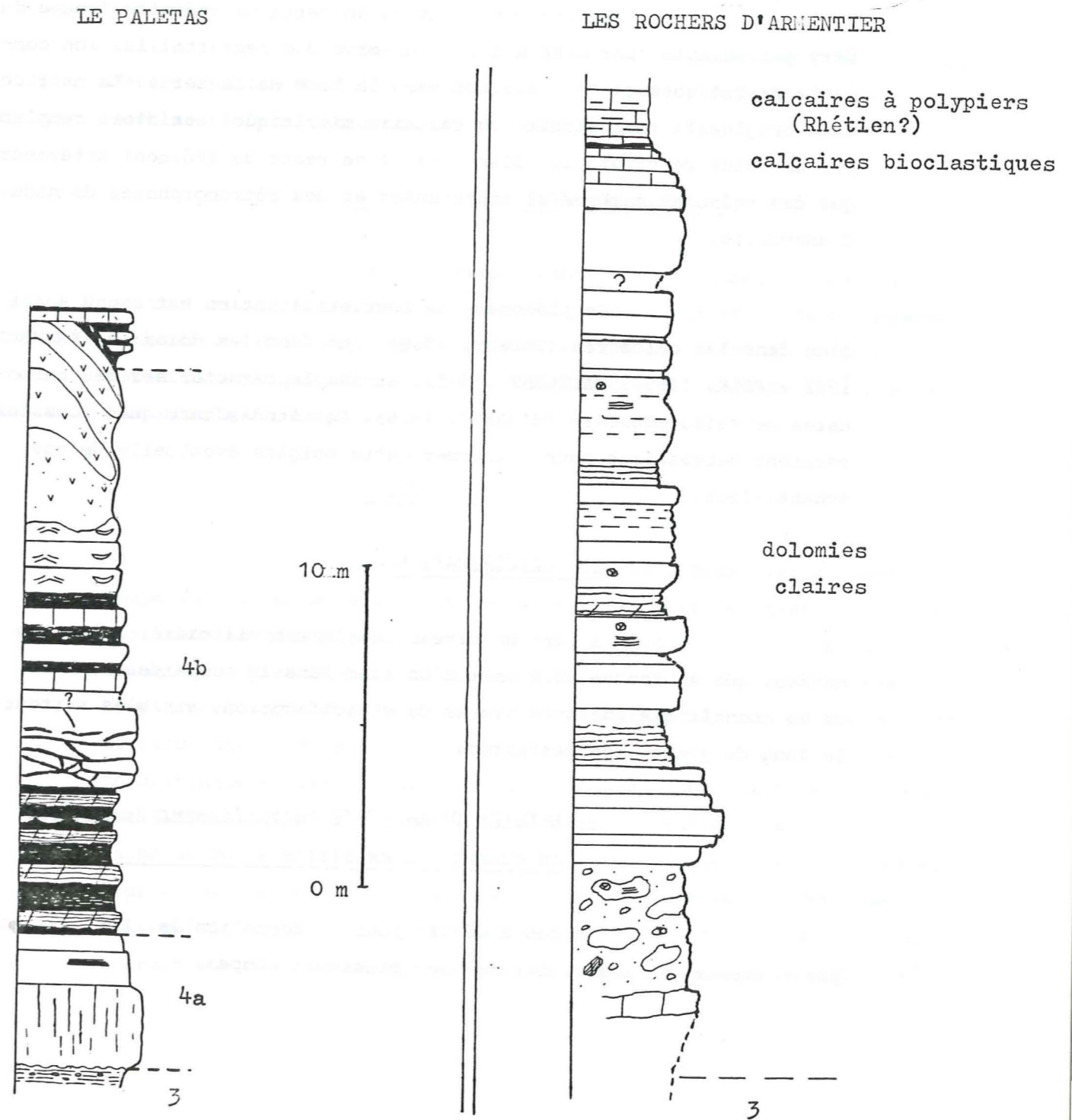


Fig.2.19. La formation argilo-carbonatée supérieure (4a:surtout carbonatée; 4b:avec des apports terrigènes argileux et des intercalations de coulées spilitiques)

- Pour les figurés se reporter à la fig.2.24.
- Localisation des coupes:voir fig.2.1.(γ, δ sont des repères précis de localisation).



IV.1. FORMATION 4a (fig. 2.19)

IV.1.1. Effets de la diagenèse précoce

1) DOLOMITISATION ET RECRISTALLISATION

En général la dolomie est semblable à celle observée dans la formation 2a.

Notons cependant qu'en certains endroits (coupe du lac Gary par exemple (paragraphe 5), on observe une recristallisation complète de quelques bancs, surtout vers la base de la série. La matrice fine originelle (dolomicrite ou calcaire micritique) est alors remplacée par un calcaire cristallin blanc, et il ne reste du sédiment antérieur que des veinules sombres et contournées et des rétromorphoses de nodules d'anhydrite.

Ce phénomène de recristallisation est connu aussi bien dans les calcaires (BAUSCH, 1968) que dans les dolomies (KRUMBEIN, 1942 ; FOLK, 1965 ; BATHURST, 1975), et semble caractériser des carbonates de paléo-aquifère (M'RABET, 1979). Des études chimiques poussées seraient nécessaires pour confirmer cette origine éventuelle de nos échantillons.

2) SILICIFICATION

A part un niveau totalement silicifié, à limites nettes, qui se trouve au sommet d'un banc dans la coupe des Vachers, on ne connaît que quelques traces de silicification, visibles surtout le long de joints sédimentaires.

3) NODULES D'ANHYDRITE (actuellement épigénisés en calcite ou en silice)

On les a décrit pour la formation 2a. Ici, ils sont peu nombreux, et mêmes absents dans plusieurs coupes.

IV.1.2. STRUCTURES ORIGINELLES OU SUB-ORIGINELLES DE DEPOT

1) CUPULES ET POLYGONES DE DESSICATION

Ils sont moins nets que dans la formation 2a. Cependant certains polygones de taille décimétrique sont soulignés par des contours silicifiés.

2) LAMINATIONS ALGAIRES

On les observe dans des bancs dolomitiques surtout dans la partie Nord de notre terrain (coupes du Paletas). Elles sont semblables à celles décrites pour la formation 2a.

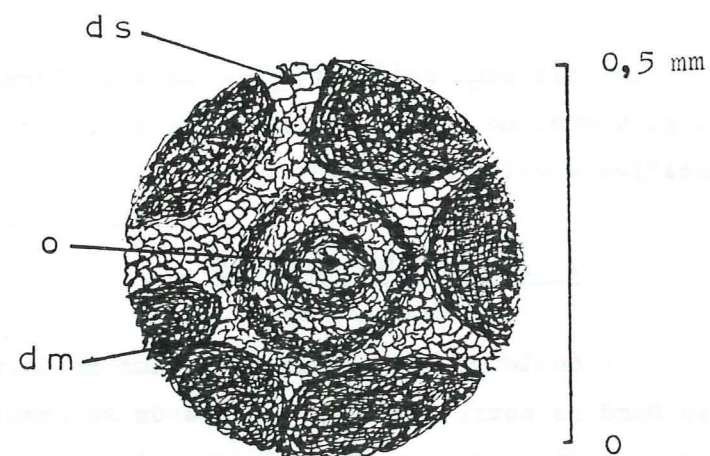
3) STRATIFICATIONS ENTRECROISEES

Dans plusieurs bancs vus en coupe, on observe une stratification entrecroisée sur 60-70 cm de large et 20 cm en moyenne de hauteur. Dans les remplissages de ces petits chenaux, on trouve un sable dolomitique, actuellement induré comme le reste de la roche mais bien visible à la patine.

4) OOLITHES

Dans la coupe des Rochers d'Armentier et dans la coupe du col du Rochail (pour cette dernière voir paragraphe V), immédiatement au-dessus des schistes noirs, on trouve un banc de calcaire dolomitique présentant à la patine des petites mouchetures noires. En lame mince, noyés dans une matrice microsparitique, on observe des grains de carbonate circulaires (sphéroïdes). Ceux-ci sont micritisés mais on distingue encore autour d'un noyau central une structure concentrique diffuse. Il s'agit d'oolithes micritisés (Elf Aquitaine, 1975). A cause de cette micritisation leur structure originelle est effacée et leur genèse ne peut donc pas être connue avec précision. Cependant, le fait qu'ils soient intacts (il n'y a pas ici d'oolithes cassés) indiquerait une origine marine et non lacustre ou saumâtre (HALLEY, 1977).

Fig.2.20. Oolithes dans un calcaire dolomitique



ds:dolomicrosparite; dm:dolomicrite; o:oolithe.
(col du Rochail; formation 4a; dessin d'après
une lame mince).

IV.1.3. Limite supérieure de la formation et activités volcaniques

On définit donc la limite supérieure de la formation 4a par une coupure sédimentaire (voir paragraphe IV.2). Mais il se trouve qu'elle correspond également à une manifestation volcanique et tectonique (voir aussi la partie B). Elle se manifeste dans la partie Sud de notre terrain (coupe des vachers) par la présence d'une coulée spilitique, surmontée d'une brèche à éléments spilitiques et dolomitiques et à matrice dolomitique. Dans la partie Nord (coupe du Paletas), on peut y rattacher les bancs dolomitiques passant latéralement par endroit à des brèches monogéniques à matrice et à éléments dolomitiques. La nature et la couleur des éléments et de la matrice sont très voisine.

IV.1.4. Conclusion sur le milieu de sédimentation

Par rapport à la formation 2a, on a moins d'éléments permettant de définir le milieu de sédimentation, mais on peut dire que :

- la formation 4a s'est déposée sur une surface plane de grande étendue (grande répartition géographique des bancs présentant des figures sédimentaires voisines), sous une tranche d'eau faible à nulle (figures de dessiccation, et laminations algaires).

- le régime hydrodynamique est calme (sédiments fins) avec toutefois la présence localisée de courants faibles (stratification entrecroisées sur des largeurs faibles).

- le milieu est confiné (dolomitisation et silicification précoces, présence de nodules d'anhydrite.). Il semble cependant qu'il soit plus ouvert au domaine marin vers le Nord (oolithes) que vers le Sud.

- par analogie avec ce que l'on observe dans la formation 2a, on peut donc penser que la formation 4a s'est déposée dans un domaine supratidal à intertidal, légèrement ouvert aux influences marines vers le Nord.

IV.2. FORMATION 4b

Cette formation est composée d'une succession verticale de séquences sédimentaires, chacune formée généralement du bas vers le haut par des *argilites* vertes et/ou rouges, des marnes dolomitiques, des bancs de dolomie ou de calcaire.

Généralement vers le haut de la formation, mais parfois latéralement, celle-ci s'enrichit progressivement d'intercalations de coulées spilitiques, pour devenir dans sa partie supérieure uniquement spilitique.

Nous étudierons d'abord ce qui concerne les bancs dolomitiques ou calcaires, puis les *argilites*, et enfin les séquences sédimentaires.

IV.2.1. Les bancs dolomitiques ou calcaires

1) EFFETS DE LA DIAGENÈSE PRÉCOCE

a) Nodules d'anhydrite

Ce sont ici des nodules de taille centimétrique (3 à 5 centimètres de diamètre), actuellement siliceux et présentant une

structure radiaire. Nous avons étudié des structures semblables dans la description de la formation 2a et nous en avons déduit que ce sont des rétomorphoses de nodules d'anhydrite, eux-mêmes formés originellement dans des sabhkas marines marginales ou continentales.

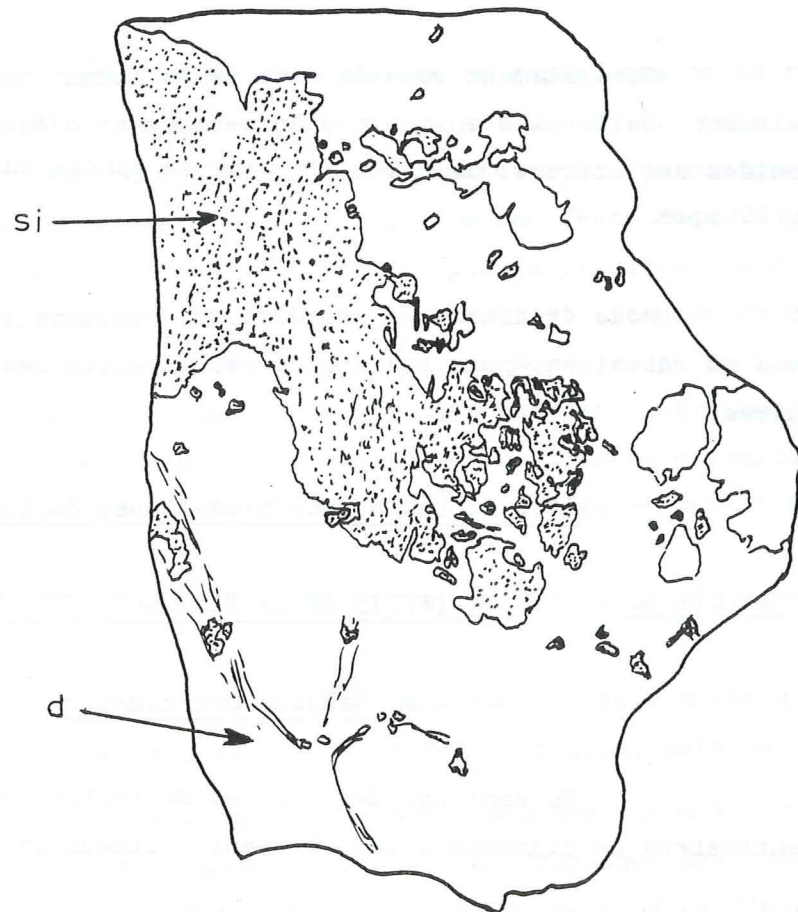
b) Dolomitisation

La dolomite de cette formation ressemble en tout point à la dolomite de la formation 2 a (dolomicrite ; conservation des figures sédimentaires).

Il s'agit donc d'une dolomite de remplacement que l'on observe habituellement dans les dolomies évaporitiques du domaine supratidal à intertidal ou dans les dolomies lacustres (M'RABET, 1979).

c) Silicification (fig.2.21)

Fig.2.21. Dolomitisation aux dépens d'un sédiment silicifié.



si: sédiment silicifié; d: dolomicrite.
(lac Gary; formation 4b; surface polie perpendiculaire à la stratification; échelle 1/1).

On retrouve encore dans certaines coupes, des bancs de 5 centimètres d'épaisseur entièrement silicifiés.

D'autres indices permettent de penser que dans cette formation la silicification a pu se faire avant la dolomitisation. En effet, par endroits le contact entre partie silicifiée et partie dolomitisée (fig. 2.21) se fait par l'intermédiaire de petits ilots de sédiments silicifiés englobés dans la dolomicrite.

2) STRUCTURES ORIGINELLES OU SUB-ORIGINELLES DE DEPOT

Les trois premiers types de structures citées ici sont semblables à celles décrites pour les formations 2a et 4a ;

- a) Laminations algaires
- b) Polygones, cupules et fentes de dessiccation
- c) Stratifications entrecroisées
- d) Traces probables de gouttes de pluie. En

surface de banc, on observe parfois, des petites cupules millimétriques arrondies à concavité tournée vers le haut. Par analogie avec ce que l'on observe dans les sédiments meubles actuels, on peut penser qu'il s'agit de traces de gouttes de pluie.

e) Petites rides régulières et symétriques et ondulations irrégulières plus importantes visibles en surface de bancs : elles sont visibles surtout dans la coupe des Vachers. A la base de la formation il s'agit surtout de petites rides régulières de 5 centimètres de longueur d'onde et de un à deux centimètres d'amplitude. On peut les interpréter comme étant des rides d'oscillations (COUREL et al., 1979).

Plus haut dans la formation, il s'agit surtout d'ondulations irrégulières plus larges (30 à 50 cm) et plus profondes (10 à 15 cm) parfois comblées en partie par des argilites vertes. On ne les observe que dans des bancs vus en coupes mais il est probable qu'elles sont dues à un ravinement.

IV.2.2. Les *argilites* vertes et rouges

1) NATURE ET ORIGINES POSSIBLES

Les *argilites*, appelées ainsi à cause de leur structure très fine, aphanitique en lame mince, sont composées en réalité d'un mélange de quartz en grande proportion, de dolomie et de calcite dans une plus faible proportion, d'oxydes de fer et d'illite - phengite en assez faible quantité. (analyses de poudres aux rayons X et communication orale de J. APRAHAMIAN).

La nature des argiles a été modifiée par le métamorphisme alpin (APRAHAMIAN, 1974) de sorte qu'elle ne permet pas de connaître l'origine du sédiment.

Ainsi on peut envisager les deux hypothèses extrêmes suivantes, (la réalité peut être une solution intermédiaire) :

- les argiles proviennent d'une source éloignée ,
- elles sont dues à un lessivage sur place des sédiments sous-jacents. Quoiqu'il en soit, elles se sont déposées ou redéposées et ont subi une diagenèse qui explique la présence de quartz, de dolomite et de calcite (notons cependant que la dolomite, la calcite et le quartz ne sont pas forcément apparus en totalité à cause de la diagenèse, il se peut qu'ils soient en partie d'origine détritique).

2) PHENOMENES PEDOGENETIQUES

a) Acquisition de la couleur

Elle dépend uniquement d'un phénomène d'oxydo-réduction du fer (FREYTET, 1964). Les *argilites* sont vertes lorsqu'elles sont en milieu réducteur, c'est-à-dire dans la nappe phréatique et rouges en milieu oxydant, c'est à dire au-dessus de la nappe phréatique.

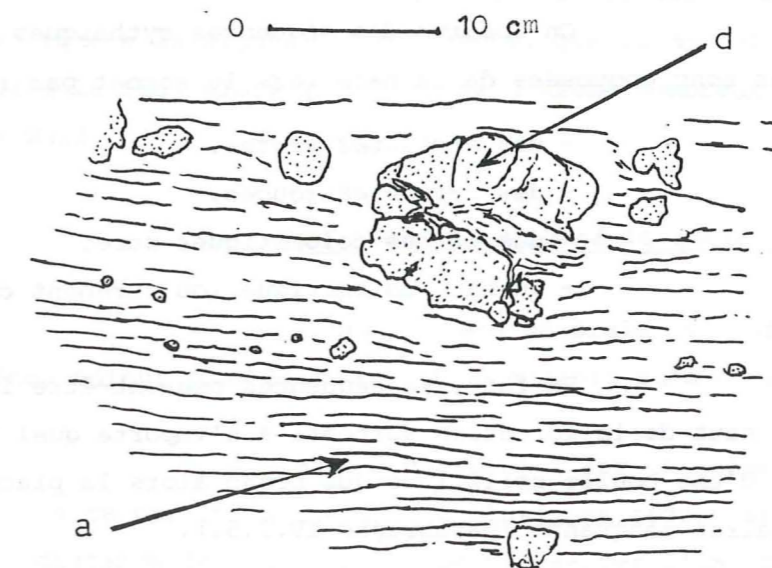
b) Marmorisation

Le passage vertical entre *argilites* vertes et rouges se fait souvent par l'intermédiaire d'une zone où ces deux couleurs sont imbriquées l'une dans l'autre. On observe des taches centimétriques irrégulières, de couleur ocre à verte dans une matrice rouge. Cette structure est bien connue (FRAYTET, 1971). Elle se forme dans les zones de battements de nappes phréatiques, où la réduction et l'oxydation se font en fonction des variations de porosité du sédiment.

c) Nodules de carbonates (calcitique ou dolomitique) Fig. 2.22.

Dans les *argilites* vertes proches des zones marmonisées, ou dans les *argilites* rouges, on observe des petites masses calcaires ou dolomitiques arrondies, de 3 à 6 cm de diamètre, isolées ou groupées par deux ou trois.

Fig.2.22. Nodules de dolomie dans les "argilites" rouges.



d: dolomie; a: "argilites" rouges. (au Sud du Paletas; formation 4b; dessin d'affleurement).

A. RUELLAN (1967) a étudié ce genre de nodules dans des formations quaternaires du Maroc. Il propose plusieurs hypothèses pour expliquer leur formation. On en retiendra deux pouvant s'appliquer à notre terrain :

- remontée d'eau par capillarité à partir de nappes phréatiques.
- dépôts par ruissellements superficiels d'eaux chargées en carbonates.

IV.2.3. Mise en place des coulées volcaniques ; effets de cuisson sur les sédiments sous-jacents

On ne les cite ici que pour mémoire, ils sont en cours d'étude et seront présentés dans la thèse de G. ADLINE

IV.2.4. Séquences sédimentaires et variations latérales de faciès

1) DESCRIPTION DES SEQUENCES

On observe des séquences rythmiques dont les plus complètes sont composées de la base vers le sommet par :

- des *argilites* vertes,
- des *argilites* rouges,
- des marnes dolomitiques ocre,
- un banc dolomitique (ou rarement calcaire)

En fait, ces séquences peuvent être interrompues (vers le haut de la formation surtout) à n'importe quel niveau par la présence d'une coulée spilitique qui prend alors la place des termes sédimentaires manquants (paragraphe IV.2.5.).

D'autre part, lorsque les séquences ne sont pas affectées par le volcanisme (vers la base de la formation en général), leur épaisseur varie de 50 centimètres à 6 mètres et le premier ou les deux premiers termes de base peuvent manquer.

2) VARIATIONS LATÉRALES DANS LA COMPOSITION SEDIMENTAIRE DES SEQUENCES

a) Mise en évidence

Ces variations latérales consistent essentiellement en une variation d'épaisseur des *argilites* entre les différentes coupes. C'est ainsi que :

- vers le Sud (coupe des Vachers), les séquences inférieures sont réduites presque uniquement à des bancs dolomitiques. Les *argilites* ne forment que des interlits très peu épais ou sont absentes. Au contraire, plus haut dans la formation, les séquences montrent des lits d'*argilites* vertes et rouges très épais (5 mètres).

- vers le Nord (coupes du Paletas), dès la base de la formation 4 b, les séquences sont formées par des *argilites* vertes ou rouges, des marnes dolomitiques et des bancs dolomitiques, mais l'épaisseur totale des *argilites* est plus faible ici que vers le Sud. Plus on se dirige vers le Nord, plus cette tendance est confirmée de sorte que dans la coupe des Rochers d'Armentier, les *argilites* sont même totalement absentes.

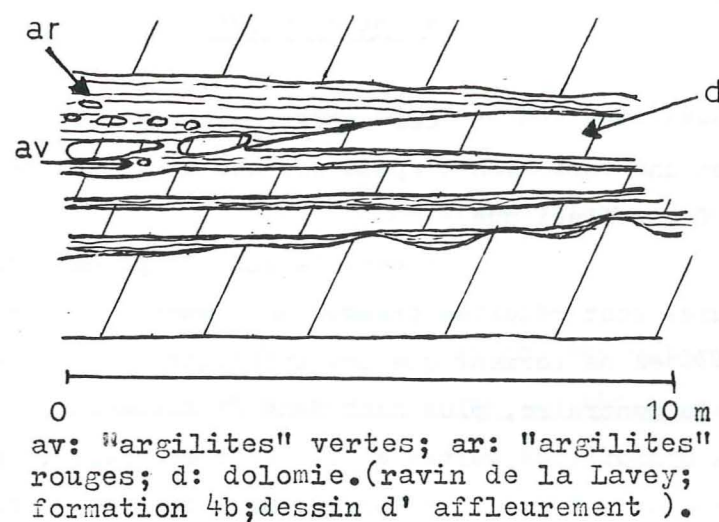
- enfin, il est intéressant de noter, même si on en ignore la signification exacte, que la dolomitisation est complète vers le Sud, alors qu'on trouve d'assez nombreux bancs calcaires vers le Nord.

b) Comment peuvent se faire ces variations ?

D'une manière générale, il suffit que les apports terrigènes soient plus abondants à un endroit qu'à un autre.

Mais localement l'enrichissement en *argilites* peut se faire par un ravinement de plusieurs séquences superposées. Sur une distance de 5 à 10 m, on peut observer l'amincissement puis la disparition progressive d'une superposition de plusieurs bancs dolomitiques. (ravin de la Lavey, fig. 2.23). Ces bancs, dont la surface présente des ondulations irrégulières (voir IV.2.1.), laissent latéralement la place à des *argilites* vertes dans lesquelles on observe des

Fig.2.23. Passage latéral d'un banc dolomitique à des "argilites" lié à ravinement.



av: "argilites" vertes; ar: "argilites" rouges; d: dolomie. (ravin de la Lavey; formation 4b; dessin d'affleurement).

éléments dolomitiques plus ou moins anguleux de taille décimétrique. Ceux-ci présentent une stratification oblique par rapport à la stratification des *argilites*, de sorte que leur mise en place est due de toute évidence à une sorte de petit écroulement des bancs dolomitiques dans les *argilites*.

c) Conclusion

Les conditions d'affleurement d'une part et les ravinements décrits ci-dessus d'autre part empêchent de connaître l'extension latérale originelle de chaque séquence. Mais il nous semble raisonnable de penser qu'elles sont géographiquement limitées et qu'elles passent latéralement de l'une à l'autre. En effet l'épaisseur totale de la formation 4b et le nombre total des séquences varient sensiblement d'une coupe à l'autre.

IV.2.5. Place des coulées spilitiques dans la formation 4b (fig.2.19, 2.24).

La mise en place des coulées volcaniques ne commence pas partout au même moment. En effet :

- au Thunon (au Sud de notre terrain), la formation 4b

est envahie dès sa base par de nombreuses coulées spilitiques.

- ailleurs, elles se trouvent surtout vers le haut de la formation.

- dans la coupe des Rochers d'Armentier, il n'existe pas de manifestation volcanique.

En général, les premières coulées sont séparées entre elles par des séquences sédimentaires plus ou moins complètes, alors que les dernières sont jointives. Cela peut indiquer qu'au départ, deux manifestations volcaniques successives étaient séparées par un temps suffisamment long pour que puissent se déposer des sédiments, alors qu'au sommet les manifestations volcaniques étaient plus rapprochées. Mais cela pourrait également résulter d'une surélévation relative due à l'accumulation des coulées, de sorte que le secteur envisagé, en relief relatif, ne pouvait plus recevoir de sédiment.

Enfin le nombre et l'épaisseur cumulée des coulées varient sensiblement d'une coupe à l'autre.

Ces trois observations montrent que géométriquement, les coulées volcaniques dans la formation 4b, peuvent être remplacées latéralement par des séquences sédimentaires. Cela signifie donc que les coulées volcaniques prennent la place des sédiments dans le temps et dans l'espace. Nous en verrons les implications dans la conclusion (paragraphe IV.2.6.b.)

IV.2.6. Conclusion sur le milieu de sédimentation de la formation 4b

1) MODE DE DEPOT DES SEQUENCES SEDIMENTAIRES ET ENVIRONNEMENT PALEOGEOGRAPHIQUE

L'étude que nous venons de faire montre qu'à un instant donné la sédimentation s'est faite dans des zones paléogéographiques distinctes juxtaposées : dans les unes se sont déposés des argiles, dans d'autres ces argiles ont subi une évolution pédogénétique, dans d'autres encore s'est formée la boue qui donnera les bancs dolomitiques

ou calcaires. Dans le temps, la répartition géographique de ces zones pouvait se modifier.

La boue qui donnera les bancs dolomitiques a précipité chimiquement dans des zones à *fleur d'eau* puisqu'on observe dans les bancs dolomitiques des laminations algaires et des cupules de dessiccation. Le régime hydrodynamique y était calme avec cependant une circulation d'eau dans des petits chenaux d'une dizaine de centimètres de profondeur (stratification entrecroisée).

Les argiles (qui, après une évolution diagenétique et pédogénétique, donneront les *argilites* vertes ou rouges) se sont déposées dans des zones immergées (peut-être faiblement) où l'eau circulait chargée en matériel finement détritique.

L'évolution pédogénétique de ces argiles (acquisition de la couleur, phénomène de marmorisation, acquisition des nodules de dolomie ou de calcaire) s'est faite dans une zone faiblement émergée, avec des battements de nappe phréatique.

Enfin, on ne peut pas savoir à quel moment ou dans quelle zone s'est produite la diagenèse enrichissant les argiles en dolomite, calcite et quartz.

La formation 4b s'est donc déposée dans un domaine :

- supratidal sur une surface de grande étendue montrant un paysage grossièrement plat avec cependant des zones faiblement immergées et d'autres faiblement émergées (la répartition géographique de ces zones varient dans le temps).

- où le régime hydrodynamique varie selon les endroits : calme dans les zones où se forme par précipitation chimique la boue qui donnera les bancs dolomitiques ; un peu plus agité dans les zones où se déposent les argiles qui donneront les *argilites*.

- soit confiné (pour les bancs dolomitiques), soit sous influence continentale (matériel terrigène fin). Notons qu'il n'a jamais subi d'influence marine.

2) MISE EN PLACE DES COULEES VOLCANIQUES

Celles-ci s'épandent en général dans les zones immergées ou dans des zones brusquement affaissées pour des raisons tectoniques (voir partie B), mais elles peuvent aussi se mettre en place sur les zones émergées. Quoiqu'il en soit chaque coulée volcanique peut former un petit relief sur lequel pendant un certain temps aucun sédiment ne se déposera (voir aussi G. Adline, thèse en cours).

VI. CONCLUSION DE L'ÉTUDE DES FORMATIONS TRIASIQUES (FIG.2.24)

V.I. DONNEES PALEONTOLOGIQUES

- Dans toutes les coupes levées sur le terrain, seuls des *Myophoria goldfussi* (détermination J.C. GALL) ont été observés localement dans la formation 2 de la coupe de l'Esparcelet. Ces mollusques caractérisent surtout le début du Trias supérieur (Carnien), mais ils sont également connus à la fin du Trias moyen (fin Ladinien).

- Vu ce manque de macrofaune nous avons essayé de réaliser une étude palynologique mais sur plus de cent échantillons recueillis à cet effet et traités, aucun n'a fourni de pollens. Cela peut s'expliquer de deux façons :

- . il n'y avait pas ici à cette époque de végétation.

- . bien que le contexte général de la sédimentation soit réducteur, la zone superficielle des dépôts peut être soumise à une légère oxydation. Il suffit alors que les pollens supposés aient séjourné suffisamment longtemps dans cette zone pour qu'ils aient été détruits (nous confirmerons le bien fondé de cette hypothèse au chapitre VI).

- Pour donner un âge approximatif aux différentes formations, on est donc amené à faire des raisonnements particuliers. Ceux-ci sont exposés au chapitre VI. De toute manière, les données paléontologiques disponibles ne permettent pas d'effectuer des corrélations chrono-stratigraphiques entre les coupes, c'est pourquoi dans les paragraphes précédents nous avons utilisé la lithostratigraphie.

V.2. PRESENTATION DE L'ENSEMBLE DES COUPES LEVEES SUR LE TERRAIN ET CONCLUSION SUR LES MILIEUX DE SEDIMENTATION

La figure 2.24 montre les différentes coupes des termes triasiques levées sur le terrain. Les corrélations entre les coupes effectuées ici n'ont qu'une signification lithostratigraphique. Celle-ci repose sur les définitions des différentes formations, telles qu'on les a étudiées dans ce chapitre. On peut les résumer de la manière suivante :

- Formation 1 : il s'agit de quelques bancs de grès immédiatement au contact du socle cristallin, provenant d'une altération de celui-ci.

- Formation 2a: c'est un faisceau de bancs dolomitiques ocres à roux en patine qui se sont déposés dans un domaine supratidal, dans un milieu confiné, avec un régime hydrodynamique calme à très calme.

- Formation 2b : près de paléoreliefs, 2b remplace latéralement la formation précédente. Il s'agit de brèches à matrice dolosparitique et à éléments de dolomicrite et de cristallin.

- Formation 3 : ce sont des schistes noirs dans lesquels on observe de nombreuses intercalations de petits bancs dolomitiques souvent discontinus. Ces dépôts finement détritiques se sont déposés dans des lacs de faible ou très faible profondeur sans circulation d'eau très importante.

- Formation 4a: il s'agit d'un faisceau peu épais de bancs dolomitiques gris à ocres en patine. Le domaine de sédimentation varie d'un domaine supratidal confiné (coupes du lac Gary ou de l'Esparcelet par exemple) à un domaine intertidal (coupes du col du Rochail et des Rochers d'Armentier).

- Formation 4b : la limite avec la formation précédente n'est pas toujours aisée à voir sur le terrain. On a affaire à une alternance d'*argilites* rouges ou vertes et de bancs dolomitiques et/ou calcaires, avec des intercalations de coulées spilitiques de plus en plus nombreuses en général vers le haut de la formation. Il y a ici juxtaposition de

plusieurs milieux de sédimentation :

- milieux lagunaires fermés à tendance réductrice sans circulation d'eau.
- milieux où existent de faibles courants d'eau expliquant l'apport de matériel terrigène fin.
- zones formant des petits reliefs.

Fig. 2.24. Ensemble des coupes levées sur le terrain
(Voir pages suivantes) .

- La localisation des coupes est donnée par la fig. 2.1
(On n'a pas reporté ici les quatre coupes présentées aux fig.
- Légende des figurés :

LITHOFACIES

	Calcaires bioclastiques (Lias)
	Spilite
	Calcaire
	Dolomie finement litée
	"Argilites" vertes ou rouges dans la formation 4b, schistes noirs dans la formation 3.
	Cargneules
	Sédiments silicifiés
	Brèche à matrice dolomi- tique et à éléments de socle, de spilite, et de dolomie
	Dolomie
	Gres siliceux
	Cristallin

LITAGE

	Ondulé continu
	Petit chenal
	Stratification entre- croisées sur une faible largeur

FIGURES SEDIMENTAIRES

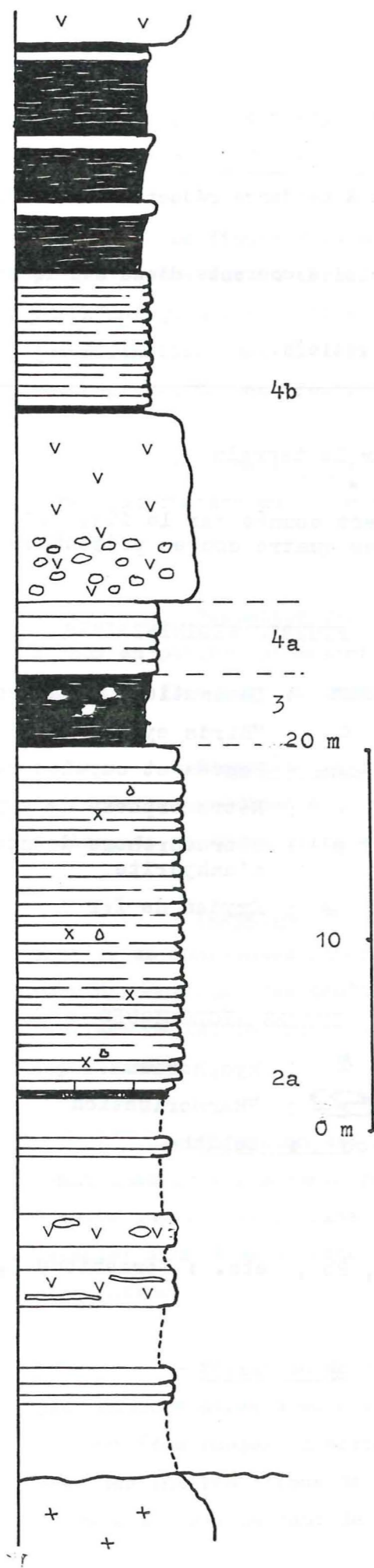
	Laminations algaires
	"Birds eyes"
	Fentes et cupules de dessiccation
	Rétromorphose de gypse
	Rétromorphose de nodules d'anhydrite
	Oxydes de fer

TRACES BIOLOGIQUES

	Myophories
	"Marmorisation"
	Oolithe

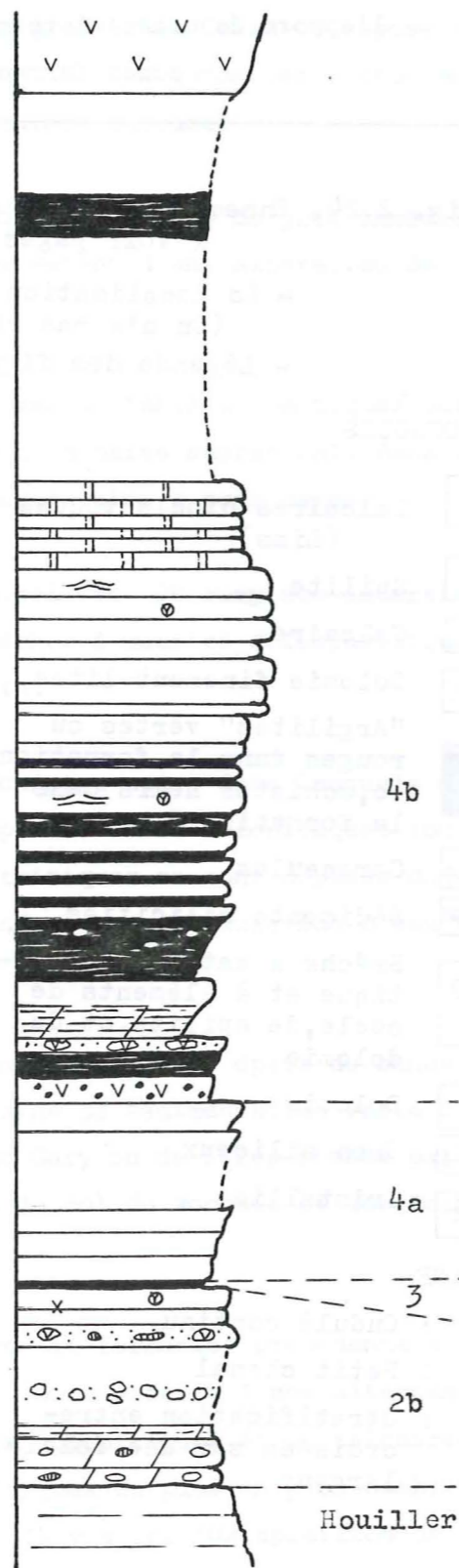
1, 2a, 2b, etc. : Formations 1, 2a, 2b, etc.

Fig.2.24. Suite.



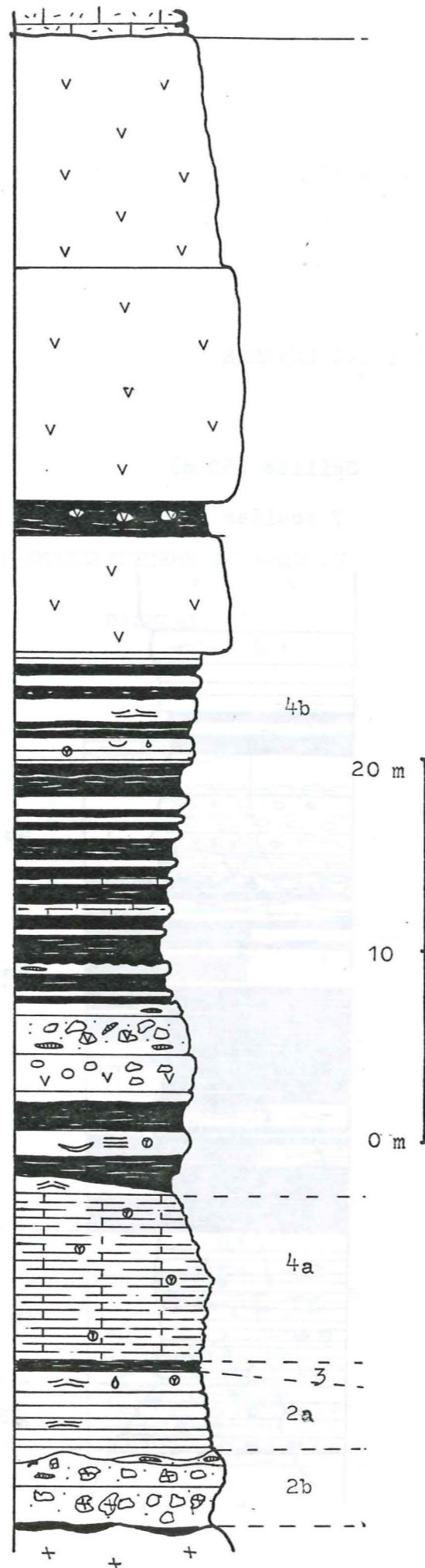
2 : LE TORRENT ROBERT

Spilite(53m):
5 coulées



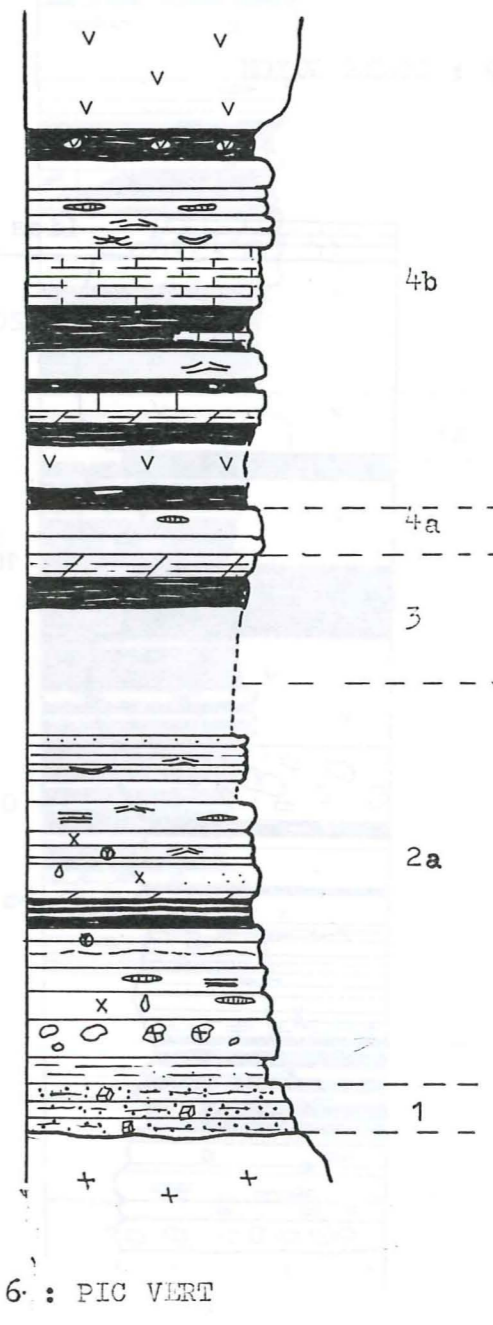
4 : COL DE PRES CLOS

Fig. 2.24. Suite.



5 : LAC GARY

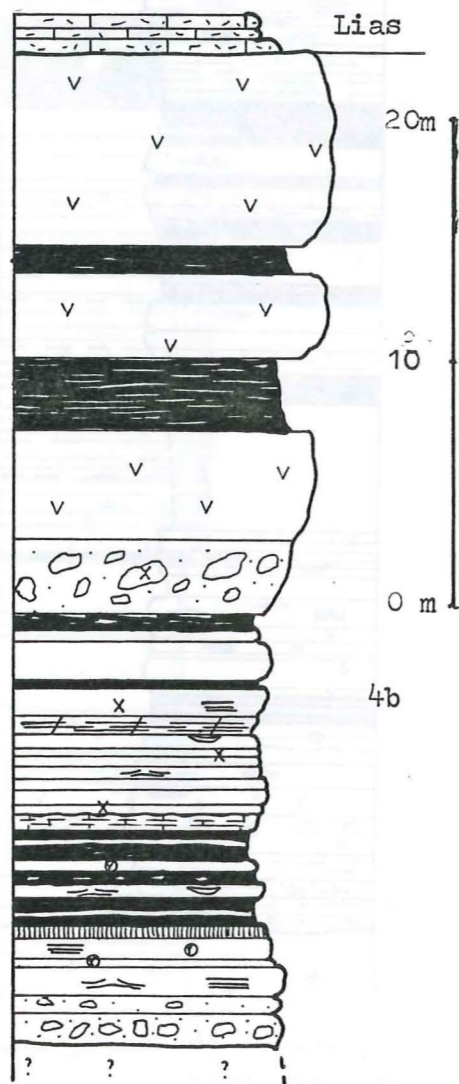
Spilite (50m):
4 coulées



6 : PIC VERT

Fig. 2.24 . Suite.

7 : COMBE GUYON



8 : LAC LABARRE

Spilite (50 m)

7 coulées

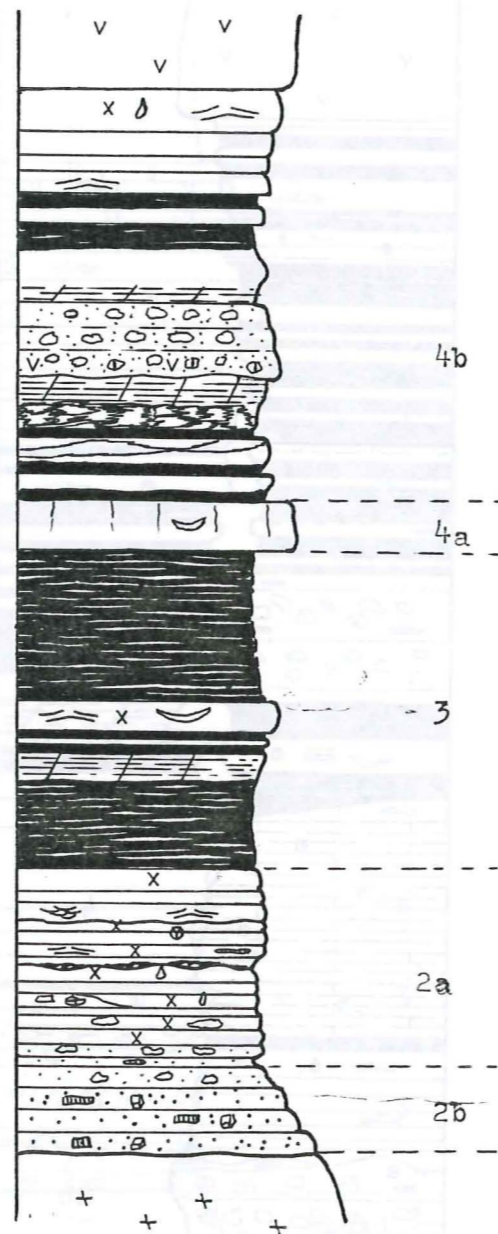
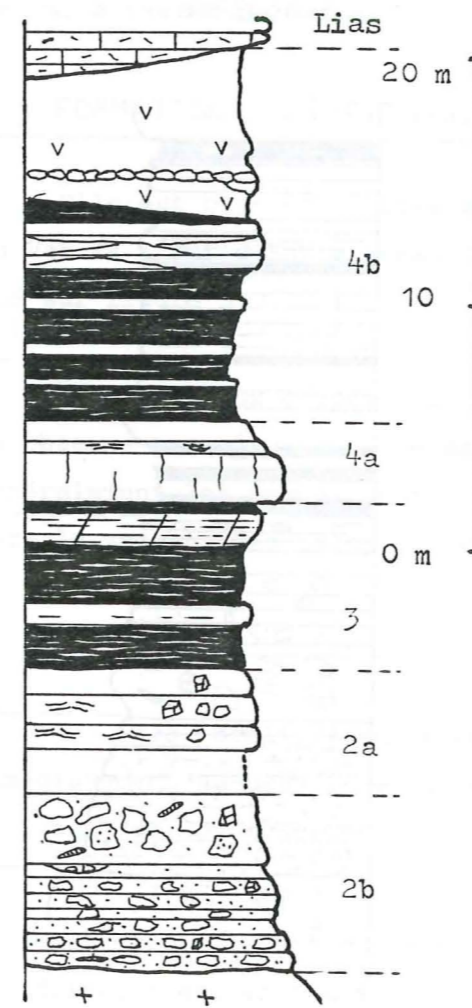


Fig. 2.24. Suite.

9 : IMMEDIATEMENT AU NORD DU PALETAS



11 : A L'OUEST DU NEYRAREL

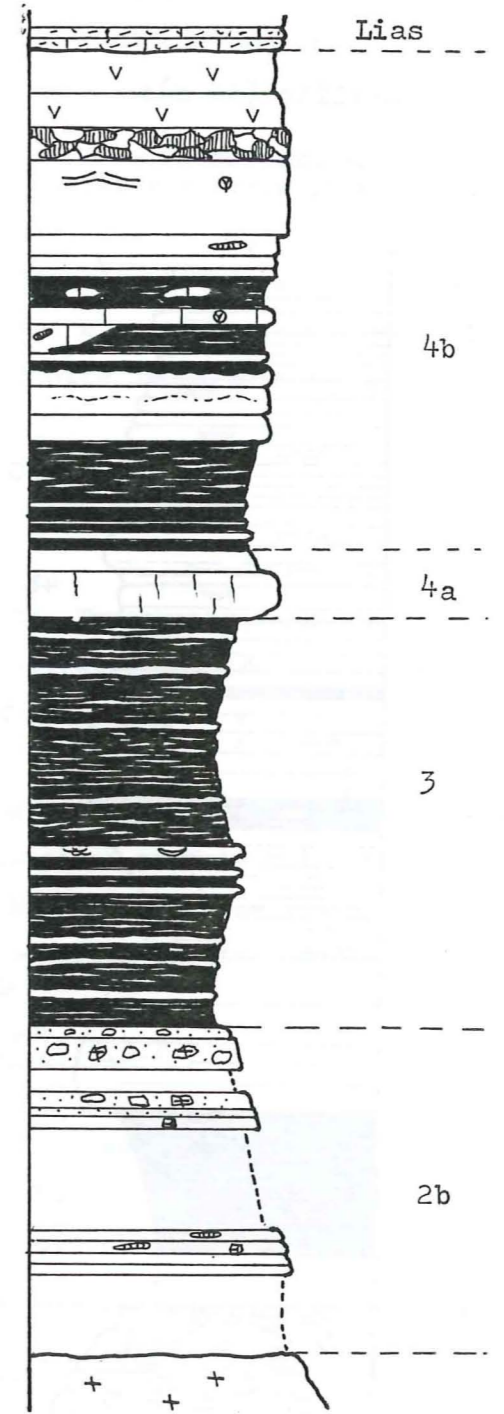
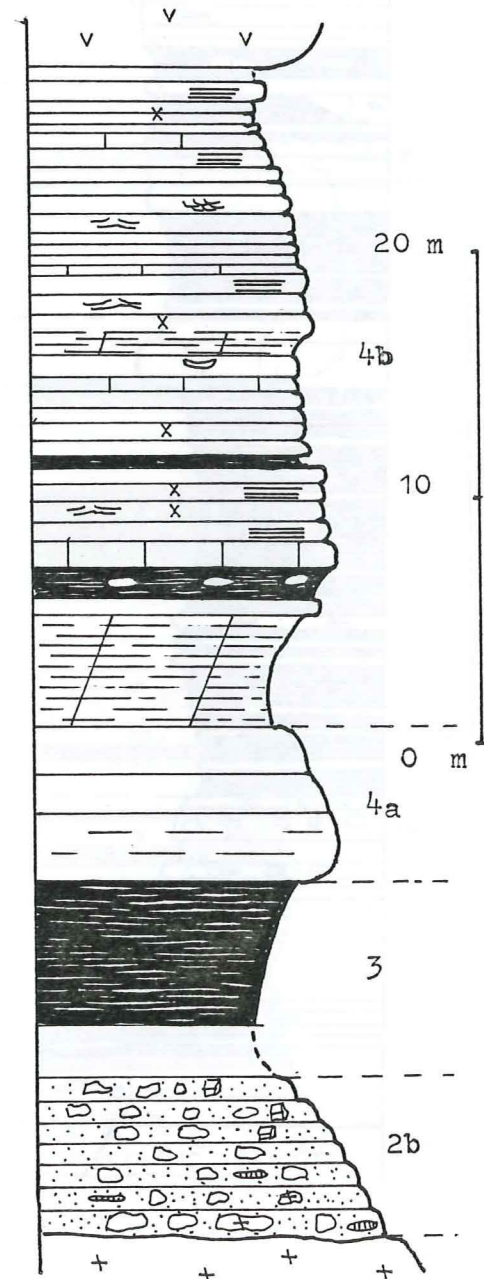


Fig. 2.24. Suite.

12 : EN AVAL DE LA VIVOLLE

Spilite (50 m):

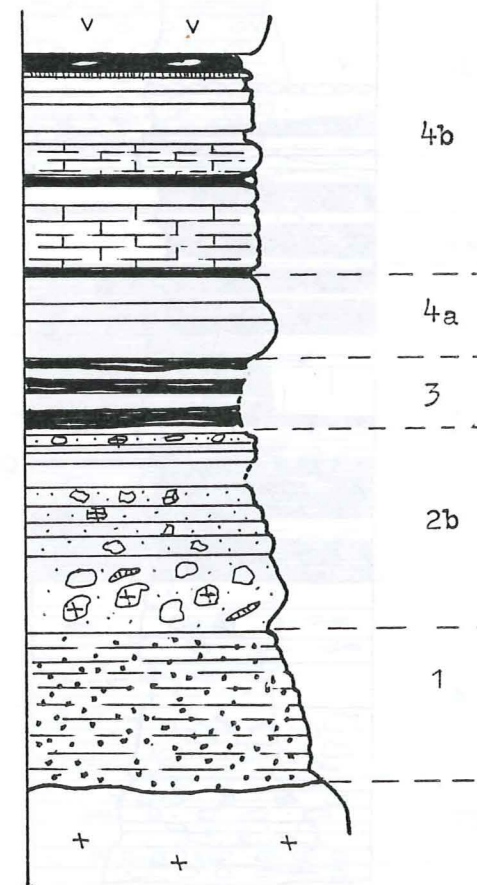
6 coulées



13 : COL DU ROCHAILL

Spilite (48 m)

5 coulées



CHAPITRE III - LE LIAS

On n'étudiera ici que les termes du Lias inférieur pouvant être directement en contact avec les coulées spilites sommitales du Trias.

On a distingué trois formations :

- la formation 5a, datée de l'Hettangien inférieur (voir plus loin), est composée d'une alternance de calcaires et de marnes.
- la formation 5b se trouve stratigraphiquement au-dessus de la précédente. Elle est datée de l'Hettangien supérieur et est uniquement calcaire.
- la formation 6, datée du Sinémurien, montre une alternance régulière de calcaires et de marnes.

I - FORMATION 5 a (HETTANGIEN)

Elle est bien développée en deux endroits. Topographiquement au-dessous du Vet (à l'Est d'Entraigues, 15 sur figure 3.1.) et à l'Ouest du Neyrarel (16 sur figure 3.1.).

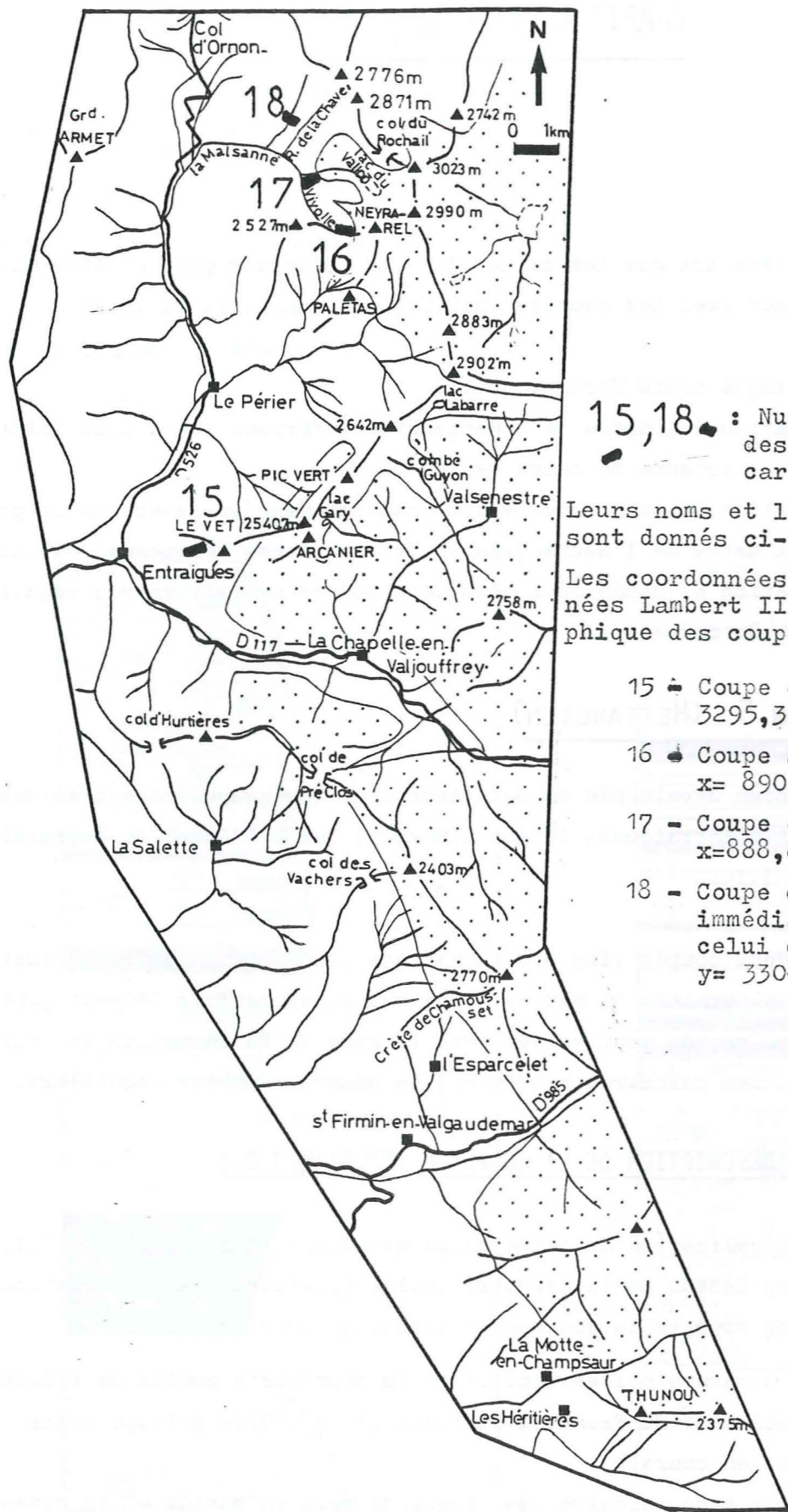
Dans ces deux coupes (fig. 3.2.), sur une quinzaine de mètres d'épaisseur on observe une alternance de marnes et de calcaires parfois dolomitiques. Généralement les marnes sont vertes vers la base de la formation et noires vers le sommet. Les calcaires renferment de nombreux débris coquillers.

I.1. DESCRIPTION DE LA COUPE DU VET (fig. 3.2.)

(la localisation de cette coupe est donnée dans la figure 3.1.). Immédiatement au-dessus de la dernière coulée spilitique de la formation triasique 4b, on observe la succession lithologique suivante :

- 1 m : marnes noires renfermant de nombreuses boules de spilites provenant probablement du front ou du flanc d'une coulée voisine (voir G. Adline, thèse en cours),
- 1 m : banc calcaire peu consolidé gris en patine et en cassure contenant des petits galets de spilites. Il est microsparitique à sparitique et renferme des radioles d'oursins,

Fig.3.1. Localisation des coupes.

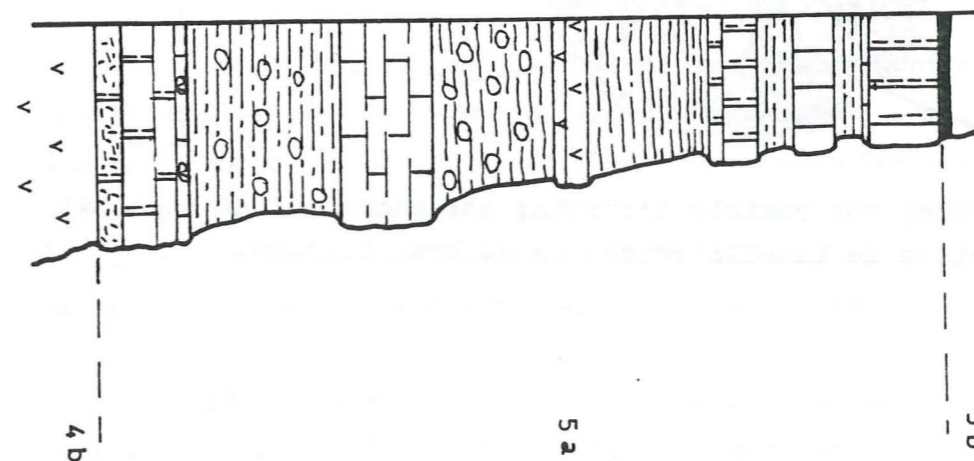
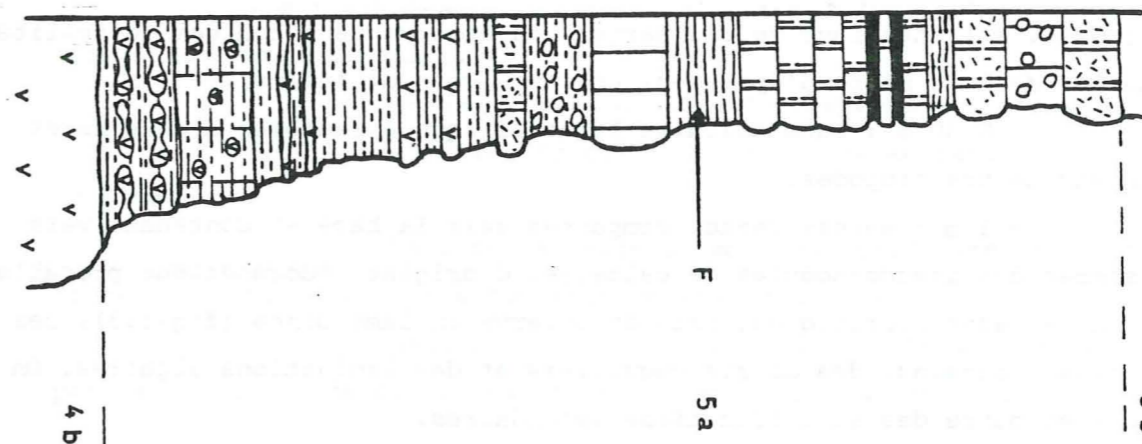


15, 18 : Numéros et localisations des coupes 15 à 19 sur la carte.

Leurs noms et leurs localisations exactes sont donnés ci-dessous.

Les coordonnées x,y,z sont les coordonnées Lambert III de la base stratigraphique des coupes.

- 15 - Coupe du Vet : x= 887,02; y= 3295,3; z= 1940 m.
- 16 - Coupe à l'Ouest du Neyrarel: x= 890,15; y= 3302,7; z= 2550 m.
- 17 - Coupe en aval de la Vivolle: x=888,85; y= 3303,9; z=2 140 m.
- 18 - Coupe du ruisseau se trouvant immédiatement à l'Ouest de celui de la Chave: x= 888,45; y= 3304,95; z= 1800 m.



Coupe du VET

Coupe à l'Ouest du NEYRAREL
(levée par G. Adline)

-- Voir localisation des coupes fig.3.1.
-- Voir légende des figurés fig.3.4.

Fig.3.2. La formation 5a. (Hettangien inf.?)

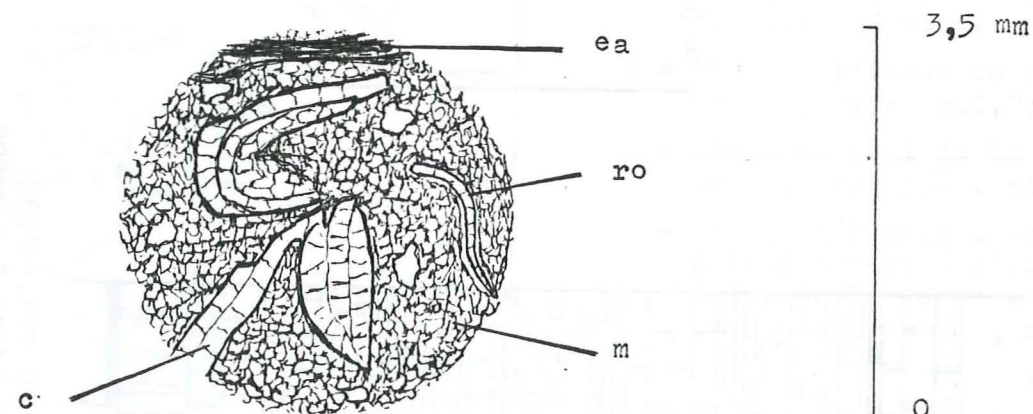
- 1 m : marnes avec l'intercalation de cinq bancs centimétriques de sable spilitique rouille.

- 2,50 m : marnes plus ou moins consolidées à patine zonée noire et rousse. A l'intérieur de ces marnes, on observe deux coulées de spilites à bulles de 0,20 mètre d'épaisseur chacune (voir G. Adline).

- 0,30 m : banc calcaire lumachellique à radioles d'oursins et à débris de brachiopodes.

- 1 m : marnes vertes compactes vers la base et contenant vers le sommet des pseudo-nodules de calcaires d'origine pédogénétique probable. Les marnes sont micritiques, mais on observe en lame mince (fig.3.3), des radioles d'oursins, des débris coquilliers et des laminations algaires. On y note en outre des silicifications secondaires.

Fig.3.3 Calcaire marneux bioclastique (coupe à l'Ouest du Neyrarel; formation 5a; dessin d'après une lame mince).



m: micrite; ro: radiole d'oursin; ea: encroûtement algair; c: coquille de lamellibranche ou de brachiopodes.

- 1 m : calcaire sableux lumachellique gris en patine et sombre à la cassure.

- 1 m : calcaire peu consolidé de couleur ocre contenant des traces charbonneuses et des lamellibranches (voir paragraphe I.3.).

- 2 m : faisceau de bancs calcaires décimétriques à patine grise et à rubans contournés ocre. Ces bancs contiennent des débris de coquilles de bivalves indéterminables.

- 1 m : alternance de bancs calcaires dolomitiques (test à l'acide) ocre et de schistes noirs.

- 0,50 m : marnes grises à éléments charbonneux noirs.

- 0,50 m : calcaire dolomitique gris ocre en patine et gris en cassure.

- 1 m : un banc de calcaire dolomitique gris ocre en patine à traces charbonneuses et à nombreux débris de coquilles.

- 1,20 m : deux bancs de calcaire argileux tendre, gris ocre en patine, à débris de coquilles et renfermant des nodules durs de calcaires gris.

- 1 m : marnes noires à nombreux éléments charbonneux.

- 1 m : quatre bancs calcaires avec des passées plus gréseuses, des débris coquilliers et quelques galets de spilites.

Au-dessus de cette succession, on observe la formation 5b.

I.2. CONCLUSION SUR LE MILIEU DE SEDIMENTATION

Cette étude rapide de la coupe du Vet permet de montrer des variations verticales de faciès correspondant à des milieux de sédimentation légèrement différents entre eux.

Notons d'abord une nette influence marine montrée par les nombreux débris coquilliers (radioles d'oursins, brachiopodes, lamellibranches). L'abondance, le nombre assez important d'espèces représentées, la taille relativement grande des organismes (1 à 2 centimètres en moyenne) et enfin le fait qu'ils soient brisés indiqueraient plutôt un domaine de sédimentation intertidal marin ouvert (Elf Aquitaine, 1977) avec un régime hydrodynamique agité.

Le milieu de dépôt décrit ci-dessus est le contexte général de la sédimentation de la formation 5a. Cependant certains faciès (traces de charbon, marnes vertes à nodules calcaires d'origine pédogénétique probable) montrent qu'au cours du temps il y a plusieurs fois récurrence d'un milieu de sédimentation assez voisin de celui de la formation triasique 4b : milieu à tendance continentale, la hauteur d'eau est très faible à nulle.

Enfin notons également que la sédimentation est perturbée par la mise en place de très minces coulées spilitiques (G.Adline, thèse en cours). Ce sont les dernières manifestations volcaniques affectant ce secteur.

I.3. DONNEES PALEONTOLOGIQUES : AGE DE CES COUCHES

Parmi les nombreux restes coquilliers, peu permettent de dater cette formation. Cependant J.APRAHAMIAN a dégagé dans la coupe du Vet et nous a prêté une faune de lamellibranches déterminée par R. MOUTERDE. Il s'agit de :

- *Modiola cf. hillanus* Sowerby
- *Isocyprina* voisin de *germari* (Dunker)
- *Gervilleia* voisin de *conimbrica* (Choffat , en grand nombre)

La faune de lamellibranches présente dans notre échantillon est donc très probablement de l'Hettangien inférieur . Cependant R. MOUTERDE n'est pas catégorique dans l'attribution de l'âge : cette faune pourrait être également du Rhétien, mais cela est moins vraisemblable.

II - FORMATION 5b ET LE FACIÈS PARTICULIER DE CELLE-CI : 5c (HETTANGIEN SUPÉRIEUR)

La formation 5b repose en continuité sur 5a, mais on la trouve fréquemment en discordance sur les dernières coulées spilitiques massives de la formation triasique 4b, (fig. 3.1.). Elle est souvent peu épaisse (deux à trois mètres), sauf vers le Paletas (dans la partie Nord du terrain étudié où elle peut atteindre une vingtaine de mètres d'épaisseur. Il s'agit d'une succession monotone de bancs calcaires lumachelliques d'épaisseur demi-métrique à métrique. Cette formation n'est pas facilement érodée et peut former des petites saillies dans la morphologie.

On n'a relevé précisément que deux coupes de quelques mètres d'épaisseur. Elles se situent tout à fait au Nord du terrain étudié. Ailleurs, les autres coupes montrent des bancs calcaires d'aspect macroscopique semblable.

II.1. DESCRIPTION DE LA COUPE DU TALWEG IMMEDIATEMENT A L'OUEST DU RUISSEAU DE LA CHAVE (fig. 3.4.)

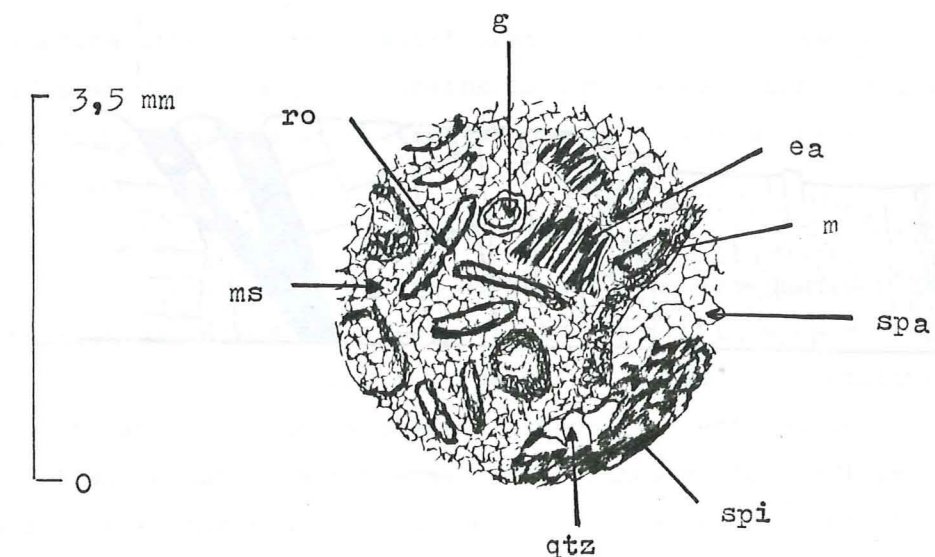
(la localisation de cette coupe est donnée par la figure 3.1.).

Au-dessus de la dernière coulée spilitique massive de la formation triasique 4b, caractérisée par un découpage de diaclases, on observe successivement :

- 0 à 50 centimètres : brèche à éléments décimétriques de spilite et à matrice calcaire. La nature de ce calcaire varie d'un grainstone à un packstone.

- Trois bancs décimétriques, de calcaire gris en patine et en cassure, renfermant des grains corrodés de spilite avec recristallisation de quartz dans les parties corrodées, des débris de crinoïdes en grand nombre, des radioles d'oursins, des encroûtements algaires (cyanophycées ?), des débris de gastéropodes et de brachiopodes. La matrice n'est pas homogène : par endroits elle est micritique, ailleurs elle est sparitique. Il s'agit donc d'un wackestone - packstone (fig. 3.5.).

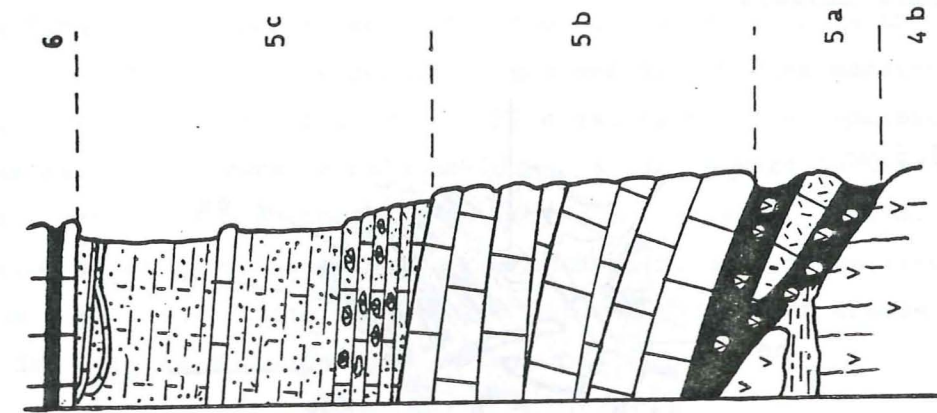
Fig.3.5. Calcaire bioclastique (coupe du talweg immédiatement à l'Ouest du ruisseau de la Chave; formation 5b; dessin d'après une lame mince).



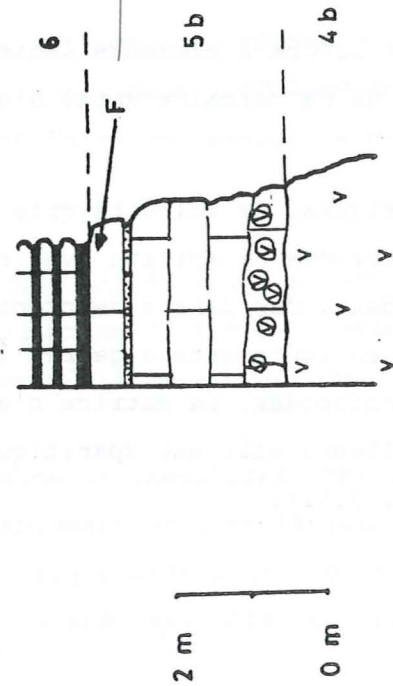
spa: sparite; ms: microsparite; m: micrite; spi: spilite; qtz: quartz ;
ro: radiole d'oursin; g: gastéropode; ea: encroûtement algaire.

-- Voir localisation des coupes fig. 3.1.

Coupe en aval de la VIVOLLE
(voir aussi fig. 5.12.)

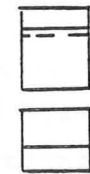


Coupe du ruisseau se trouvant
immédiatement à l'Ouest de
celui de la CHAVE.



m'est elle pas entre 5b
et 6 ?

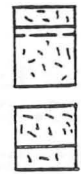
Légende des figurés (fig. 3.2 et 3.4):



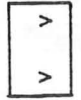
Calcaire et calcaire
dolomitique plus ou
moins bioclastique.



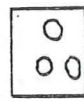
"Argillites" vertes,
grises, marnes noires.



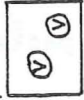
Calcaire et calcaire
dolomitique lumachel-
lique.



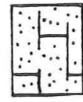
Coulée spilitique.



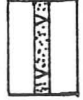
Nodules calcaires d'origine
pédogénétique probable.



Boules de spilite, détritiques dans
les calcaires et dues au dynamisme
volcanique dans les marnes.



Microbrèche à éléments mil-
limétriques de spilite et
à ciment calcaire.



Sable spilitique très
oxydé.

- 5 centimètres : un joint de sable spilitique très oxydé,
- 0,50 mètre : un banc de calcaire gris en patine et en cassure.
Il s'agit d'un grainstone, la matrice est cette fois uniquement sparitique et on observe encore des débris de crinoïdes et des encrûtements algaires (cyanophycées ?). De plus ce banc a livré une faune de bivalves non identifiables et des ammonites du genre *Schlotheimia* (voir paragraphe II.4.). Le sommet de ce banc est légèrement raviné et est recouvert par une pellicule oxydée.

- au dessus, on observe la formation 6.

II.2. DESCRIPTION DE LA COUPE EN AVAL DE LA COMBE DE LA VIVOLLE (fig. 3.4.). SOMMET DE LA FORMATION 5a, FORMATION 5b et SON FACIÈS PARTICULIER 5c)

(La localisation de la coupe est donnée par la figure 3.1.). Elle est caractérisée par la présence de discordances internes. Celles-ci sont liées à une tectonique synsédimentaire qui sera étudiée au chapitre V, paragraphe V.2.

- Le sommet de la formation 5a et les bancs de la formation 5b se trouvent dans un petit paléocreux (fig. 5.10, 5.12) déterminés par le front ou le flanc (voir G. ADLINE, thèse en cours) des deux dernières coulées spilitiques de la formation 4b.

On observe du bas vers le haut la succession lithologique suivante :

- 1 mètre : marnes noires à boules de spilites, reposant directement sur les coulées sous-jacentes.

- 0,70 mètre : banc de calcaire sombre en patine et en cassure, à structure litée floue, ayant fourni des débris de lamellibranches, des crinoïdes et des radioles d'oursins. La matrice est microsparitique et localement micritique, la structure est proche de celle des wackestones ou des grainstones.

- 0,60 mètre : marnes noires.

Les bancs décrits ci-dessus sont les derniers bancs de la formation 5a. Vient ensuite :

- 0 à 8 mètres : calcaires en bancs demi-métriques à métriques gris en patine. Certains d'entre eux contiennent des galets détritiques de spilites. Le calcaire renferme des oolithes et des radioles d'oursins. La matrice est sparitique, la structure est celle d'un grainstone.

- au-dessous de cette succession calcaire et uniquement dans cette coupe, on observe une formation caractérisée par l'abondance de matériel spilitique et plus rarement dolomitique d'origine détritique. On l'appellera formation 5c, pour plus de commodités dans l'exposé du chapitre V, mais en réalité, elle a la même signification sédimentaire que la formation 5b. Elle n'en est qu'un faciès local particulier ayant une explication tectonique (voir chapitre V, paragraphe V.2). Du bas vers le haut, il s'agit de :

- 0 à 1 m : brèche à éléments centimétriques à décimétriques de spilite et plus rarement de dolomie. Le ciment est calcaire et contient de nombreux débris de coquilles de bivalves (lamellibranches) ou de brachiopodes.

- 0 à 6 m : faisceau de bancs décimétriques microbréchiques à petits éléments de spilite et à ciment de calcaire à débris de crinoïdes. Les bancs au sommet de ce faisceau sont perturbés. Ils forment des poches de sédiments en forme d'amendes irrégulières pointues d'un côté et arrondies de l'autre. Cette structure particulière est vraisemblablement due à un glissement, pendant que ces sédiments étaient encore meubles, des dépôts sus-jacents. Enfin à l'échelle de l'affleurement cette formation est plus tendre que 5b et s'est faite davantage éroder.

- au-dessus de 5c, on observe la formation 6.

II.3. CONCLUSION SUR LE MILIEU DE SEDIMENTATION DE LA FORMATION 5b (et son faciès particulier 5c)

Les deux coupes décrites ci-dessus montrent toujours des associations de caractères sédimentaires indiquant un même milieu de sédimentation. Rappelons que ces calcaires sont caractérisés par la présence de lamellibranches, de crinoïdes, de radioles d'oursins, d'oolithes et par une structure variant d'un grainstone à un wackestone.

Des associations semblables ont été décrites comme caractérisant un milieu de dépôt du type plate-forme externe, dans un domaine marin ouvert situé sous le niveau de basse mer et au dessus de la limite inférieure d'action des vagues. Le régime hydrodynamique y est agité (Elf Aquitaine, 1977).

Notons qu'à l'inverse de la formation 5a, il n'y a plus ici de récurrence de faciès inter ou supratidaux et qu'il n'y a pas non plus de traces d'activité volcanique, (les seuls éléments spilitiques dans cette formation sont d'origine détritique).

II.4. DONNEES PALEONTOLOGIQUES, AGE.

Cette formation a été datée par une ammonite échantillonnée dans le banc supérieur de la coupe se trouvant immédiatement à l'Ouest du ruisseau de la Chave (voir paragraphe II.1). Il s'agit d'une *Schlotheimia* (schloth) (détermination R. MOUTERDE). Elle est de l'Hettangien supérieur.

III - FORMATION 6 (HETTANGIEN SUPERIEUR (?) ET SURTOUT SINEMURIEN)

Elle est visible dans toutes les coupes, au-dessus de la formation 5b quand celle-ci existe ou en discordance sur les dernières coulées spilitiques triasiques dans le cas contraire.

Il s'agit d'une alternance monotone et bien réglée de bancs décimétriques calcaires d'une part, et marneux d'autre part.

Les calcaires sont gris en patine et sombre en cassure. En général il s'agit de mudstones mais localement les premiers bancs peuvent contenir des débris de gastéropodes et des radioles d'oursins.

Les marnes sont noires et ont une structure de type mudstone. La couleur sombre des sédiments et leur structure de type mudstone permettent de penser que cette formation s'est déposée sur une plate-forme externe dans un domaine marin plus ou moins profond avec un régime hydrodynamique calme.

Enfin dans la coupe du Thunou, à une trentaine de mètres stratigraphiquement au-dessus de la dernière coulée spilitique triasique on a trouvé une ammonite *Coroniceras gr. rotiforme* Sowerby (détermination R. MOUTERDE), de la zone à Rotiforme du Sinémurien inférieur.

IV - CONCLUSION

L'étude sédimentaire, présentée dans les paragraphes précédents, permet de retracer en partie l'histoire de la transgression liasique. Celle-ci ne débute pas partout au même moment. Elle commence timidement dès l'Hettangien inférieur (voir dès le Rhétien, formation 5a) en certains endroits (le Vet et à l'Ouest du Neyrarel par exemple). Dans ces zones, il se dépose alors des

faciès indiquant un milieu variant dans le temps d'un domaine intertidal marin ouvert (calcaire lumachellique) à un domaine à tendance continentale (nodules calcaires d'origine pédogénétique probable dans des *argilites* vertes). On observe également les traces des dernières manifestations volcaniques.

Progressivement cependant, le bassin de sédimentation s'enfonce, de sorte qu'à l'Hettangien supérieur (formation 5b) la plus grande partie de la région est immergée et tous les sédiments qui s'y déposent indiquent un domaine marin ouvert (calcaire bioclastique).

Enfin, soudainement, vers la limite Hettangien-Sinemurien, le bassin de sédimentation s'enfonce encore. Cela est montré par la limite toujours nette entre la formation 5 et la formation 6. Cette dernière, en effet est représentée par des calcaires et des marnes de type mudstone indiquant un domaine marin franc, et un milieu brusquement moins agité.

Ainsi, l'évolution de la nature des sédiments liasiques est liée d'une part à l'invasion marine et d'autre part à une subsidence très nette et peut-être saccadée.

PARTIE "B"

VARIATIONS LITHOLOGIQUES ENTRE LES COUPES

MISE EN EVIDENCE DE TECTONIQUES SYNSEDIMENTAIRES

CHAPITRE IV - SECTEUR DE L'ESPARCELET

I. SITUATION GÉNÉRALE

I.1. PRESENTATION CARTOGRAPHIQUE (fig. 4.1. et 4.2.)

Ce secteur se situe au voisinage de St Firmin en Valgaudemar, au Nord du petit village de l'Esparcelet (carte topographique St Bonnet 3-4 au 1/25 000e).

La carte géologique que nous avons levée, montre à l'Est des terrains cristallins et à l'Ouest des terrains liasiques d'âge probablement Sinémurien par analogie de faciès. Entre les deux, on observe une bande de terrains triasiques (sédimentaire et coulées spilitiques).

L'étude cartographique montre que le cristallin est chevauchant sur l'ensemble triasico-liasique en série renversée.

Nous allons étudier deux sous secteurs:

- Au Sud, le secteur de Dessous les Lumières (S.L.) (fig.4-1)
- Au Nord, le secteur du Ravin de Combe Bonne, du ravin et des crêtes de la Lavey (fig. 4-2).

I.2. SUCCESSION LITHOLOGIQUE NORMALE (voir légende de la fig.4-3)

Dans une coupe non affectée par la tectonique, les différentes formations lithologiques (voir partie "A") se présenteraient de la manière suivante:

Fig.4.1. SECTEUR DE L'ESPARCELET: DESSOUS LES LUMIERES.

Légende identique à celle de la figure 4.2.
1 : Point d'observation 1. Ce numéro renvoie au texte.

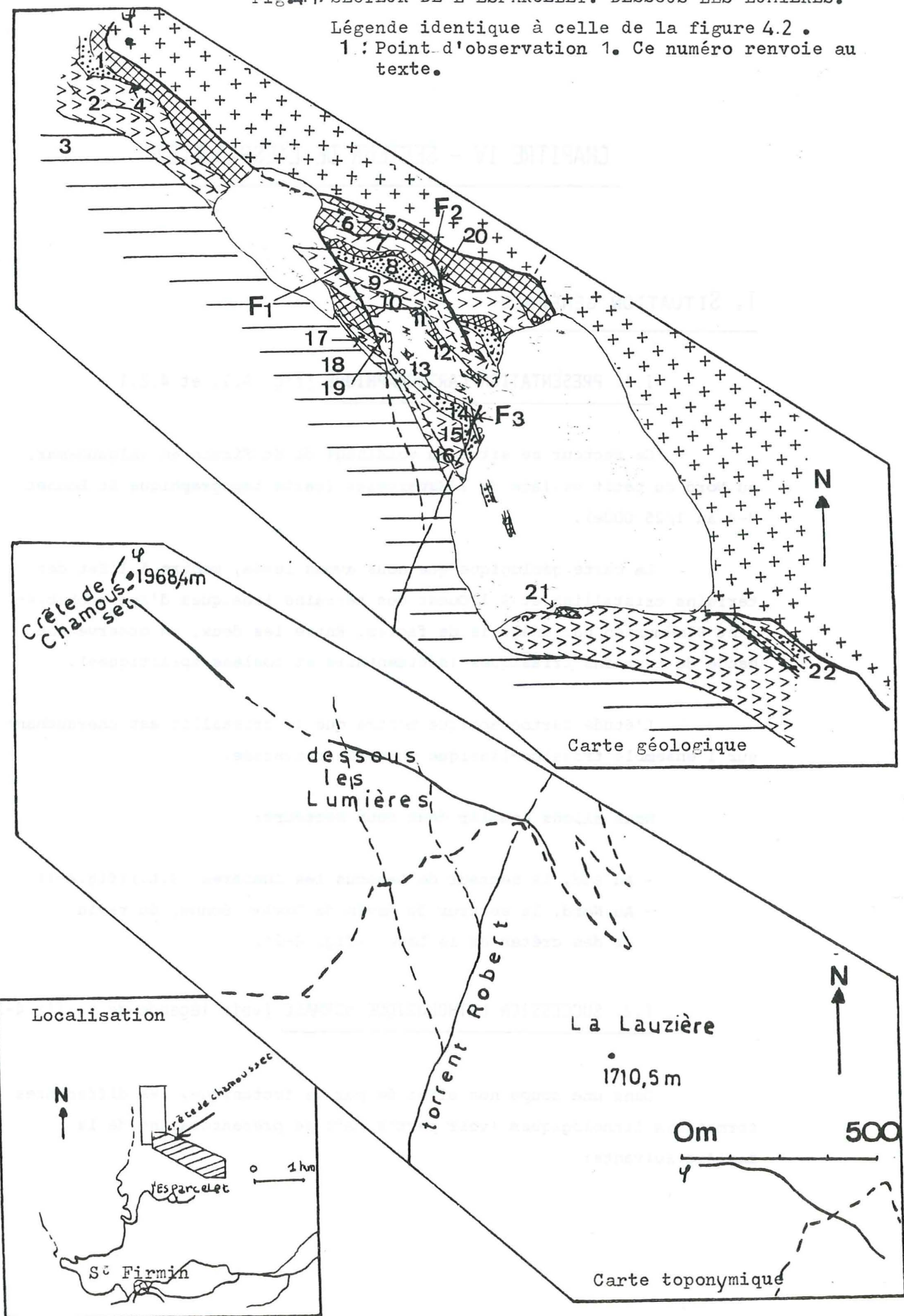
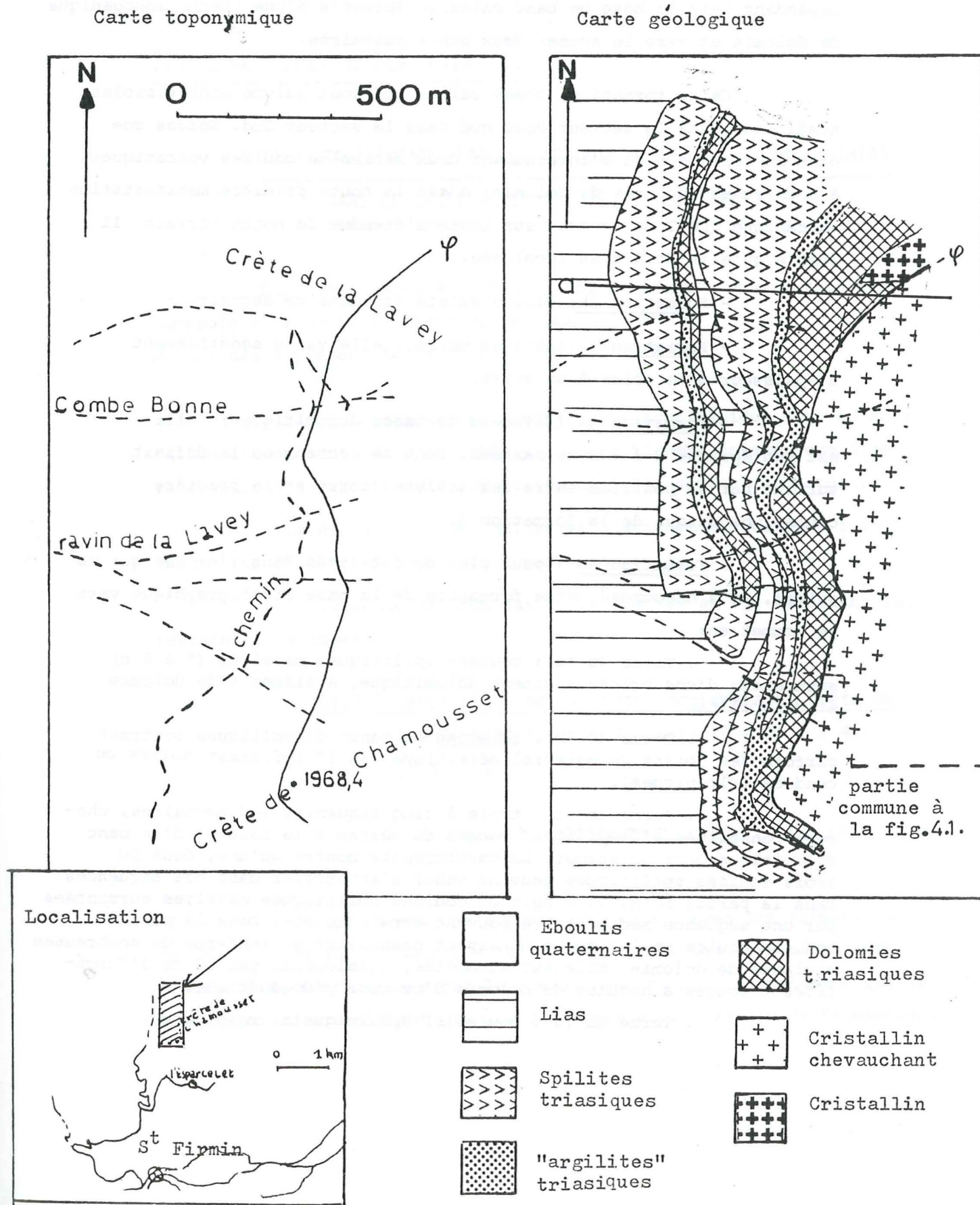


Fig.4.2. SECTEUR DE L'ESPARCELET: DE COMBE BONNE, DU RAVIN ET DE LA CRETE DE LA LAVEY.



- Formation 1 (grès pyriteux), on en observe 2 mètres uniquement sur les crêtes de la Lavey.

- Formation 2a: il s'agit d'un faisceau de bancs dolomitiques, capucin en patine, riche en figures sédimentaires et pouvant montrer cependant vers la base un banc calcaire surmonté d'une brèche monogénique de dolomie et vers le sommet deux bancs calcaires.

Cette formation, comme celles qui vont suivre sont visibles aussi bien dans le secteur Nord que dans le secteur Sud. Notons que dans la formation 2a s'intercalent deux mètres de coulées volcaniques, à nombreuses enclaves de dolomie: c'est la toute première manifestation volcanique que l'on connaît sur toute l'étendue de notre terrain. Il semble qu'elle soit très localisée.

- Formation 2b: elle n'existe pas dans ce secteur.

- Formation 3 (schistes noirs): elle varie sensiblement d'épaisseur d'un point à un autre.

- Formation 4a (faisceau de bancs dolomitiques): elle est peu épaisse 2 à 3 m au maximum. Dans ce secteur on la définit surtout par sa position entre les schistes noirs et la première coulée volcanique de la formation 4.

- Formation 4b: pour plus de facilités dans l'exposé qui va suivre, on a décomposé cette formation de la base stratigraphique vers le sommet en:

. Terme 4b (a): coulées spilitiques massives (5 à 6 m) surmontées d'une brèche à ciment dolomitique, à éléments de dolomie et de spilite.

. Terme 4b (b): faisceau de bancs dolomitiques montrant parfois des joints de matériel détritique fin ("*argilites*" noires ou cendres volcaniques).

. Terme 4b (c): trois à cinq séquences sédimentaires, chacune constituée d'"*argilites*" rouges ou vertes à la base et d'un banc dolomitique ocre au sommet. La cartographie montre qu'une, deux ou trois coulées spilitiques peuvent venir s'intercaler dans ces séquences. Dans la partie Nord, il s'agit de coulées spilitiques massives surmontées par une séquence sédimentaire pouvant être complète. Dans la partie sud, la coulée spilitique a un aspect granulaire et renferme de nombreuses enclaves de dolomie. Elle est surmontée, localement, par 50 cm d'"*argilites*" rouges à nodules de dolomie d'origine pédogénétique.

. Terme 4b (d): coulée(s) spilitique(s) massive(s).

- Formation 5: calcaires lumachelliques de l'Hettangien supérieur.

- Formation 6: alternance régulière de bancs calcaires gris et de marnes du Sinémurien.

II. STRUCTURES D'ÂGE TRIASIQUE

II.1. RAVINEMENTS, FAILLES ET OLISTOLITHES AU SEIN DU TRIAS DANS LE SECTEUR DE DESSOUS LES LUMIERES

Sur les figures 4-1 et 4-3, chaque point d'observation est numéroté et renvoie au texte ci-dessous.

Notons dès à présent trois observations (fig. 4-1):

- Le renversement de la série triasico-liasique sous le cristallin chevauchant (dans le texte qui suit, il sera entendu que nous raisonnerons en ayant remis implicitement cette série à l'endroit).

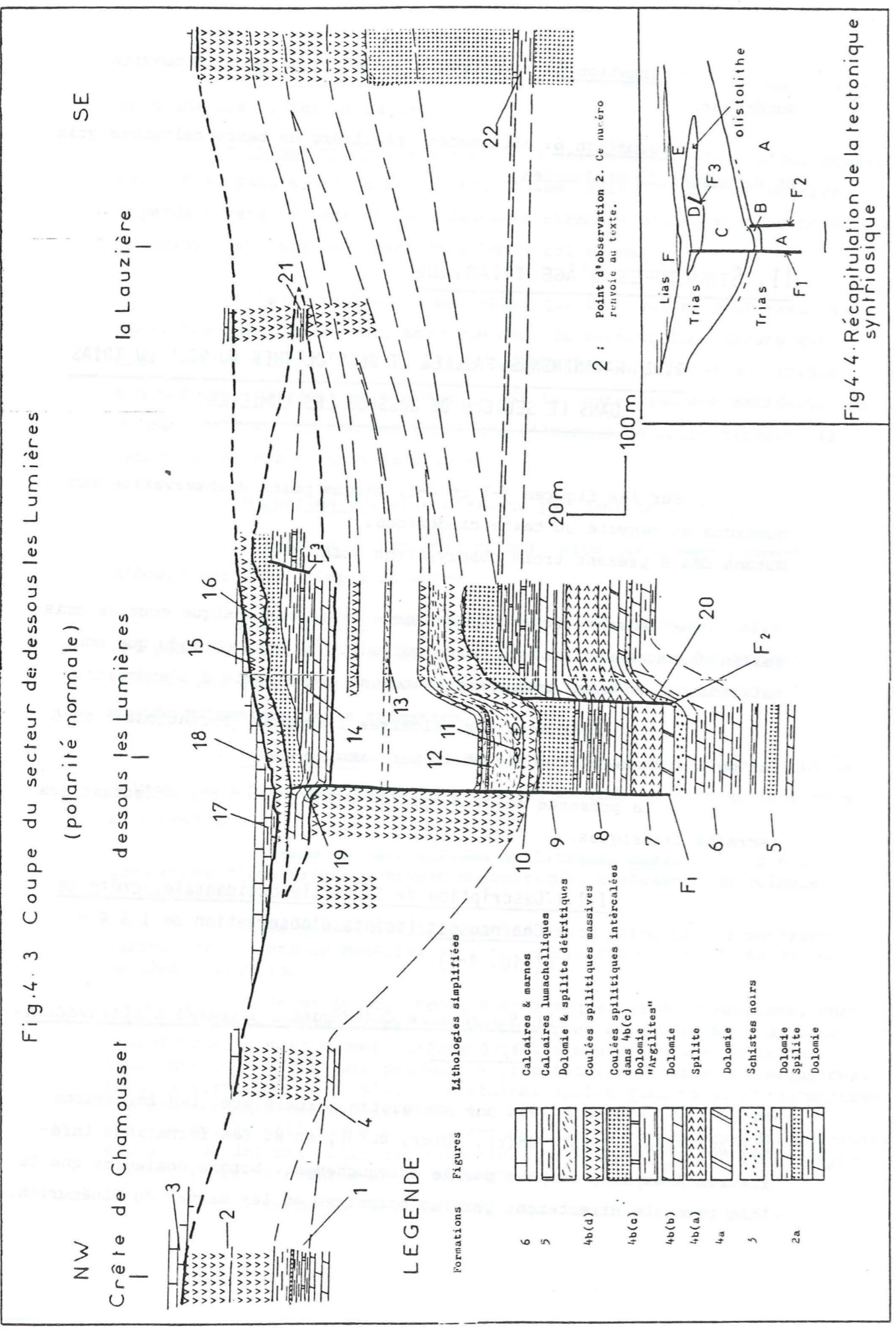
- La discordance des calcaires liasiques (formations 5 et 6 aux points d'observation 17 et 18 par exemple).

- La présence de deux failles N 160 (F₁ et F₂) affectant les terrains triasiques.

II.1.1. Description de la partie occidentale, crête de Charnousset (points d'observation de 1 à 4 - (fig. 4-3))

1) Succession lithologique ; points d'observation 1, 2 et 3

C'est une succession normale avec les formations 4a, 4b (termes 4b(a), 4b(b), 4b(c), 4b(d), et 6. Les formations inférieures à 4a sont cachées par le chevauchement. Notons également que le Lias commence directement par les calcaires et les marnes du Sinémurien.



2) Ravinement au sein du Trias

Au point 4, la formation 4b est amputée du terme 4b(c) (séquences à "argilites"). Celui-ci, de toute évidence, a été raviné avant la mise en place des coulées spilitiques (terme 4b(d)), ou sous l'action de cette coulée.

II.1.2. Description du secteur central (Dessous Les Lumières proprement dit)

Il s'agit des points d'observation 5 à 10.

Ce secteur est séparé du précédent par une zone où la végétation masque l'observation.

1) Succession lithologique

Aux points d'observation 5 à 10, on observe la succession lithologique 2a, 3, 4a, 4b (termes 4b(a), 4b(b), 4b(c), 4b(d)). Notons qu'au voisinage de la faille F₂, en rive droite du torrent Robert, entre 1 680 et 1 690 m d'altitude, les séquences à "argilites", se trouvant au-dessous de la coulée volcanique intercalée dans le terme 4b(c) sont ravinées par cette coulée. D'autre part, les "argilites" à nodules pédogénétiques de dolomie, surmontant cette coulée, sont peu épaisses et y sont visibles très localement.

Au dessus de ces termes, on observe localement une succession de termes inconnus ailleurs:

. Au point 11: un banc bréchiq ue à blocs métriques de cristallin. Le long du torrent Robert, on ne retrouve pas ces blocs, mais il existe des galets de spilite et de dolomie. La matrice de cette brèche est faite d'"argilites" vertes.

. Au point 12: des bancs dolomitiques plus finement bréchiq ues contenant des débris de dolomie et de spilite.

Entre les deux branches secondaires, à l'Ouest de la branche principale du torrent Robert, on observe un niveau siliceux de "Jaspes". Cette succession se termine par une coulée spilitique mal visible.

.Au point 13: la végétation masque l'observation, mais on trouve ici ou là des affleurements d'"argilites", de dolomies détritiques et de spilites.

Au dessus de ces terrains (points d'observation 14, 15 et 16), on retrouve la formation 4b (termes 4b(b), 4b(c), 4b(d)).

. Au point 17: on observe la formation 5.

. Au point 18: on observe la formation 6.

2) Les failles

a) Faille F_1 - elle se situe grossièrement le long de la branche ouest du torrent Robert, entre les cotes 1 700 m et 1 800 m. Elle disparaît vers la base stratigraphique (c'est-à-dire, vers le haut topographique) dans la formation des schistes noirs (3). Vers le sommet, elle ne se poursuit pas dans les bancs liasiques, et il est probable qu'elle s'arrête au sommet du terme 4b(c). Elle n'a donc pas fonctionné au Lias, et probablement pas depuis la mise en place de la dernière coulée spilitique (terme 4b(d)). Son sens de déplacement est visible au point 19, ou l'on observe des crochons indiquant un jeu en faille normale: le compartiment ouest surélevé, le compartiment est, effondré (une fois les couches remises à l'endroit).

b) Faille F_2 - elle se situe en rive gauche du talweg immédiatement à l'Est du précédent.

Vers la base stratigraphique, cette faille disparaît dans la formation des schistes noirs. Vers le haut, elle s'arrête dans le sommet du terme 4b(c), ("argilites" à nodules pédogénétiques de dolomie) = point d'observation 9.

Son sens de mouvement est marqué par des crochons visibles en 20, et par un décalage cartographique entre les termes lithologiques correspondants: il s'agit d'une faille normale, dont le compartiment ouest est effondré, le compartiment est surélevé.

c) Faille F_3 - elle affecte les termes 4b(b) et 4b(c) aux points d'observation 14 et 15.

Elle a fonctionné en faille normale: compartiment ouest effondré, compartiment est surélevé (après avoir remis les couches à l'endroit).

d) Orientation restituée des failles au Trias - Pour connaître cette orientation, il faut sur un canevas de Wulf, replacer le plan des failles après avoir remis à l'horizontale l'axe de l'anticlinal.

lié au renversement des couches (voir paragraphe IV.1), puis le plan des couches lui-même. Or la direction et la pente de l'axe de l'anticlinal ne sont connues qu'avec un certain flou à cause du cristallin chevauchant. On obtient donc une direction restituée de N 180° précise, seulement à plus ou moins 20° (dans la suite du texte, on appellera celle-ci, direction subméridienne).

4) Conclusion sur le jeu des failles

Les failles observées dans ce secteur, montrent qu'au cours du Trias et jusqu'avant la mise en place de la dernière coulée spilitique (terme 4b(d), observée en 15, il s'est créé dans la partie centrale du secteur décrit ici, un graben limité à l'Ouest par F_1 et à l'Est par F_2 . Vers la base stratigraphique, ces failles semblent s'amortir dans la formation des schistes noirs. La tectonique cassante est alors probablement remplacée par une tectonique souple (flexure ?).

Enfin, la faille F_3 s'explique facilement comme étant une faille satellite de F_2 .

II.1.3. Description du secteur oriental (topographiquement au dessous du sommet de La Lauzière)

Ce secteur est encore séparé du précédent par une zone où la végétation gêne l'observation.

1) Premier affleurement; point d'observation 21

Il s'agit d'un banc de dolomie et d'"argilites" rouges semblables à celles constituant une séquence du terme 4b(c). Au dessus et au dessous, on observe de nombreuses coulées spilitiques.

2) Deuxième affleurement; point d'observation 22

C'est encore une séquence du terme 4b(c) avec au dessus et au dessous une grande épaisseur de coulées spilitiques.

II.1.4. Interprétation

1) Corrélations des coupes entre elles

On a établi ces corrélations, implicitement faites dans les paragraphes précédents, en reliant entre eux les termes de même nature lithologique, occupant la même place dans une même succession.

(La présence des termes 4b(b) et 4b(c) observés aux points 14 et 15 se trouvera expliquée au paragraphe suivant). Les termes 4b(b) et 4b(c) de la partie occidentale sont ainsi corrélés aux mêmes termes visibles dans le secteur central au point 8; le terme 4b(c) du point 21 (secteur oriental) avec le terme 4b(c) observé au point 14 (secteur central); le terme 4b(c) du point d'observation 22 (secteur oriental) avec le même terme observé au point 8 (secteur central).

Le paragraphe suivant confirmera le choix de ces corrélations.

2) Existence d'un olistolithe intratriasique dans le graben limité par F_1 et F_2 (secteur central)

Seule la présence d'un olistolithe triasique centré sur le paléograbén (défini au paragraphe II.1.2. (2-d)) peut expliquer le redoublement des termes 4b(b) et 4b(c) observé dans la coupe du torrent Robert (points 8 et 9, d'une part, 14 et 15 d'autre part). En effet, :

- ce redoublement a une extension géographique limitée.

On ne le retrouve ni dans le secteur oriental (point d'observation 22), ni dans le secteur occidental. Dans ce dernier, en effet, on sait par raison de continuité avec la partie N (étudiée au paragraphe II.2.), que les termes 4b(b) et 4b(d) ne sont présents qu'une fois, et qu'il n'en existe pas d'autres susceptibles d'être cachés par le chevauchement;

- la paléomorphologie probable depuis avant la mise en place de la coulée spilitique intercalée dans le terme 4b(c), jusqu'après la mise en place du terme 4b(d), indique une pente tournée vers le paléograbén. Cette paléomorphologie est confirmée notamment par le ravinement intense des séquences sédimentaires inférieures du terme 4b(c)

dans la partie centrale (paragraphe II.1.2.₁) et par le ravinement comparable dans la partie occidentale (paragraphe II.1.1.₁) probablement lié au même paléograbén;

- la présence de galets de cristallins et de matériel détritique divers, observés aux points 11, 12, 13, se trouvant au dessous du terme 4b(d) et grossièrement dans le paléograbén, montre que ces paléopentes n'étaient pas tectoniquement inactives.

Ainsi, pour ces trois principales raisons, il est logique de penser que les termes 4b(b) et 4b(c), qui sont en position stratigraphique la plus élevée (c'est-à-dire, ceux que l'on observe aux points 14 et 15) et qui ont une extension géographique limitée, constituent un olistolithe mis en place au cours du Trias, et coiffé par la coulée volcanique du terme d, observé au point 16.

3) Récapitulation de la tectonique synsédimentaire triasique affectant ce secteur (fig.4-4 en cartouche de la fig.4-3)

A/-Dépôt des sédiments triasiques (formations 2, 3, 4a, 4b (termes a, b, c à l'exception de la coulée spilitique et des "argilites" qui la surmontent)).

B/-Jeu de F_2 en faille normale créant ainsi un paléorelief d'escarpement de faille;

-Phase d'érosion (affectant les séquences à "argilites" se trouvant au dessous de la coulée spilitique du terme 4b(c);

- Immédiatement après, deux coulées volcaniques viennent mouler ce paléorelief (celle du terme 4b(c) et celle du terme 4b(d). La coulée du terme 4b(c) est encore affectée par cette faille (F_2 a donc rejoué).

Ainsi, le jeu de F_2 précède immédiatement un épisode volcanique.

Il est probable que F_1 joue de la même façon.

C/-Du matériel détritique arrive dans ce paléograbén (terme lithologiques décrits au paragraphe II.1.2.₁, points d'observation 11, 12, 13).

D/-Venue de l'olistolithe dans le paléograbén. Il existe toujours un mouvement d'enfoncement du paléograbén montré par F_3 qui fonctionne en faille normale, et par le rejeu de F_1 .

E/-Mise en place d'une dernière coulée spilitique (terme 4b(d) qui cache toutes les structures antérieures;
- phase d'érosion.

F/-Sédimentation du Lias sur un relief hérité.

II.2. FAILLES ET RAVINEMENT AU SEIN DU TRIAS DANS LE
SECTEUR DU RAVIN DE COMBE BONNE, DU RAVIN DE LA
LAVEY ET DE LA CRETE DE LA LAVEY (secteur Nord,
fig. 4-2 et 4-5).

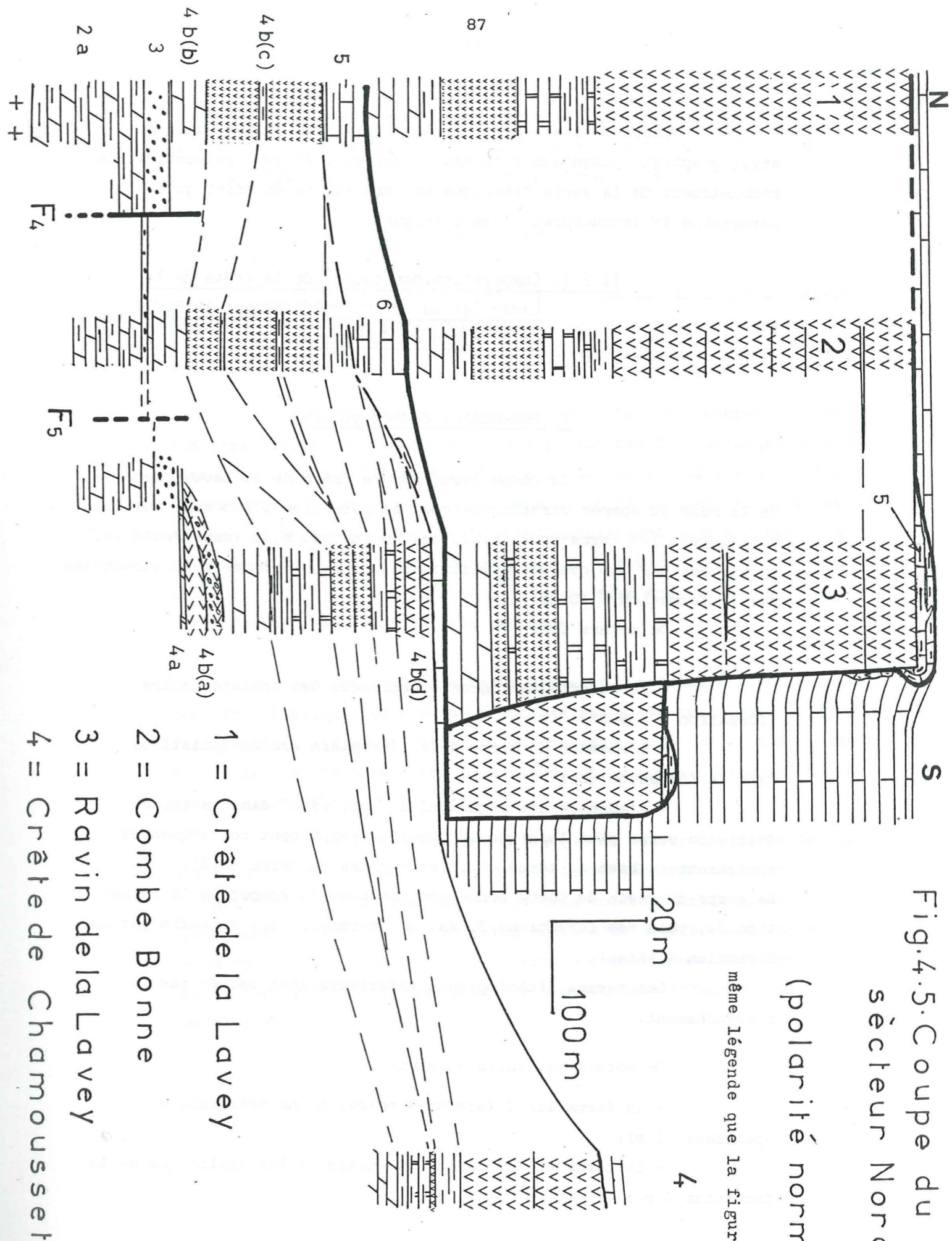
Dans ce secteur, on observe sur la carte (fig.42) trois points particuliers:

- une faille F_4 d'orientation N 160, affectant les terrains triasiques;
- un redoublement local de la série triasique. Les deux unités triasiques sont séparées par une bande de sédiments liasiques;
- tout à fait au Nord, sous le cristallin chevauchant une charnière du pli anticlinal mise en évidence par la cartographie du contact cristallin non chevauchant - Trias.

Rappelons encore une fois que la série triasico-liasique est renversée.

Sur le terrain nous avons levé des coupes dans chaque ravin ou crête, et l'étude des variations lithologiques d'une coupe à l'autre est ici riche d'enseignements pour la tectonique synsédimentaire.

On a toujours pu corrélérer une coupe à sa voisine grâce à un ou plusieurs niveaux lithologiques repères qui se suivent sur le terrain et ont été cartographiés (fig. 4-5).



Enfin on analysera ici les différentes coupes de la base stratigraphique jusqu'aux premiers calcaires liasiques rencontrés. Le redoublement de la série triasique ne sera étudié en effet qu'au paragraphe IV (structures d'âge liasique).

II.2.1. Comparaison des coupes de la crête de la Lavey (et du ravin immédiatement au Sud) et du ravin de Combe Bonne (fig. 4-5)

1) Variations lithologiques

La coupe levée sur la crête de la Lavey comporte de la base au sommet stratigraphique: la formation 1 reposant sur le socle, puis les formations 2a, 3, 4a, 4b (termes b, c (représenté ici uniquement par des coulées spilitiques)); ces formations sont surmontées par la formation 6 (Lias).

On notera ici:

- la relativement grande épaisseur des schistes noirs (formation 3 : 5 m);
- l'absence du terme 4b(a) (première coulée spilitique dans la formation 4b);
- l'absence des séquences à "argilites" dans le terme 4b(c) (on verra plus loin que les coulées remplaçant ces séquences appartiennent bien au terme 4b(c) et non pas au terme 4b(d)).

La coupe du ravin de Combe Bonne est composée du sommet de la formation 2a, puis des formations 3, 4a, 4b (termes b, c), et enfin par la formation 6 (Lias).

Les termes lithologiques inférieurs sont cachés par le chevauchement.

On notera les faits suivants:

- la formation 3 (schistes noirs) a une très faible épaisseur (1 m);
- le terme 4b (a) manque (première coulée spilitique de la formation 4 b);

- le terme 4b(c) est encore ici particulier. En effet, il est composé à la base par trois coulées spilitiques, et au sommet par des "argilites" rouges à nodules pédogénétiques de dolomie.

2) Interprétation

On n'interprétera ici que la variation d'épaisseur de la formation 3 (schistes noirs). Les autres différences existant entre les coupes seront étudiées dans les paragraphes suivants.

Cette variation d'épaisseur entre les deux coupes, trouve son explication sur la petite crête séparant ces deux talwegs. On y voit en effet, une faille F_4 . L'histoire de cette faille est difficile à retracer, car les éboulis ou la végétation la masquent vers le bas et vers le haut. Cependant, elle a obligatoirement joué au Trias, car on observe que les schistes noirs viennent buter contre, et que d'un côté et de l'autre, ils n'ont plus la même épaisseur. Au Trias, cette faille a pu jouer de deux manières:

- en admettant que des mouvements postérieurs à son premier jeu (donc liasiques ou alpins) n'ont pas réutilisé cette faille, et en remettant les séries à l'endroit, on constate alors que le compartiment nord, (crête de la Lavey) était surélevé, et le compartiment sud (Combe Bonne) effondré;

- mais il est également logique de penser que cette faille ait fonctionné en sens inverse: compartiment nord effondré, et compartiment sud surélevé. En effet, cela correspondrait mieux aux épaisseurs respectives des schistes noirs d'un côté et de l'autre de la faille. Une épaisseur faible sur le compartiment surélevé, une épaisseur plus importante sur le compartiment effondré (voir paragraphe II.2.4).

II.2.2. Comparaison des coupes du ravin de Combe Bonné et du ravin de La Lavey (fig. 4-5)

1) Variations lithologiques

De la base stratigraphique vers le sommet, la coupe du ravin de La Lavey comporte le sommet de la formation 2a, les formations 3, 4a (réduite à un banc), 4b (termes a, b, c, d,) puis la formation 6 (Lias).

Les termes lithologiquement inférieurs sont cachés par le chevauchement.

Par rapport à la coupe du ravin de Combe Bonne (décrite ci-dessus) on notera:

- la plus grande épaisseur des schistes noirs (formation 3);
- la présence du terme 4b(a) dans la formation 4b;
- la formation du terme 4b(c) qui, ici, montre bien une intercalation de coulées spilitiques entre des séquences à "argilites" complètes;
- la présence du terme 4b(d).

2) Interprétation

Le fait que l'on trouve le terme 4b(d) (coulées spilitiques) dans la coupe du ravin de la Lavey, alors qu'il est absent dans le ravin de Combe Bonne sera expliqué au paragraphe III.

a) *Existence d'un paléorelief*, immédiatement avant la mise en place des coulées spilitiques du terme 4b(c). Sur le terrain, nous avons suivi et cartographié la limite supérieure de ces coulées, entre les deux ravins.

Pour deux raisons, on est conduit à admettre que, lors de la mise en place de ces coulées, il existait une paléopente tournée vers Combe Bonne. En effet:

- l'épaisseur des coulées volcaniques est moins importante dans le ravin de la Lavey que dans le ravin de Combe Bonne. Or les coulées s'accumulent plutôt dans les creux;

- la présence des séquences à "argilites" en dessous des coulées du terme 4b(c) dans la coupe du ravin de la Lavey, et l'absence de celles-ci dans la coupe de Combe Bonne ne peuvent s'expliquer que par un ravinement comparable à ceux observés dans le secteur sud (paragraphe II.1.1.2 et II.1.2.1).

b) *Evénements triasiques avant la mise en place des coulées volcaniques du terme 4b(c).*

On est ramené à deux hypothèses possibles pour expliquer, d'une part la variation d'épaisseur des schistes noirs entre les deux coupes, et d'autre part la présence du terme 4b(a) dans la coupe de la Lavey:

- par analogie avec la première hypothèse (paragraphe II.2.1.2) expliquant la variation d'épaisseur des schistes noirs entre la coupe de la crête de la Lavey et le ravin de Combe Bonne, on peut supposer qu'il existe une faille entre le ravin de Combe Bonne et le ravin de la Lavey mettant en position basse les terrains de Combe Bonne. La disparition de la coulée volcanique du terme 4b(a) entre les deux coupes s'explique alors comme un front de coulée;

- mais, il est également possible qu'entre les deux coupes, il existe une faille ayant mis en position basse les terrains du ravin de la Lavey, et en position haute, ceux de Combe Bonne. En effet, cela expliquerait mieux la plus grande épaisseur des schistes noirs et la présence du terme 4b(a) dans la coupe du ravin de la Lavey: ces termes combleraient un paléocreux. Avec cette interprétation, il faudrait une deuxième phase inversant le jeu de la faille immédiatement avant la mise en place des coulées spilitiques du terme 4b(c) (variations d'épaisseurs inversées).

II.2.3. Comparaison entre les coupes du ravin de la Lavey et de la crête de Charnousset (fig. 4-5)

La coupe de la crête de Charnousset est composée des formations 4a et 4b (termes a, b, c, d). Les formations inférieures sont masquées par le chevauchement (voir paragraphe II.1.1.1).

Intercalée dans le terme 4b(c), on observe une coulée spilitique de 1 mètre d'épaisseur. On a pu la suivre et la cartographier de manière discontinue, mais suffisamment rapprochée sur le terrain. Elle se corrèle avec les coulées spilitiques internes au terme 4b(c) dans la coupe du ravin de la Lavey. Par contre, la coulée constituant le terrain 4b(a) n'a pas pu être suivie sur le terrain à cause du chevauchement.

II.2.4. Récapitulation de la tectonique syntriasique affectant ce secteur (fig. 4-6)

On a mis en évidence dans les paragraphes ci-dessus, l'existence de mouvements triasiques. Mais le manque d'observations de terrain, dû au chevauchement et à la couverture de quaternaire, ne permet pas de reconstituer de manière certaine l'histoire de ce secteur au Trias.

On est ramené à deux hypothèses probables:

1) Première hypothèse: Un seul épisode tectonique

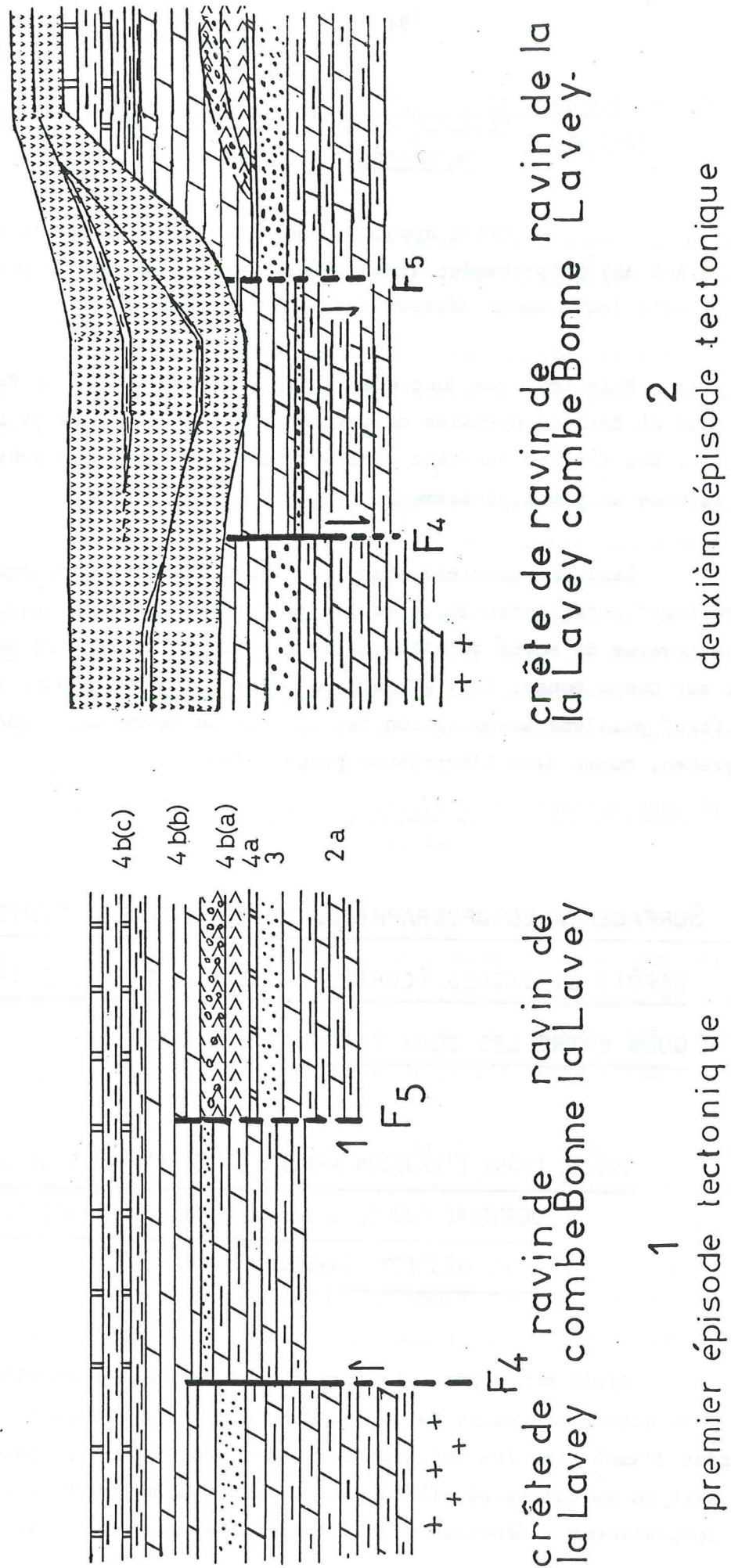
La faille F₄ et la faille supposée F₅ ont fonctionné toutes deux en failles normales, depuis le dépôt des schistes noirs jusqu'avant la mise en place des coulées spilitiques du terme 4b(c). Elles délimitent un paléograbén centré sur Combe Bonne.

Immédiatement avant la mise en place de ces coulées, il y a une érosion partielle affectant les séquences à "argilites" inférieures du terme 4b(c), de sorte qu'il n'en reste plus que dans la seule coupe du ravin de la Lavey.

Enfin, les coulées spilitiques viennent combler le paléograbén.

Cette hypothèse repose sur l'observation de terrain de la faille F₄. Mais elle explique mal la présence du terme 4b(a) au ravin de la Lavey, et la raison pour laquelle on trouve une plus grande épaisseur de schistes noirs sur les paléohorsts que dans les paléograbens.

Fig.4.6. Récapitulation de la tectonique syntriasique dans le secteur Nord



2) Deuxième hypothèse: Deux épisodes tectoniques successifs (fig. 4-6)

Cette hypothèse part du fait que les schistes noirs, ayant une relativement grande épaisseur, ainsi que le terme 4b(a) se sont logiquement déposés dans les paléograbens.

Elle implique donc que la faille F₄ et la faille F₅ supposée aient joué en failles normales délimitant un paléohorst centré sur Combe Bonne (1). Ces failles auraient joué au moment du dépôt des schistes noirs et de la mise en place du terme.

Dans une deuxième étape (2) après le dépôt des séquences à "argilites" inférieures du terme 4b(c), les deux failles rejouent en sens inverse de sorte qu'elles délimitent cette fois un paléograbén centré sur Combe Bonne. Il y a alors une érosion des séquences à "argilites" puis une accumulation des coulées du terme 4b(c) dans le paléograbén, comme dans l'hypothèse précédente.

III - SURFACE PALÉOTOPOGRAPHIQUE AU MOMENT DES PREMIERS DÉPÔTS LIASIQUES (CORRÉLATIONS DES TERRAINS TRIASIQUES ENTRE LES DEUX SECTEURS) FIG. 4-7

III.1. PHASE D'ÉROSION APRÈS LA MISE EN PLACE DE LA DERNIÈRE COULÉE SPILITIQUE (terme 4b(d)) ET TRANSGRESSION LIASIQUE

Après son dépôt, la formation 4b se fait partiellement éroder. On notera, au cours de ce paragraphe que cette érosion n'a pas pour effet d'amplifier les reliefs créés au cours du Trias, (paléograbén, etc.), mais qu'au contraire elle donne naissance à une surface topographique complètement indépendante des structures préexistantes.

III.1.1. Transgression liasique dans le secteur de Dessous les Lumières

Les sédiments liasiques moulent la surface topographique formée par l'érosion fin Trias - début Lias.

La cartographie du contact entre les formations 5 et 6 d'une part, et la formation 4b d'autre part, permet donc de connaître cette surface.

En remettant les couches liasiques à l'horizontale (fig.43) on observe alors un paléocreux à l'Ouest du torrent Robert. Il est rempli par des calcaires lumachelliques hettangiens (formation 5, visible au point d'observation 17) qui reposent en discordance sur la formation 4b, et qui sont surmontés par la formation 6 (Sinémurien visible aussi bien aux points 3 que 18, 21 et 22). Ce paléocreux est décalé vers l'Ouest par rapport au paléograbén intratriasique décrit au paragraphe II.1.2.2.

III.1.2. Transgression liasique dans le secteur Nord (fig. 4-5)

L'absence du terme 4b(d) et des "argilites" rouges à nodules pédogénétiques de dolomie surmontant les coulées spilitiques du terme 4b(c) dans la coupe des crêtes de la Lavey, et l'absence du terme 4b(d) dans la coupe de Combe Bonne (voir paragraphe II.2.) ne peuvent s'expliquer que par leur érosion fin Trias - début Lias.

La transgression liasique débute donc ici par le Nord et envahit peu à peu le Sud, puisque l'on peut reconstituer une paléopente (fig. 4-5).

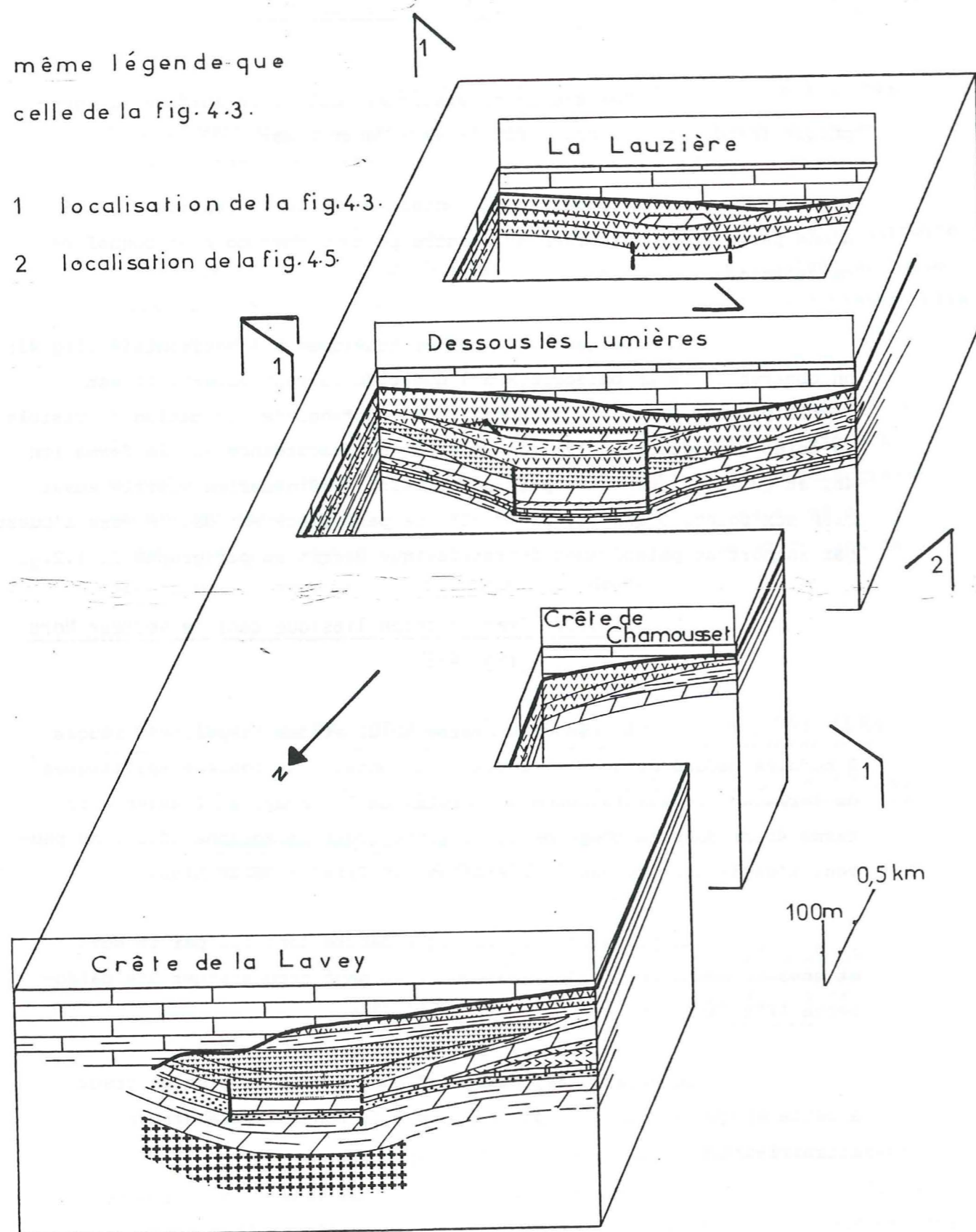
On remarquera, également que la zone la plus en creux à cette époque est décalée par rapport à la zone du paléograbén intratriasique.

Fig.4.7. Bloc diagramme restitué du secteur de l'Esparcelet au début du Sinémurien.

même légende que celle de la fig. 4-3.

1 localisation de la fig.4-3.

2 localisation de la fig.4-5.



III.2. FORME DE LA SURFACE PALEOTOPOGRAPHIQUE APRES
L'EROSION FIN TRIAS - DEBUT LIAS. CORRELATIONS
ENTRE LES DEUX SECTEURS (fig.4-7)

Pour réaliser la figure 47, on a remis à l'endroit la série triasico-liasique, et on a pris comme niveau horizontal un banc virtuel qui se placerait stratigraphiquement dans le Sinémurien.

Cette figure permet de corréliser les deux secteurs.

On remarque les faits suivants:

- les failles triasiques F_4 et F_5 du secteur Nord sont de la même famille, et de même orientation actuelle $N 160^\circ$, et peuvent peut-être se corréliser directement avec les failles F_1 et F_2 du secteur sud;

- le ravinement des séquences inférieures à "argilites" du terme 4b(c) par les coulées spilitiques de ce même terme, au voisinage du graben intratriasique, est un phénomène constant;

- l'olistolithe intratriasique n'est présent que dans le secteur sud. Il est remplacé dans le secteur Nord par une épaisseur plus importantes de coulées spilitiques (du terme 4b(c));

- l'érosion fin Trias - début Lias a pour effet de créer un paléocreux dans lequel se sont déposés les premiers calcaires liasiques. Il semble indépendant de l'axe du graben intratriasique d'orientation actuelle $N 160^\circ$.

IV. STRUCTURES D'ÂGE LIASIQUE

On n'observe les effets d'une tectonique liasique que dans le secteur Nord (fig. 4-2).

On a noté au début du paragraphe II-2, deux faits cartographiques particuliers concernant ce secteur:

- un redoublement local de la série triasique, les unités triasiques, toutes deux renversées, étant séparées par une bande de sédiments liasiques (Sinémurien, et par endroit Hettangien);

- une charnière de pli-anticlinal, mise en évidence par la cartographie du contact cristallin non chevauchant - Trias. Précisons que cet anticlinal est dû aux mouvements alpins, et qu'il ne nous intéresse ici, que dans la mesure où il pourrait expliquer le redoublement de la série triasique (mais nous allons voir que cela n'est pas possible).

IV.1. LE REDOUBLEMENT DE LA SÉRIE TRIASIQUE EST-IL DÙ A UN PLI ?

Le pli cité plus haut est un anticlinal déjeté vers l'Ouest, dont le plan axial, d'orientation N 110 à N 120, s'enfonce au Sud, à partir du ravin de Combe Bonne sous le cristallin chevauchant de sorte qu'on n'en voit plus par la suite que le flanc inverse (fig. 4-8).

On pourrait alors imaginer que le redoublement de la série triasique est dû à un pli-faille dont l'axe serait parallèle à celui de l'anticlinal décrit ci-dessus (fig. 4-9). La polarité des couches observées sur le terrain est conforme avec cette interprétation.

Mais plusieurs observations contredisent cette hypothèse:

- ce pli faille hypothétique aurait dû affecter des couches déjà renversées, et implique un déversement vers l'Est. Pour expliquer sa géométrie, il faudrait donc faire intervenir une deuxième phase de

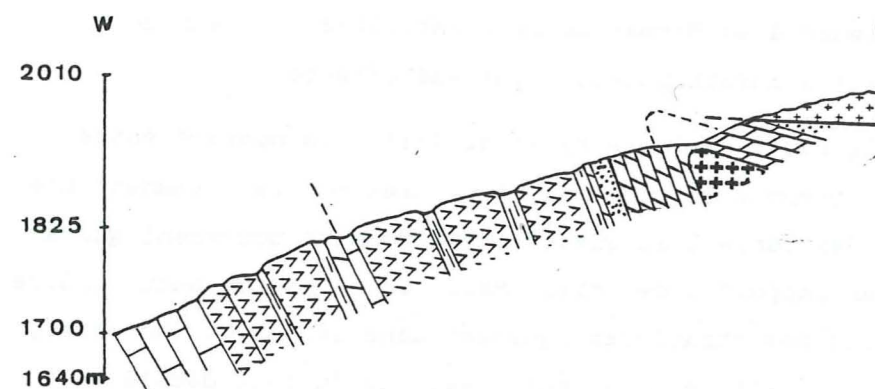


Fig. 4-8. Pli anticlinal déterminé par la cartographie

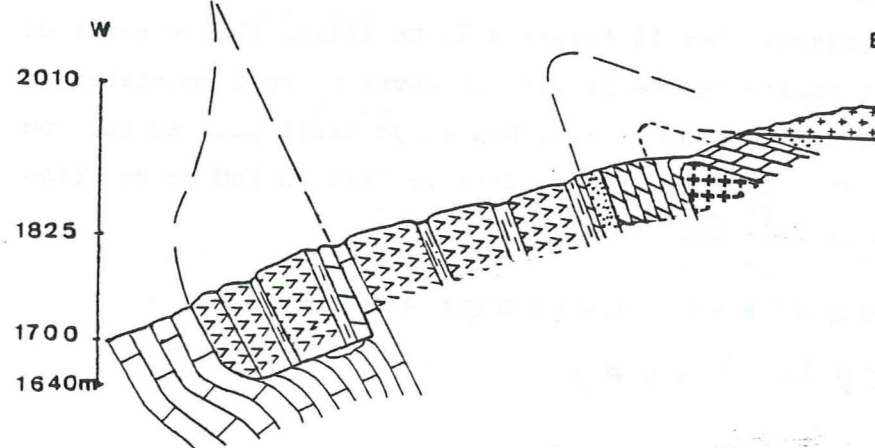


Fig. 4-10. Le redoublement de la série triasique expliqué par la présence d'un olistolite

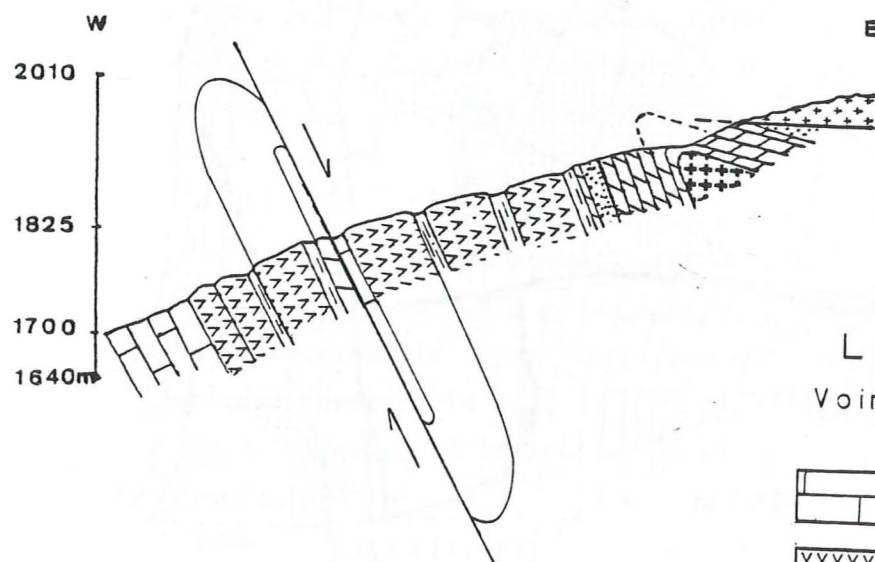


Fig. 4-9. Le redoublement de la série triasique expliqué par un pli-faille (Hypothèse non retenue)

Légende:

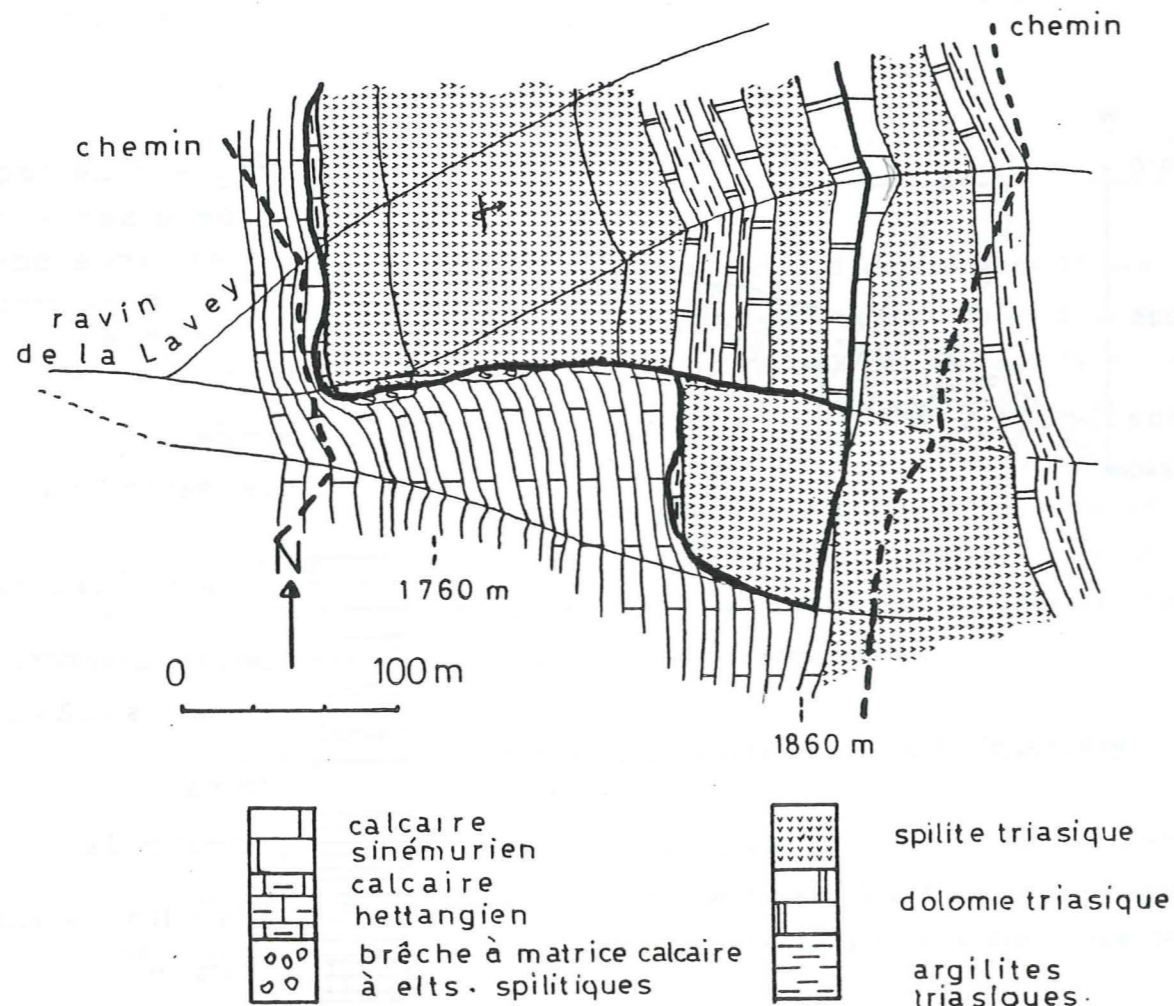
Voir localisation fig. 4-2. profil a.

- | | |
|--|------------------------------|
| | calcaires liasiques. |
| | spilites de la formation 4b. |
| | formations 4b & 4a. |
| | formation 3. |
| | formation 2a. |
| | cristallin chevauchant |
| | cristallin |

mouvements postérieure à la formation de l'anticlinal à coeur de cristallin. Celui-ci n'aurait pourtant pas été affecté;

- dans le ravin de la Lavey (fig. 4-11), le contact entre le Trias topographiquement le plus bas et le Lias montre notamment une forme en crochons des bancs liasiques. Il y a donc un mouvement qui a déplacé le Lias par rapport à ce Trias. Mais, on n'observe aucun indice de ce mouvement plus bas stratigraphiquement dans la série, (en effet, le Trias topographiquement le plus haut n'est pas du tout décalé). Il ne s'agit donc pas du jeu d'une faille. Ceci implique qu'on ne peut pas expliquer la présence du Trias topographiquement le plus bas par un pli, tel celui représenté par la figure 4-9. En effet, s'il y avait un pli, et comme il n'existe pas de faille, on devrait, soit constater que le Trias topographiquement le plus bas se poursuit plus au Sud (ou il n'existe pas), soit observer le pli dans le Lias au Sud de ce Trias (ce n'est pas non plus le cas).

FIG. 4.11. Esquisse cartographique du ravin de la Lavey.



IV.2. LE REDOUBLEMENT DE LA SERIE TRIASIQUE S'EXPLIQUE PAR LA PRESENCE D'UN OLISTOLITHE DE MATERIEL TRIASIQUE DANS LES SEDIMENTS LIASIQUES

On vient de montrer qu'on ne peut pas expliquer le redoublement de la série triasique par la présence d'un pli ou d'une faille. Au contraire, plusieurs arguments permettent d'interpréter le Trias topographiquement le plus bas comme un olistolithe emballé dans les sédiments liasiques (fig. 4.10, 4.11, 4.5).

En effet:

- l'extension géographique de l'olistolithe est limitée. Au Nord, il disparaît sous une épaisse couverture du quaternaire et ne réapparaît pas plus loin. Au Sud, comme nous l'avons vu au paragraphe précédent, l'olistolithe s'arrête dans le ravin de la Lavey;

- on observe ponctuellement au sommet de l'olistolithe (c'est-à-dire vers le bas topographique) un ou deux bancs discontinus de calcaire hettangien. Il s'agit de vestiges de la couverture hettangienne de l'olistolithe transportée avec celui-ci, lors de sa mise en place;

- le contact anormal au Sud (ravin de la Lavey) entre l'olistolithe et le Lias, décrit au paragraphe précédent (fig. 4-11), et plus particulièrement le sens et la forme des crochons affectant les bancs liasiques observés le long du contact, s'expliquent alors comme étant dus à un tassement différentiel entre, d'une part l'olistolithe déjà compacté lors de sa mise en place dans les sédiments liasiques, et d'autre part les sédiments liasiques qui se compactent après leur dépôt

- de plus, on observe vers la base de ce contact (topographiquement vers le haut) une masse spilitique de 100 m sur 100 m. Vers le Nord, cette masse est accolée directement à la partie sédimentaire de l'olistolithe, vers le Sud le contact n'est pas visible,

mais il est très vraisemblable que les bancs liasiques viennent butter contre.

On peut interpréter cette masse spilitique comme un bloc triasique effondré dans les sédiments liasiques. Ce bloc pourrait provenir de l'olistolithe. En effet, il est lui aussi surmonté ponctuellement par des calcaires hettangiens.

V - CONCLUSION

Ce secteur est affecté par deux tectoniques synsédimentaires indépendantes:

- la tectonique syntriasique individualise des grabens dont l'un fait de 100 à 150 m de large, est d'axe actuel N 160° et décale verticalement les terrains d'une vingtaine de mètres. Vers le Sud, il s'y met en place un olistolithe de plus de 500 m de long et d'une vingtaine de mètres de hauteur. La tectonique syntriasique peut donc ici être qualifiée de tectonique de distension de faible amplitude;

- l'érosion importante de la fin Trias - début Lias, qui crée un paléocreux dont on ne peut pas connaître la largeur totale et dont l'axe recoupe celui du graben triasique, a vraisemblablement une explication tectonique que l'on n'a pas réussi, toutefois, à bien mettre en évidence;

- à l'emplacement de ce paléocreux, après le dépôt des premiers termes liasiques, vers le Nord, se met en place un olistolithe de matériel triasique et hettangien de taille importante: plus de 600 m de long et presque 200 m de hauteur. C'est une manifestation de la tectonique liasique, dont nous verrons (chapitre VI) qu'elle est distensive, et différente de la tectonique triasique.

CHAPITRE V - LE SECTEUR D'ENTRAIGUES

I. SITUATION GÉNÉRALE

I.1. PRESENTATION CARTOGRAPHIQUE

(Vallée de Valbonnais, Cartes I.G.N.: LA MURE 3.4 et 7.8)

Ce secteur est grossièrement rectangulaire, d'une dizaine de kilomètres de longueur, depuis le sommet de l'Arcanier au Sud, jusqu'au Col du Rochail au Nord, et d'une largeur moyenne de 2,5 kilomètres.

La carte géologique que nous avons levée sur le terrain (fig.51) montre à la fois des structures géologiques nées des mouvements compressifs alpins, et des structures liées aux événements géologiques d'âge triasique et liasique.

On a reporté sur cette carte les différents points d'observation renvoyant au texte ci-dessous (n° 1 à 21).

I.1.1. Les failles

Ce secteur est affecté par deux familles de failles.

- Première famille: failles de direction variant de N 140° à N 160°, dont le tracé cartographique est courbe. Elles sont subverticales en général, mais certaines ont tendance à être inverses, le compartiment est, chevauchant le plus souvent légèrement le compartiment ouest, d'autres à être normales. Elles sont d'âge alpin, mais peuvent

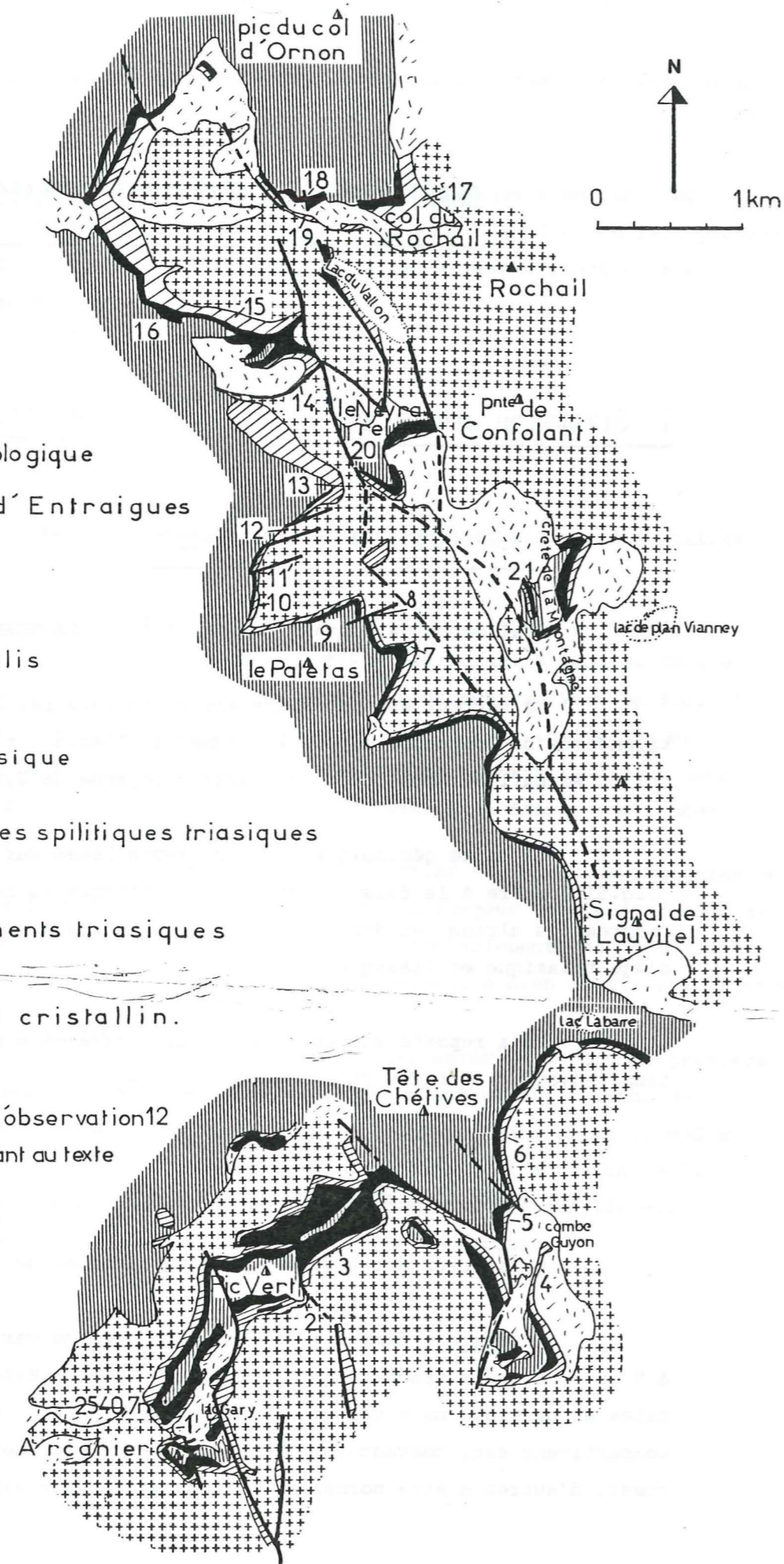







Fig. 5.1. Carte géologique
du secteur d'Entraigues

-  Eboulis
-  Jurassique
-  Coulées spilitiques triasiques
-  Sédiments triasiques
-  Socle cristallin.

- 12 Point d'observation 12 renvoyant au texte
-  Faille

être héritées de failles ayant joué au Lias, voire au Trias. En effet, aux points d'observation 16 et 18, on trouve des failles de même orientation cachetées dans le Lias (paragraphe V).

- Deuxième famille: failles de direction N 65°. Elles se suivent sur une courte distance. Certaines sont d'âge alpin, mais d'autres sont triasiques et n'ont pas rejoué depuis (paragraphe III).

I.1.2. Influence des déformations compressives alpines sur les reconstitutions paléotectoniques et paléogéographiques du Trias et du Lias

P. VIALON (1968), en travaillant sur la signification des plis dans le Lias (à l'Ouest et au Nord Ouest de ce secteur) a montré notamment que le Rochail avait du emboutir, lors des mouvements compressifs alpins, la partie nord du secteur étudié ici. Cependant:

- Le Trias et le Lias inférieur au moins restent le plus souvent solidaires du socle;

- les failles, d'orientation N 140° à N 160°, si elles ont été courbées cartographiquement, restent en général subverticales, préservant ainsi la position relative originelle des affleurements les uns par rapport aux autres. Seuls deux lambeaux de Trias chevauchent vers l'Ouest le cristallin, de sorte qu'on ne connaît pas exactement leur lieu d'origine. Il s'agit du Trias du Neyrarel (point 20) et celui de la crête de la Montagne (point 21).

Il semble donc que dans le secteur étudié, les déformations compressives alpines n'ont pas complètement effacé les structures triasico-liasiques.

I.2. DESCRIPTION DE LA SUCCESSION LITHOLOGIQUE NORMALE

On peut dégager une coupe synthétique à partir de toutes celles levées sur le terrain, repérées sur la figure 5.1. et présentées aux chapitres II et III. On y distingue de la base au sommet stratigraphique:

- Formation 1 (grès): elle est souvent absente ou n'a que 0,10 à 0,20 mètre d'épaisseur.
- Formation 2b (brèche à éléments anguleux de socle et de dolomie, à matrice dolomitique).
- Formation 2a (bancs dolomitiques). On trouve encore quelques éléments de socle, de sorte que la limite entre 2a et 2b n'est pas toujours bien définie.
- Formation 3 (schistes noirs): elle est ici bien développée et peut atteindre une épaisseur de 8 à 10 m. On y trouve des intercalations de bancs dolomitiques, boudinés, d'épaisseur centimétrique.
- Formation 4a: elle est réduite à deux ou trois bancs. Dans la partie centrale de ce secteur, le banc inférieur sert de banc repère. Il a une épaisseur de 2 m., est dolomitique et gris en patine. Il se caractérise par la présence de fissures millimétriques, remplies ou non par de la calcite, perpendiculaires à la stratification et ne recoupant pas toute son épaisseur. Vers le col du Rochail, ce banc laisse la place à un calcaire oolithique et vers le lac Gary à un faisceau de banc de calcaire cristallin, à nombreuses rétro-morphoses de nodules d'anhydrite.
- Formation 4b: pour plus de commodité dans le texte qui va suivre, on a divisé cette formation en:

. Terme 4b(a): alternance "*d'argilites*" vertes ou rouges et de bancs dolomitiques. La plupart du temps, le terme 4b(a) se termine par deux bancs dolomitiques, ocre à la patine, bien visibles dans le paysage. Dans certaines coupes, une mince coulée spilitique (2m environ) ou bien un niveau de brèches à nombreux éléments de spilite vient s'y intercaler.

. Terme 4b(b): alternance d'"*argilites*" rouges ou vertes et de bancs calcaires et/ou dolomitiques. Les "*argilites*" renferment souvent des nodules de dolomie et de calcaire d'origine pédogénétique. La proportion entre les épaisseurs des "*argilites*", des bancs calcaires et des bancs dolomitiques est très variable.

. Terme 4b(c): il s'agit de coulées spilitiques massives au nombre de 0 à 5, avec ou sans intercoulées d'"*argilites*".

Ces formations sont triasiques. L'épaisseur totale du Trias varie selon les endroits de 30 à 80 mètres, et le rapport entre les épaisseurs des différents termes qui le constituent, est lui aussi variable (voir paragraphes suivants). Viennent ensuite les formations liasiques.

- Formation 5 (Hettangien): on la décompose ici en:

. Terme 5a: visible surtout au point d'observation 13 (à l'Ouest du Neyrarel). Rappelons qu'il s'agit d'une alternance de bancs dolomitiques ocres en patine, de bancs calcaires ocre-roux en patine et de schistes noirs. Quelques bancs calcaires et dolomitiques sont des lumachelles de Brachiopodes ou de Lamellibranches.

. Terme 5b: ce sont des calcaires lumachelliques, gris en patine, en bancs demi-métriques.

- Formation 6 (Sinémurien): alternance de bancs décimétriques de calcaires fins, gris en patine, et de joints marneux.

II. FORME INITIALE DE LA SURFACE DU SOCLE LORS DU DÉPÔT

DES PREMIERS BANCs TRIASIQUES

Le dépôt des premiers termes triasiques se fait sur un paléorelief bien visible en deux endroits.

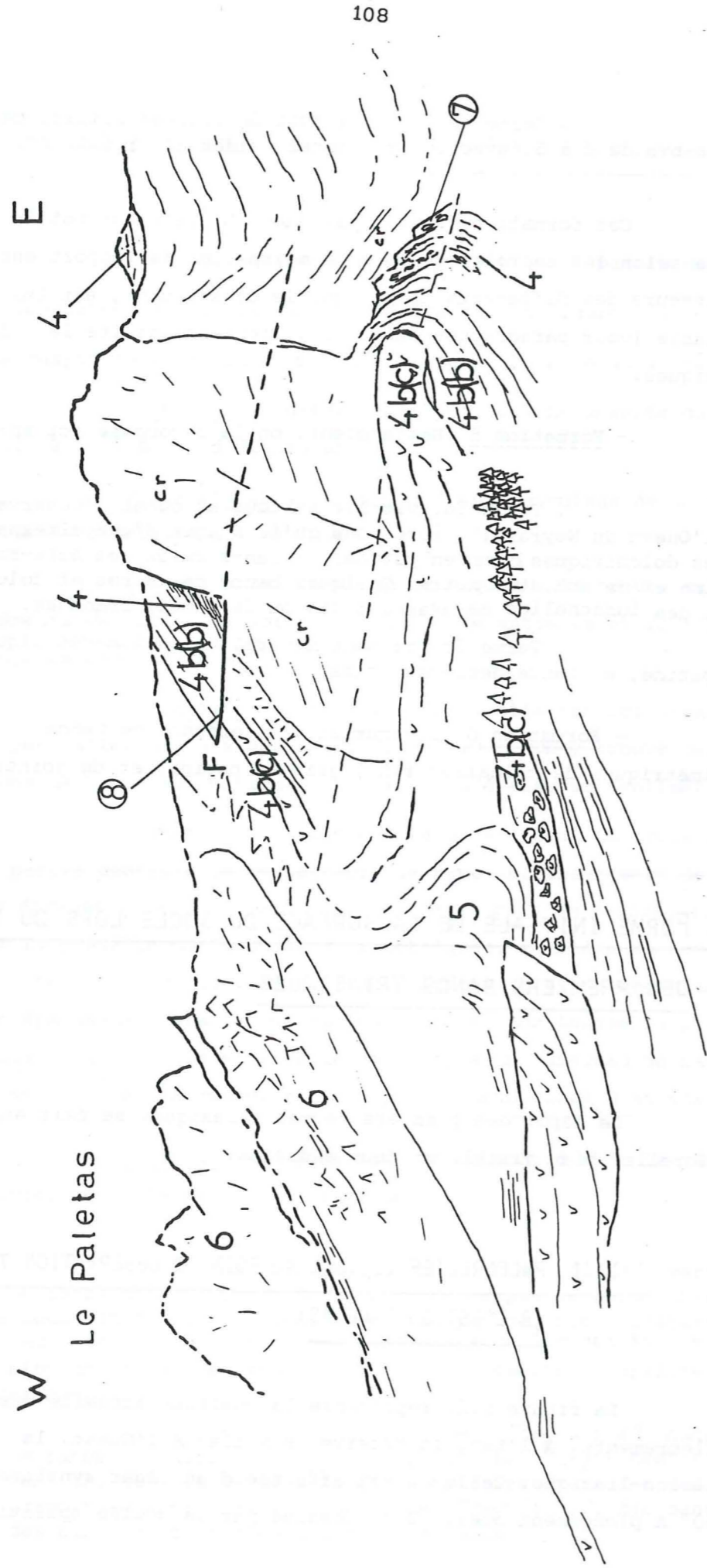
II.1. PALEORELIEF VISIBLE AU POINT D'OBSERVATION 7

(A L'EST DU PALETAS)

La figure 5.2. représente la position actuelle des affleurements. A l'Est, on observe le socle; à l'Ouest, la série triasico-liasique. Celle-ci est affectée d'un léger synclinal d'axe N 50° à plongement ouest, bien dessiné par la coulée spilitique.

Fig. 5.2. Vue panoramique sur un paléorelief anté-triasique (7), et sur une

faille triasique(8).



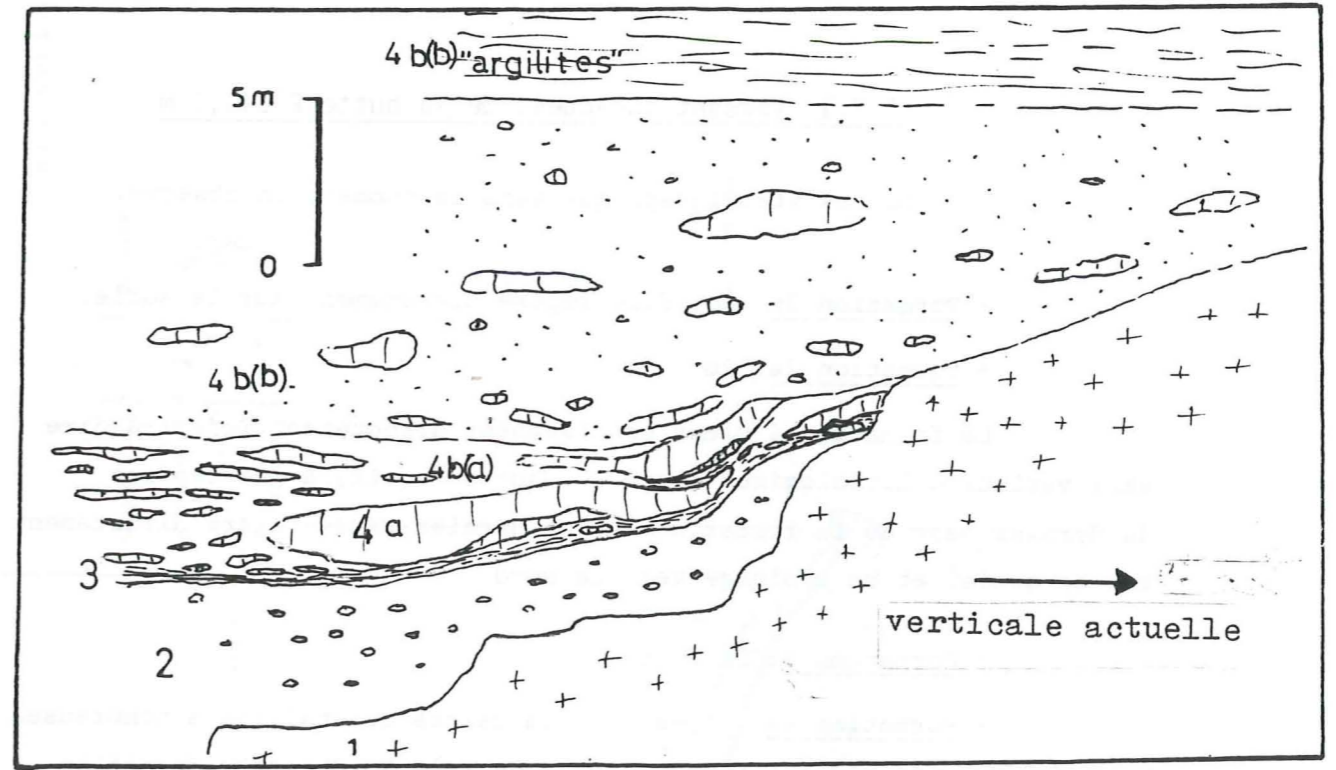
4b(c): formation 4b(c)

4 : formations 4b(a) et sous-jacentes

⑦ : point d'observation 7.

Le contact cristallin-Trias bien visible au point d'observation 7 est actuellement vertical. Si à cet endroit, on remet les terrains sédimentaires en position subhorizontale (fig. 5.3.), on voit alors se dessiner un paléorelief d'une quinzaine de mètres de hauteur. En effet, la série triasique, à l'exception du sommet du terme 4b(b) composé ici d'un conglomérat dolomitique surmonté d'"argilites" rouges à nodules pédogénétiques de dolomie) et du terme 4b(c) vient se biseauter sur le socle.

Fig.5.3. Contact cristallin-Trias au point d'observation 7



3 : formation 3

Cependant, notons que les formations triasiques sont ici conglomératiques (sauf le sommet de 4b(b) et 4b(c)). Ceci peut être l'indice de mouvements tectoniques syntriasiques ayant eu lieu immédiatement avant le dépôt du sommet du terme 4b(b) (voir paragraphe III.2.)

II.2. PALEORELIEF VISIBLE AU POINT D'OBSERVATION 1

(ARCANIER) - (fig. 5.4.)

Au voisinage de l'Arcanier, on observe deux coupes naturelles, la première dans le versant sud-ouest de la butte d'altitude 2 540,7 m, et la seconde dans le versant nord de l'Arcanier.

II.2.1. Versant sud-ouest de la butte 2 540,7 m

Du bas stratigraphique vers le sommet, on observe:

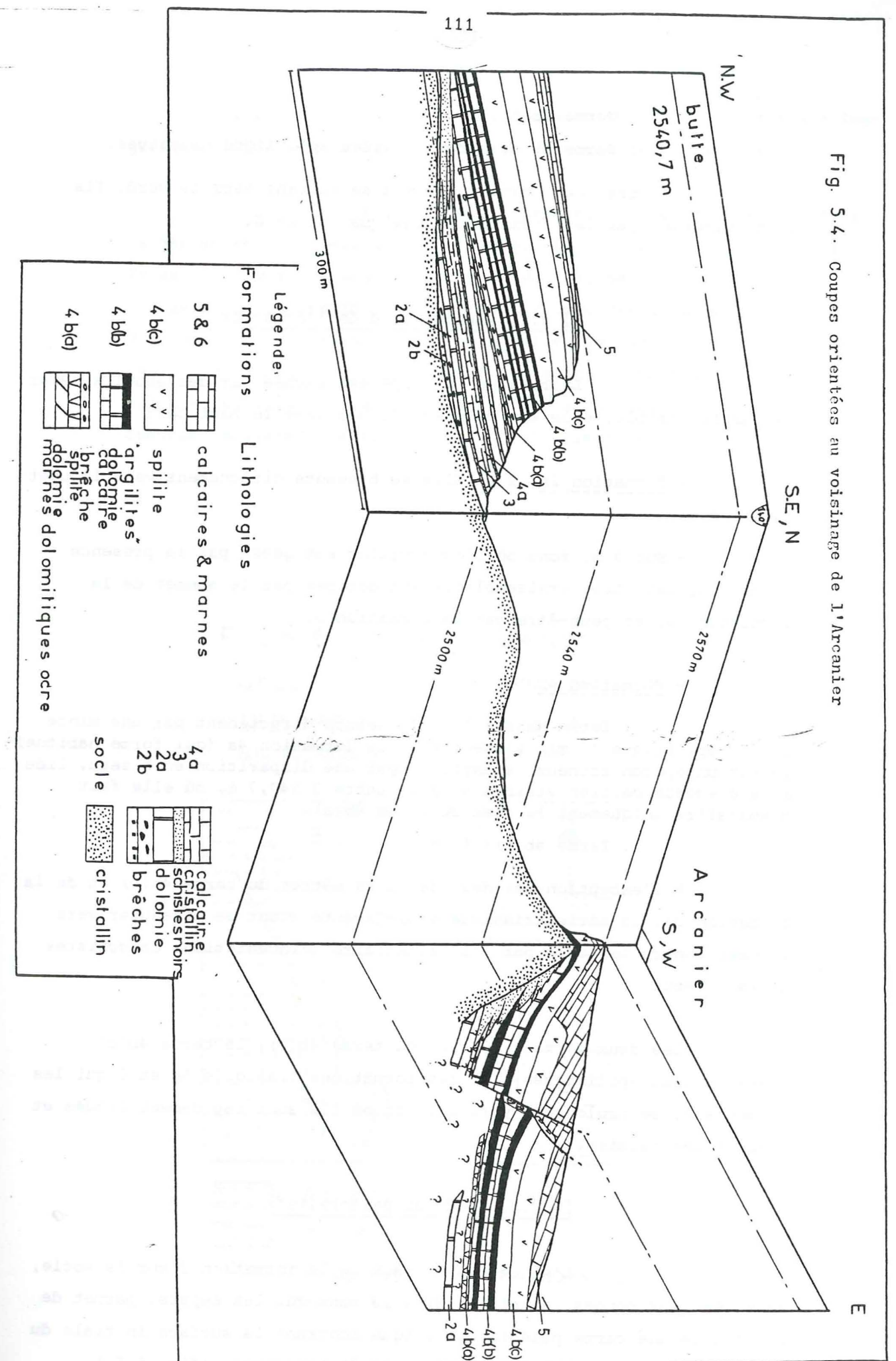
- Formation 2b: 3m. Elle repose directement sur le socle.
- Formation 2a: 3m

La formation 2 vient se biseauter directement (c'est-à-dire sans variation lithologique latérale) sur le socle, à l'exception du dernier banc de la formation 2a. Ce dernier repose alors directement sur le socle, et se prolonge vers le Nord.

- Formation 3: 0,50 m
- Formation 4a: 6 mètres. (Calcaires cristallins à nombreuses rétro-morphoses de nodules d'anhydrite). Vers le Nord, cette formation passe latéralement à des schistes noirs gréseux.

- Formation 4b:

. Terme 4b(a): 9,50 mètres, il comporte une mince intercalation spilitique (2 m) qui souligne une discordance interne (voir paragraphe III.1.). Le terme 4b(a) vient se biseauter au Nord sur les schistes noirs gréseux mentionnés plus haut.



- . Terme 4b(b) : 14 m
- . Terme 4b(c) : trois coulées spilitiques massives.

Ces deux derniers termes se suivent vers le Nord. Ils sont surmontés par les formations liasiques 5b et 6.

II.2.2. Versant nord de l'Arcanier

La base de la coupe est cachée par des éboulis. Pour la partie visible, elle est composée du bas vers le haut par :

- Formation 2a : 2 m. Elle se biseaute directement vers l'Ouest sur le socle.

- Sur 4 m, zone où l'observation est gênée par la présence d'éboulis, mais très vraisemblablement occupée par le sommet de la formation 2a, et peut-être par la formation 3.

- Formation 4b :

. Terme 4b(a) : 5 m; il débute directement par une mince coulée spilitique (2 m). L'absence de la formation 4a (qui forme habituellement un éperon rocheux) s'explique par une disparition en biseau, liée à la discordance bien visible sous la butte 2 540,7 m, où elle fait disparaître uniquement la base du terme 4b(a).

. Terme 4b(b) : 11 m.

A l'exception des deux derniers mètres du terme 4b(b) et de la formation 2a, la série triasique sous-jacente vient se biseauter vers l'Ouest contre le socle par l'intermédiaire d'indentations de schistes noirs gréseux.

Les deux derniers mètres du terme 4b(b), le terme 4b(c) (deux coulées spilitiques), et les formations liasiques 5b et 6 qui les surmontent, se prolongent vers l'Ouest où ils sont rapidement érodés et forment une falaise.

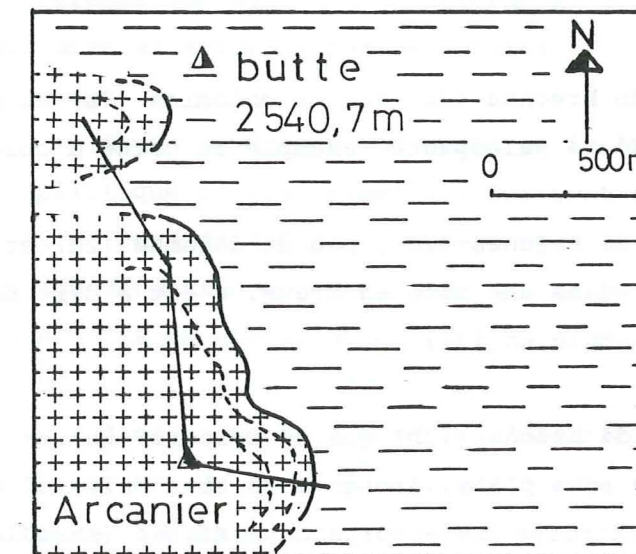
II.2.3. Etude du paléorelief

L'étude des biseaux de la formation 2 sur le socle, dans les deux coupes, ainsi que dans la zone qui les sépare, permet de construire une carte paléotopographique montrant la surface initiale du socle immédiatement avant le premier dépôt triasique (fig. 5.5.).

Dans le versant sud-ouest de la butte 2 540,7 m, sur une longueur de 300 m, on observe des dénivelées de 6 mètres au maximum.

Dans le versant nord de l'Arcanier, on ne peut pas chiffrer la dénivelée initiale du socle. En effet, la discordance interne au Trias, bien visible sous la butte 2 540,7 m, manifestée ici par l'absence de la formation 4a, peut être interprétée comme le résultat d'un mouvement triasique ayant pu modifier la surface initiale du socle (voir paragraphe III.1.). Quoiqu'il en soit, on sait qu'il existait un paléorelief vers l'Ouest, puisque la formation 2a, déposée avant cet éventuel mouvement tectonique, vient s'y biseauter.

Fig. 5.5 - Schéma paléotopographique au moment des premiers dépôts triasiques, au voisinage de l'Arcanier.



++++ zone en relief

— zone de dépôt

— localisation des coupes de la fig. 5.4.

Enfin, la carte paléotopographique qu'on a pu établir montre donc une zone en relief à l'Ouest, et une zone en creux à l'Est. La séparation entre ces deux zones n'est pas rectiligne, et par conséquent la paléotopographie du socle comportait des petites crêtes et des petits talwegs descendant vers l'Est.

II.3. ESSAI DE RECONSTITUTION D'ENSEMBLE DE LA PALEOTOPOGRAPHIE DU SOCLE LORS DU DEPOT DES PREMIERS BANCS TRIASIQUES (voir fig. 5.9 B, au paragraphe IV)

Le socle, lors du dépôt de la formation 4a, était grossièrement plat avec toutefois des dénivelées d'une vingtaine de mètres au maximum.

Pour obtenir ce résultat, on a mesuré l'épaisseur des formations 2 et 3 en différents points, et on a fait l'hypothèse que la formation 4a s'est déposée à l'horizontale, partout au même moment. Cette hypothèse s'appuie sur l'étude sédimentologique (Chapitre II, paragraphe IV.1.4.), et se trouve confirmée par la logique des résultats obtenus. En effet, en détaillant l'épaisseur de ces différentes formations, on observe la présence de:

- plus de brèches (2b) que de dolomies (2a) et de schistes noirs (3), sur ou près d'une paléopente (exemple au point d'observation 17);
- assez de brèches (2b), peu de dolomie (2a) et beaucoup de schistes noirs (3) dans une zone en creux, c'est à dire dans une zone d'accumulation (exemple en 13);
- moins de brèches (2b) que de dolomie (2a) et de schistes noirs (3) dans une zone plane, éloignée de tout paléorelief, c'est-à-dire dans une zone abritée des apports détritiques (exemple en 15);
- enfin, la forme de la surface du socle décrite ici est celle existant lors du début de la sédimentation de la formation 4a. Il est possible qu'au cours du dépôt des formations qui lui sont sous-jacentes, les reliefs initiaux (c'est-à-dire ceux existant immédiatement avant la mise en place du premier dépôt triasique) aient été légèrement

accentués. En effet, le fait par exemple de trouver dans la reconstitution que nous venons de faire, une variation d'épaisseur de la formation 2a entre les points 1 et 3, peut s'expliquer par le jeu d'une faille, ou par une flexure du socle, contemporain de la sédimentation triasique.

III - STRUCTURES D'ÂGE TRIASIQUE

En trois endroits des structures liées à la tectonique syn-triasique sont bien visibles sur le terrain:

III.1. DISCORDANCE INTRATRIASIQUE VISIBLE AU POINT D'OBSERVATION 1 (ARCANIER): fig. 5.4.

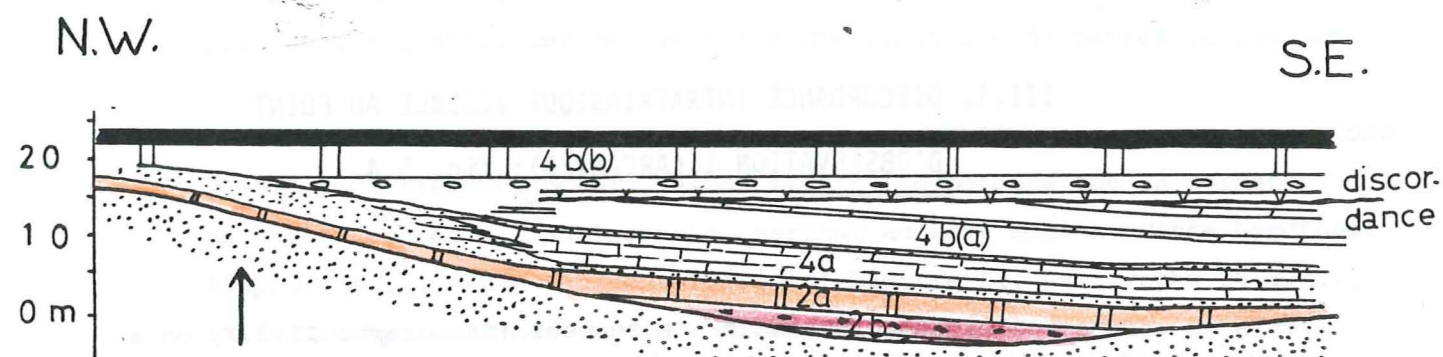
Dans la description de ce secteur (paragraphe II.2.), on a insisté sur la discordance interne au Trias qui est soulignée par une mince intercalation spilitique (interne au terme 4b(a)). Elle est mise en évidence par deux faits:

- dans le versant sud-ouest de la butte 2 540,7 m, l'intercalation spilitique et les termes qui lui sont supérieurs (de direction N 140° et de pendage 45° E) recoupent vers le Nord les termes sous-jacents (de direction moyenne N 170° et de pendage variant de 80° E au Nord à 45° E au niveau du col);
- dans le versant nord de l'Arcanier la formation 4a et la partie inférieure du terme 4b(a), sous-jacentes à la mince intercalation spilitique, ont disparu:

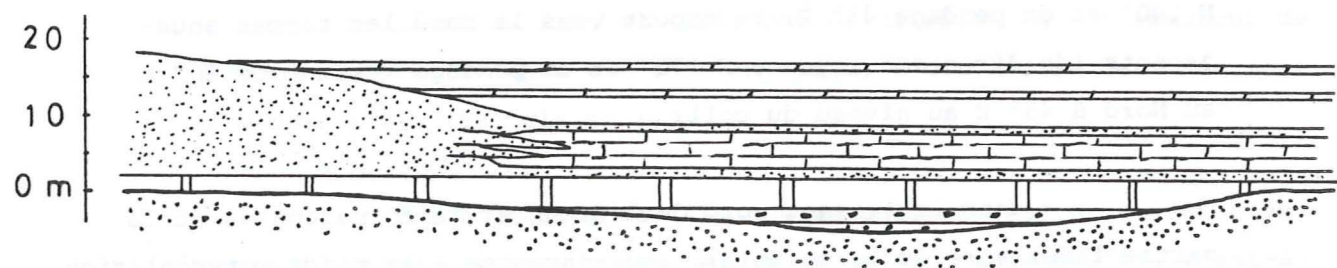
Cette discordance indique qu'à cet endroit, il y a eu un mouvement tectonique syn-triasique consistant en un basculement du socle vers le Sud-Est comme le montre la figure 5.6.

Fig. 5.6. Tectonique syntriasique
sous la butte 2 540,7m

Même légende que fig. 5.4.



- B - basculement du socle vers le S-E -
- érosion
- mise en place d'une coulée spilitique
- reprise de la sédimentation



- A sédimentation des formations 2, 3, 4a, 4b(a).

A/ Dépôt des premiers sédiments sur le paléorelief (formations 2, 3, 4 a et la base du terme 4b(a)). A partir du dépôt des formations 3 et 4a, on observe la venue de schistes noirs gréseux, au Nord-Ouest sous la butte 2 540,7 m et à l'Ouest sous l'Arcanier. Ils proviennent donc d'un relief ayant existé à l'Ouest. Mais on comprend mal pourquoi la venue de ce matériel détritique ne se fait que par moments. Il se peut que cela soit dû à de faibles mouvements tectoniques.

B/ - Basculement du socle vers le Sud-Est;

- Erosion: de la base du terme 4b(a), et de la formation 4a dans le versant nord de l'Arcanier;

. de la base du terme 4b(a), en biseau vers le haut, dans le versant sud-ouest de la butte 2 540, 7 m.

- Mise en place de la coulée spilitique. Celle-ci, sous la butte 2 540,7 m, repose en discordance sur les termes sous-jacents vers le N-W et en accordance au niveau du col.

- Reprise de la sédimentation en concordance avec la coulée (fin du terme 4b(a), et de la formation 4b, formation 5b et 6).

III.2. VARIATIONS LITHOLOGIQUES ENTRE LES POINTS D'OBSERVATION

7 et 9: MISE EN EVIDENCE D'UNE FAILLE SYNTRIASIQUE EN 8

(A L'EST DU PALETAS)

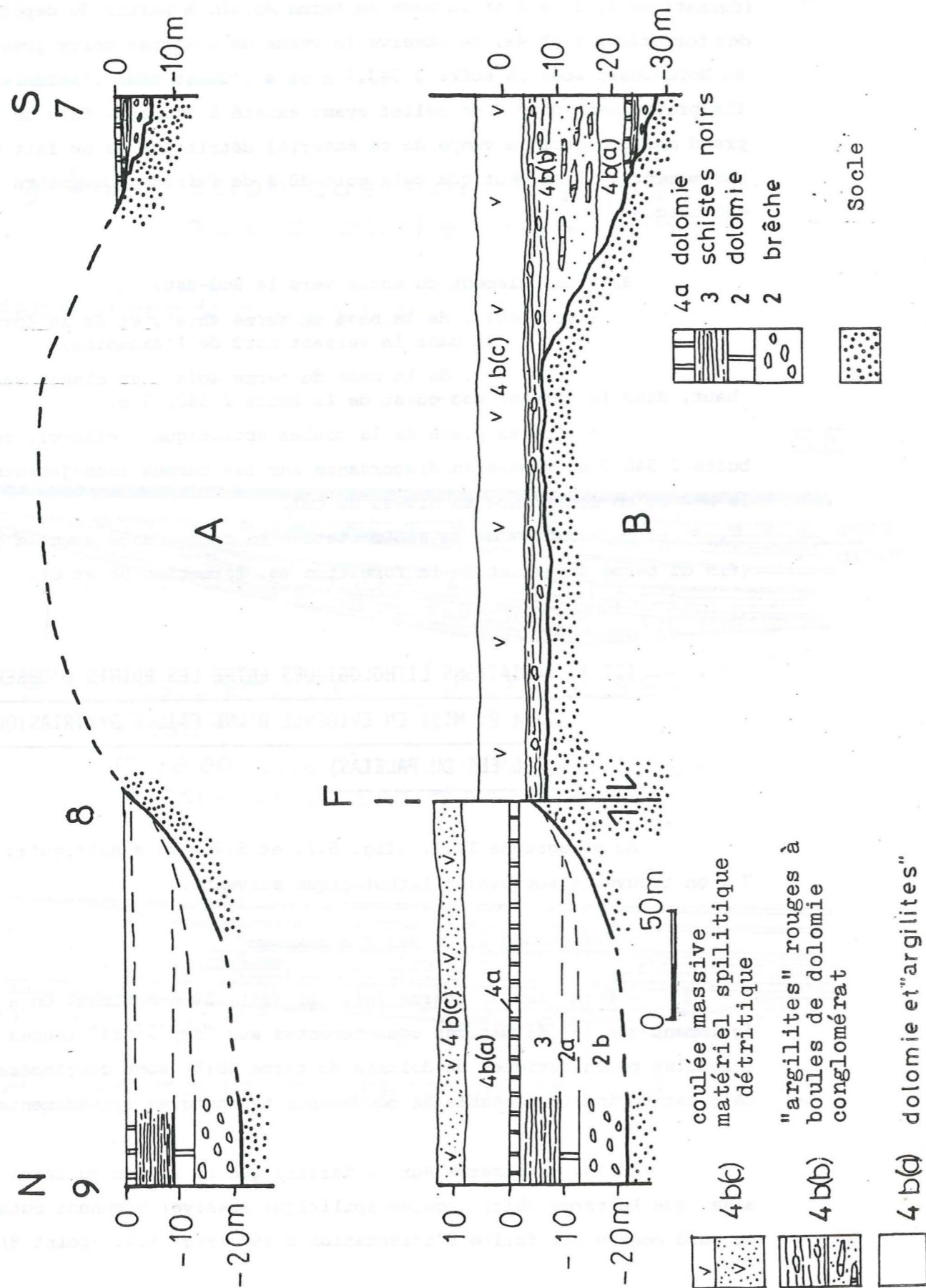
Au paragraphe II.1. (fig. 5.2. et 5.7.) on a noté qu'au point 7, on trouve la succession lithologique suivante:

- Formations 2, 3, 4a: 7 m maximum

- Formation 4b (terme (a), (b) (c)): 29 m maximum. On a remarqué également que les formations sous-jacentes aux "argilites" rouges à nodules pédogénétiques de dolomie du terme 4b(b) sont conglomératiques. Cela est un indice probable de mouvements tectoniques synsédimentaires.

Enfin, on observe sur le terrain que le sommet du terme 4b(b), ainsi que le terme 4b(c) (coulée spilitique massive) viennent buter au Nord contre une faille d'orientation N 65° (fig. 5.2., point 8).

Fig. 5.7. Faille triasique entre les points 7 et 9 (voir fig. 5.2)



Cette faille a joué au Trias. En effet, dans le compartiment Nord, on retrouve les mêmes formations avec des épaisseurs tout à fait différentes (point 9):

- Formation 2, 3, 4a: 20 mètres
- Formation 4b: 9m. Le terme 4b(b) est absent, et le terme 4b(c) est réduit à 6 m de matériel spilitique finement détritique.

Ces variations d'épaisseur et de lithologie du terme 4b(c), peuvent s'expliquer de la manière suivante, en refaisant l'hypothèse que la formation 4a s'est déposée à l'horizontale (fig.5.7):

A/ Lors du dépôt des formations 2, 3, 4a, le socle est plus bas au Nord qu'au Sud. En effet, l'épaisseur de ces formations est plus importante dans le compartiment nord que dans le compartiment sud

B/ Des mouvements tectoniques au cours du Trias, sensibles surtout à partir du dépôt du terme 4b(a) font remonter le socle du compartiment nord, d'au moins 25 m par rapport à celui du compartiment sud, puisqu'au Sud, l'épaisseur des termes 4b(b) et 4b(c) est beaucoup plus importante qu'au Nord.

III.3. PALEOFAILLE D'ÂGE TRIASIQUE PROBABLE VISIBLE AU POINT D'OBSERVATION 11 (AU NORD DU PALETAS)

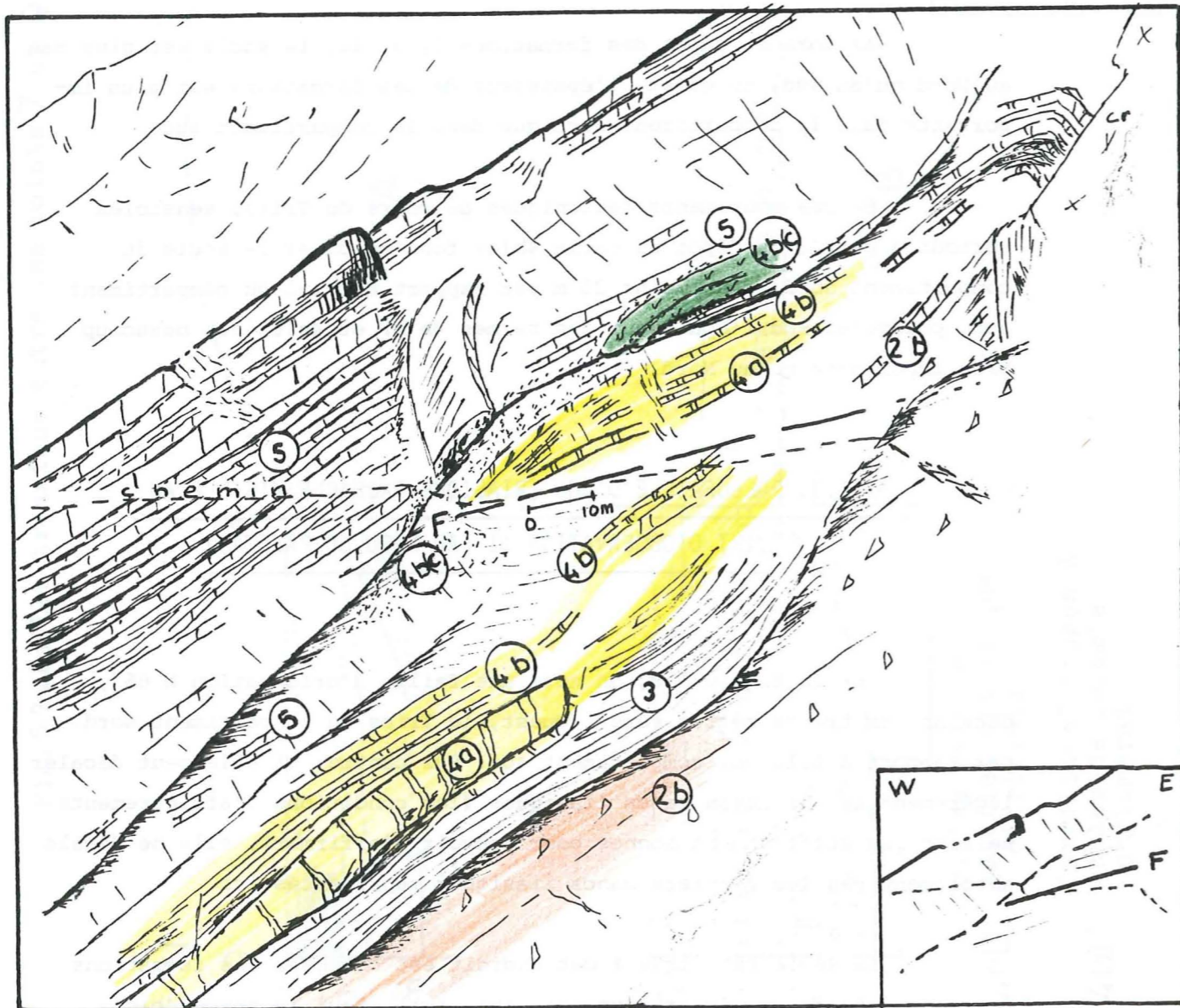
Sur la figure 5.8, on note une faille d'orientation N 65°, décalant de trente mètres vers l'Ouest, le Trias du compartiment Nord, par rapport à celui du compartiment sud. Par contre, si elle peut décaler légèrement les premiers bancs liasiques (les conditions d'affleurements ne sont pas suffisamment bonnes pour pouvoir l'affirmer), elle ne décale absolument pas les derniers bancs liasiques représentés ici.

La série triasique à cet endroit est composée des formations 2 (2b et 2a), 3, 4a, 4b (termes (a), (b), (c)). Seul le terme 4b(c) (coulées spilitiques) présente une différence de part et d'autre de la faille:

- Au Nord, il existe de 6 à 9 m de matériel volcanique détritique rouge, dans lequel s'intercalent deux minces coulées spilitiques à bulles.

- Au Sud, on ne trouve plus que le matériel volcanique détritique rouge, sur une dizaine de mètres d'épaisseur.

Fig. 5.8. Vue panoramique d'une faille triasique au point d'observation 11.



③: formation 3

F: faille triasique

Trois arguments font penser que cette faille est d'âge triasique et plus précisément qu'elle a fonctionné avant la mise en place du matériel spilitique:

- Immédiatement au voisinage de cette faille, on observe sur une courte distance, un ravinement complet du terme 4b(b) par la coulée spilitique (terme 4b(c)) du compartiment nord. On a déjà observé cette structure particulière dans le secteur de l'Esparcelet (chapitre IV), et on a montré qu'elle était directement liée à un escarpement de faille.

- A son voisinage, les deux bancs de dolomie caractéristiques du sommet du terme 4b(a) sont bréchifiés: les bancs de dolomie montrent de larges fractures (5 à 10 cm) remplies par des "argilites" vertes du terme supérieur. On peut penser que cette structure particulière est due au jeu de la faille qui a perturbé des sédiments non encore complètement indurés.

- Par rapport à un banc liasique repère, non affecté par la faille, on constate que l'épaisseur de Lias se trouvant stratigraphiquement au dessous de ce banc, est plus importante dans la partie sud que dans la partie nord. D'autre part, le contact Lias-Trias, partout où il est visible, montre une discordance sédimentaire. Ces observations indiquent que le Lias ne fait que mouler un paléorelief triasique.

En remettant les terrains en position horizontale, on peut donc reconstituer une faille triasique, ayant pu toutefois rejouer immédiatement avant le Lias, avec son compartiment nord surélevé d'une trentaine de mètres par rapport à son compartiment sud.

III.4. ESSAI DE RECONSTITUTION D'ENSEMBLE DES MOUVEMENTS

RELATIFS DU SOCLE, AU COURS DU TRIAS, AVANT LA

MISE EN PLACE DES COULEES SPILITIQUES SOMMITALES

(Terme 4b(c) - fig. 5.9 A)

Dans les paragraphes précédents on a présenté des accidents tectoniques syntriasiques visibles sur le terrain. On a noté que de part et d'autre de ces accidents, le rapport des épaisseurs cumulées des formations 2, 3, 4a sur l'épaisseur de la formation 4b est très différent. D'une manière générale cette constatation permet de montrer l'existence d'un mouvement tectonique synsédimentaire.

Or, dans les coupes successives levées sur le terrain (fig. 5.9 A, on remarque en gros, que si les épaisseurs cumulées des formations 2, 3, 4a sont importantes, l'épaisseur de la formation 4b est faible, et vice et versa. Par conséquent, cela semble montrer qu'il a existé au Trias un ou des mouvements tectoniques affectant tout le secteur. On confirmera et on illustrera ce résultat au paragraphe IV.

On peut préciser l'époque de ces mouvements en constatant que l'épaisseur du terme 4b(a) est sensiblement la même dans toutes les coupes, et que sa lithologie présente des indices d'évènements tectoniques (coulées de spilite, brèches, paragraphes III.1, 2, 3), alors qu'au contraire, l'épaisseur du terme 4b(b) est très variable d'une coupe à l'autre. Ainsi, les déformations tectoniques liées à ces mouvements débuteraient au moment du dépôt du terme 4b(a) et s'amplifieraient lors de la sédimentation du terme 4b(b) ou immédiatement après.

Enfin, les données de terrain montrent que ces déformations peuvent être liées à:

- des failles triasiques d'orientation N 65° encore visibles actuellement aux points 8 et 11 (paragraphes III.2, 3) par exemple;
- des failles d'orientation N 65° dont le dernier rejeu est du aux mouvements compressifs alpins, mais qui sont peut être hérités de failles triasiques (point d'orientation 14);

- des zones où rien ne permet de dire qu'il existe des failles ayant pu jouer au Trias (entre les points 6 et 7 et 15 et 17), mais où pourtant de part et d'autre il existe des variations notables des épaisseurs des formations.

Ainsi, on est conduit à penser que ces déformations sont dues au jeu de failles d'orientation N 65° et peut être aussi à certains endroits à une simple flexure du socle.

IV. SURFACE PALÉOTOPOGRAPHIQUE AU MOMENT DES PREMIERS

DÉPÔTS LIASIQUES

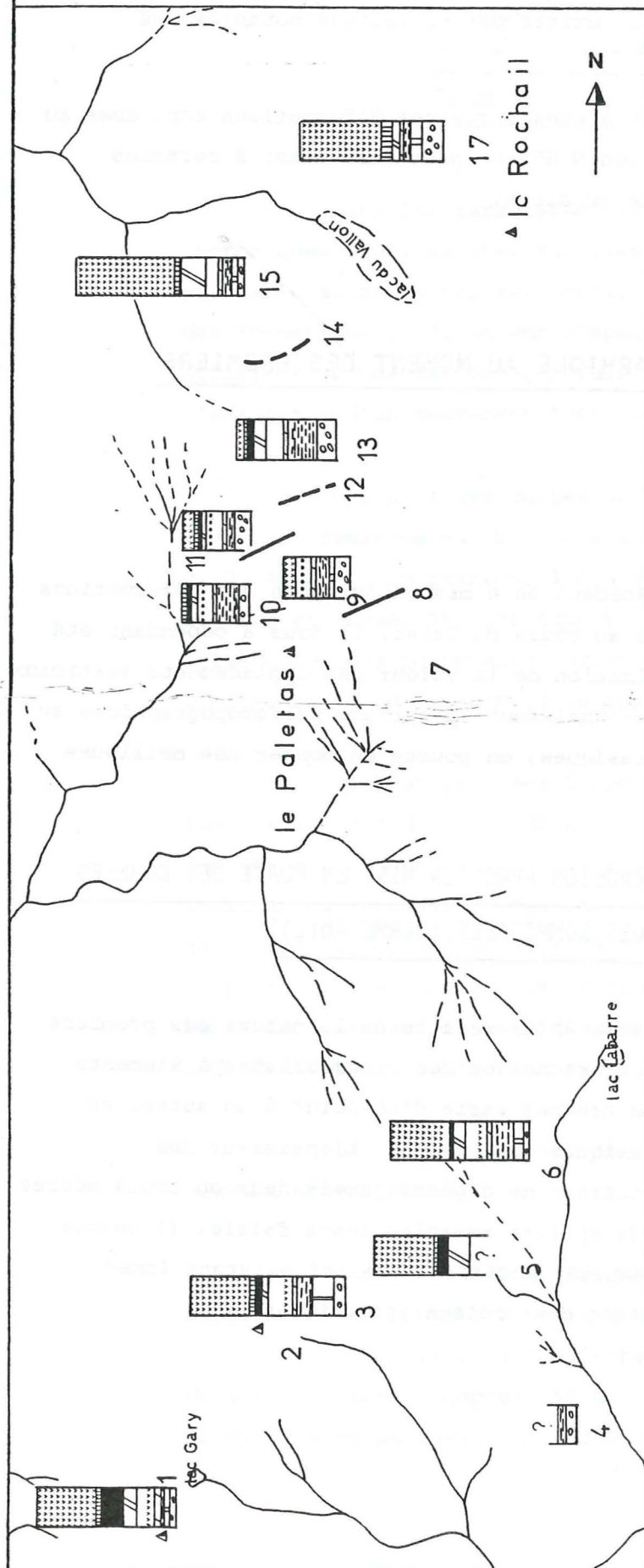
Si au paragraphe précédent on a mis en évidence des déformations de la forme initiale du socle au cours du Trias, il nous a cependant été impossible de donner une estimation de la valeur des déplacements verticaux qu'il a subi. Par contre, en connaissant la surface paléotopographique au moment des premiers dépôts liasiques, on pourra en donner une meilleure estimation.

IV.1. PHASE D'EROSION APRES LA MISE EN PLACE DES COULEES

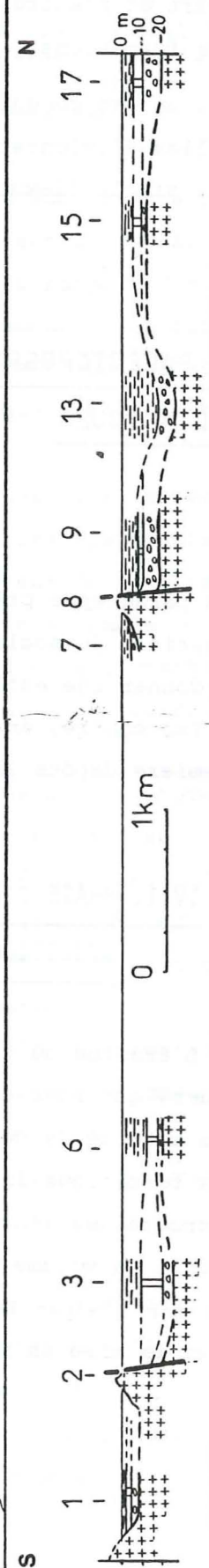
SPILITIQUES SOMMITALES (TERME 4b(c))

L'érosion du terme 4b(c) résulte de la nature des premiers dépôts liasiques, qui sont des brèches ou des microbrèches à éléments de spilite. La matrice de ces brèches varie d'un point à un autre, et correspond aux formations liasiques 5a, 5b ou 6. L'épaisseur des brèches ou microbrèches rencontrées ne dépasse jamais deux ou trois mètres ce qui représente un volume de spilite remaniée assez faible. Il semble donc que l'érosion n'a pas beaucoup modifié le relief existant immédiatement après la mise en place des coulées spilites.

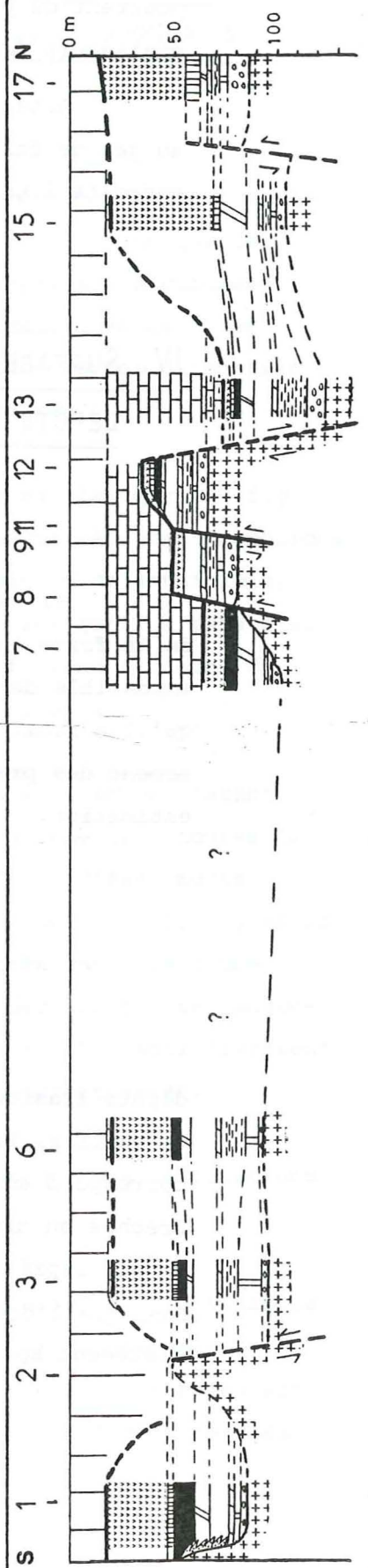
FIG. 5.9. A. Colonnes stratigraphiques simplifiées du Trias.



B Surface du socle lors du dépôt de 4a



C. surface topographique du Trias lors du dépôt de 5 & 6. Tectonique syntriasique.

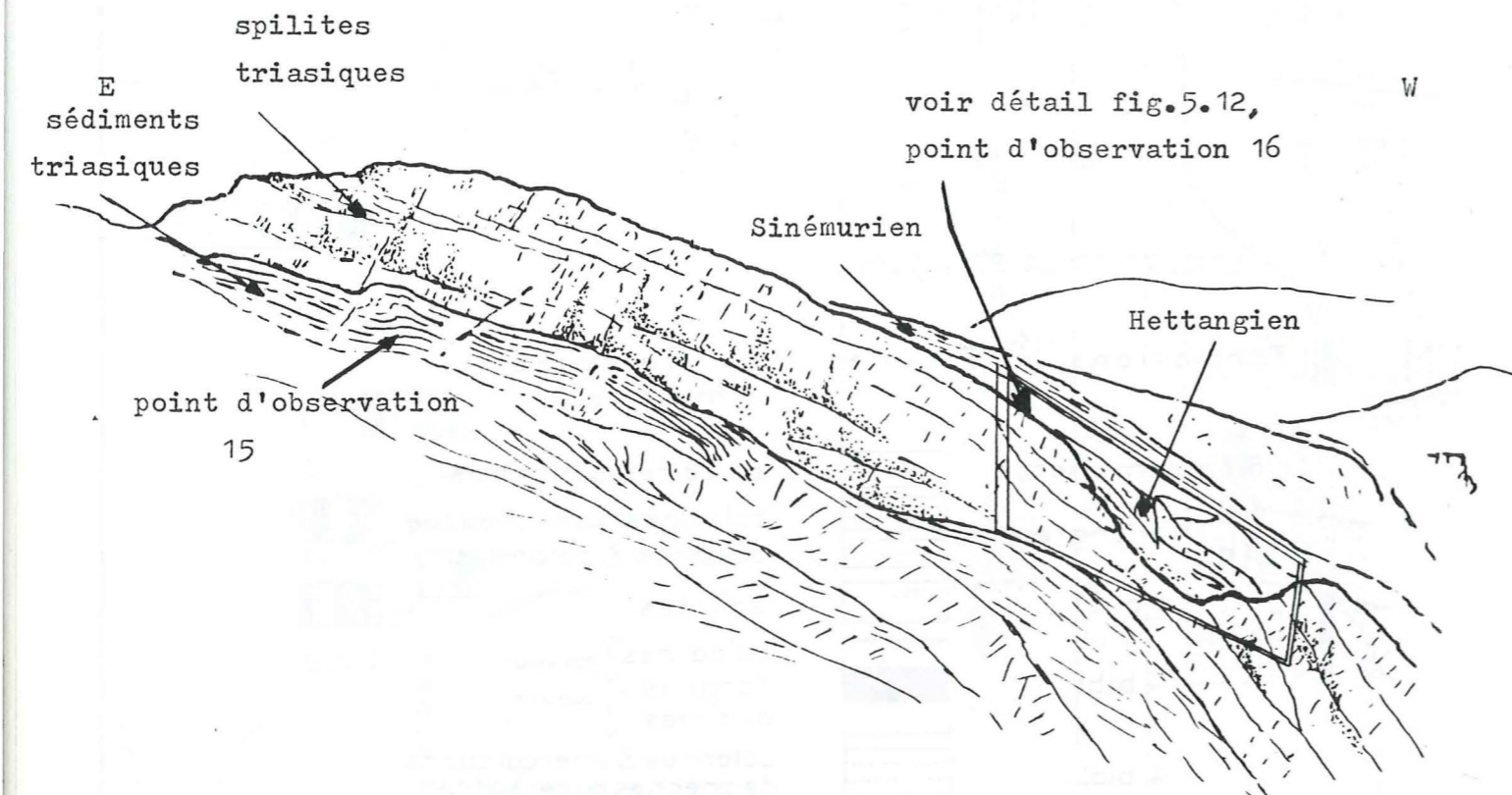


LEGENDE DE LA FIG. 5.9.

Formations	Figurés	Lithologies simplifiées
6 (Sinémurien)		calcaires & marnes
5 ^b (Hettangien)		calcaires lumachellique
5 ^a (Hettangien)		calcaires & dolomies
4 ^b (c)		spilites
4 ^b (b)		calcaires } épaisseur "argilites" } cumulée dolomies
4 ^b (a)		dolomies & intercalations de brèches ou de spilite
4 ^a		dolomies
3		schistes noirs
2 ^a		dolomies
2 ^b		brèches
socle		cristallin

- : faille triasique vue sur le terrain
- : faille triasique supposée
- 13 : point d'observation 13

Fig.5.10. Vue panoramique du versant nord de la falaise en aval de la combe de la Vivolle.



Paléorelief triasique enoyé au Lias

IV.2. TRANSGRESSION LIASIQUE ET FORME DE LA SURFACE :
PALEOTOPOGRAPHIQUE EXISTANTE APRES LA MISE EN PLACE
DES COULEES SPILITIQUES SOMMITALES DU TRIAS
(TERME 4b(c), fig.5.9 C).

L'érosion peu intense entre la mise en place des dernières coulées spilitiques et le début de la sédimentation liasique a fait en sorte que les formations liasiques 5a, 5b, et 6 déposées à l'horizontale, (voir aussi chapitre VI), ont moulé un paléorelief (complexe dans le détail) correspondant à peu près à la surface topographique existante immédiatement après la mise en place du terme 4b(c), comme l'illustre ponctuellement la figure 5.10.

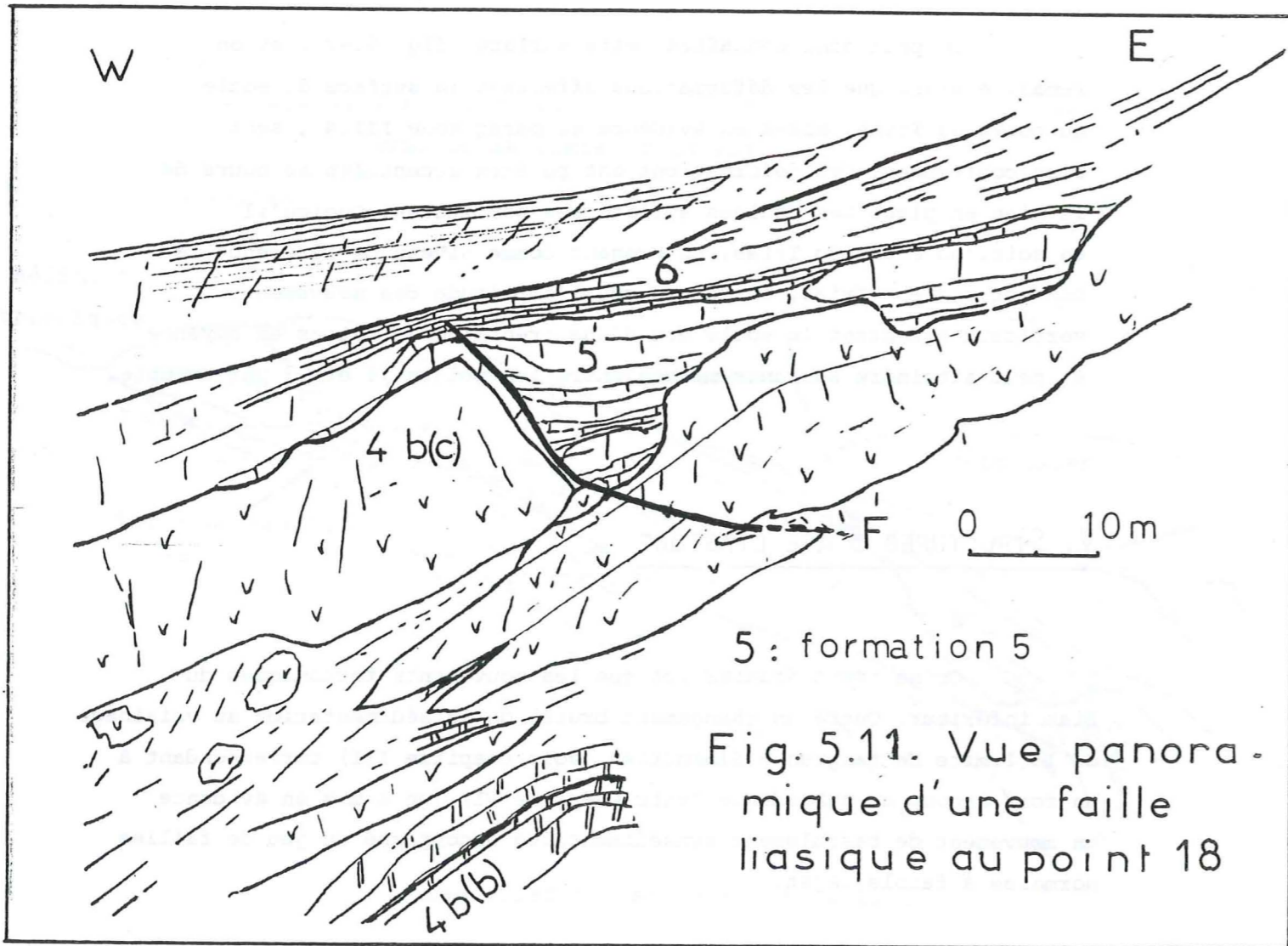
On peut donc connaître cette surface (fig. 5.9c), et on remarque alors que les déformations affectant la surface du socle au cours du Trias, mises en évidence au paragraphe III.4, sont bien confirmées. Ces déformations ont pu être accentuées au cours de la mise en place des coulées spilitiques sommitales. Quoiqu'il en soit, au cours du Trias, en prenant comme niveau de référence le contact socle - Trias, on mesure que l'amplitude des mouvements verticaux affectant le socle est d'une trentaine de mètres en moyenne et peut atteindre soixante mètres entre les points 11 et 13 par exemple.

V. STRUCTURES D'ÂGE LIASIQUE

On ne veut étudier ici que les mouvements tectoniques du Lias inférieur. Outre un changement brutal de la sédimentation au voisinage de la limite Hettangien - Sinémurien (voir Chapitre III) correspondant à un fort à-coup de subsidence (voir Chapitre VI), on a mis en évidence un mouvement de basculement synsédimentaire accompagné du jeu de failles normales à faible rejet.

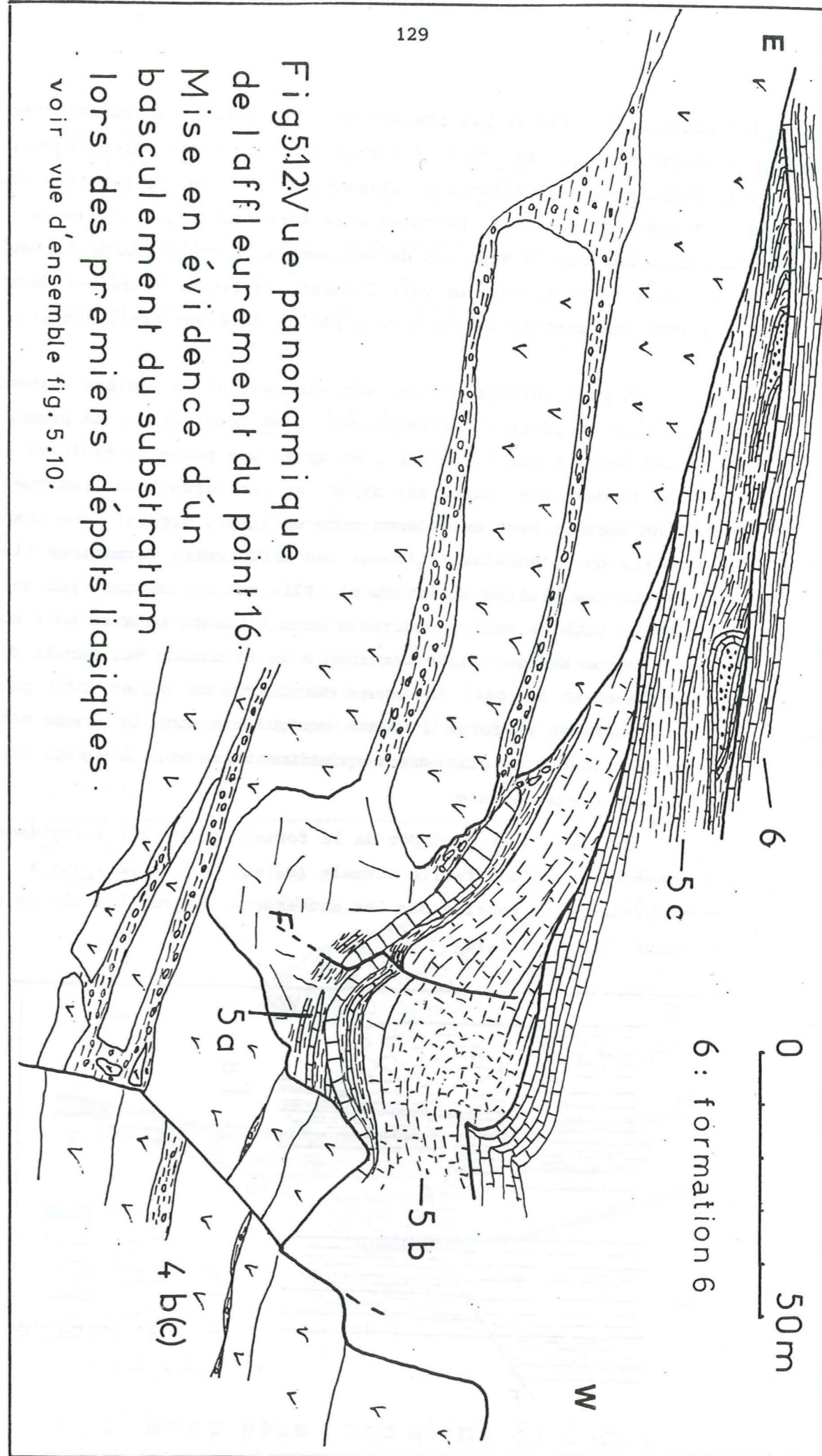
V.1. FAILLE SYNLIASIQUE AU POINT D'OBSERVATION 18 (AU NORD
DU LAC VALLON, fig. 5.11)

Il s'agit d'une faille normale d'orientation actuelle N 170° et de pendage 60° E. Elle fait remonter d'environ huit mètres le compartiment ouest par rapport au compartiment est. Elle est vraisemblablement cachetée par les premiers bancs de la formation 6 (Sinémurien), mais elle a joué surtout à l'Hettangien (pendant le dépôt de la formation 5b). En effet d'un côté et de l'autre de la faille les épaisseurs de la formation 5b sont différentes: à l'Ouest on en observe 3 mètres, à l'Est 11 mètres.



V.2. MOUVEMENTS DE BASCULEMENT ET FAILLE SYNLIASIQUE AU
POINT D'OBSERVATION 16 (en aval de LA VIVOLLE, fig. 5.12)

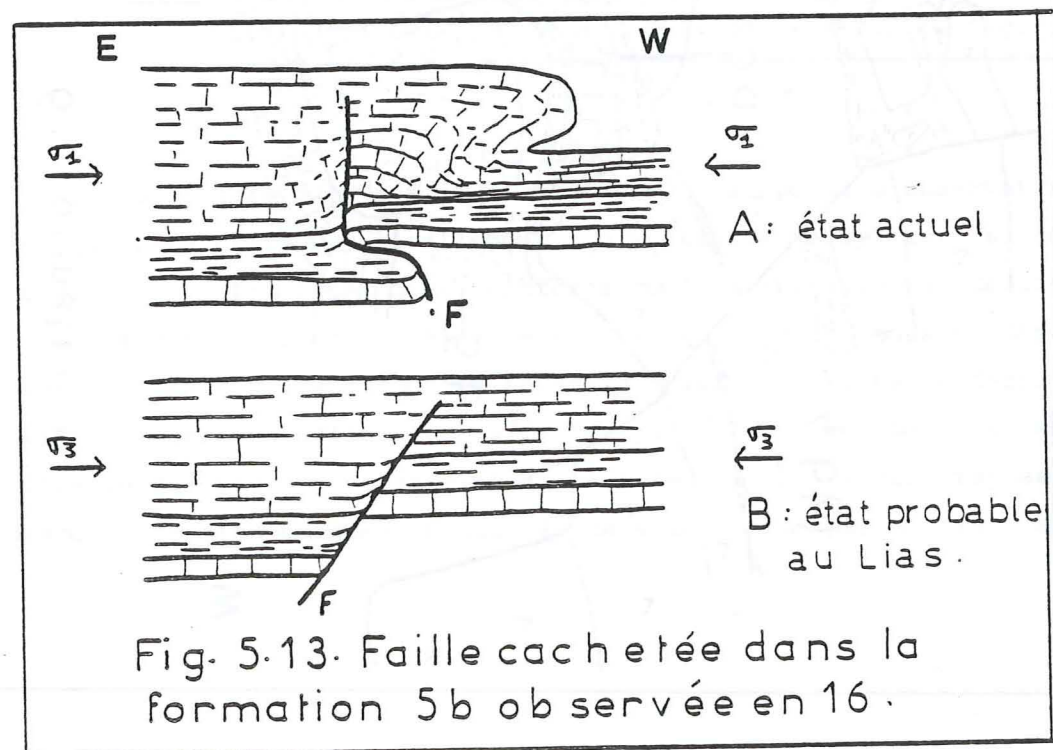
La figure 5.12 montre l'affleurement au point d'observation 16 tel qu'il se présente actuellement. On y observe vers l'Est (au centre du schéma) le front des deux dernières coulées spilitiques. Celui-ci délimite vers l'Ouest un paléocreux dans lequel sont venus se déposer quelques bancs de la formation 5a et la formation 5b. Cette dernière est ici légèrement plissée et affectée par une faille. De plus, elle présente des biseaux stratigraphiques internes. Au dessus, repose en discordance bien marquée (soulignée dans le schéma par un trait épais),



la formation 5c (faciès particulier de la formation 5b, caractérisé par la présence de brèches à éléments spilitiques et dolomitiques, voir chapitre III). Celle-ci se biseaute à l'Est sur la dernière coulée spilitique. Vers le haut, 5c passe à la formation 6, par l'intermédiaire d'une zone montrant des poches de sédiment en forme d'amande irrégulière enflée vers l'Est et pointue vers l'Ouest (la limite entre ces deux formations est marquée sur le schéma par un deuxième trait épais).

On peut interpréter cet affleurement de la manière suivante: après la mise en place subaérienne des laves (montrée par la présence de prismes décrits par G. ADLINE), et après une phase de ravinement (le sommet de la dernière coulée est oxydé) et les formations liasiques renferment vers la base des éléments de spilite), apparaît une transgression sur un paléorelief (biseaux des différentes formations liasiques (5 et 6) sur les coulées spilitiques). Elle est accompagnée par des basculements plus ou moins importants vers l'Ouest. Ceux-ci sont montrés par les biseaux sédimentaires internes à la formation 5b, par la discordance entre celle-ci et 5c, par la nature détritique de 5c, et enfin par les poches de sédiment en forme d'amande irrégulière dont la genèse est probablement liée à un glissement synsédimentaire vers l'Ouest, de la formation 6 sus-jacente.

De plus, lors du dépôt de la formation 5b, ces basculements provoquent le jeu d'une faille normale (F, sur fig. 5.12), qui a postérieurement été reprise par les mouvements compressifs alpins comme l'explique la figure 5.13:

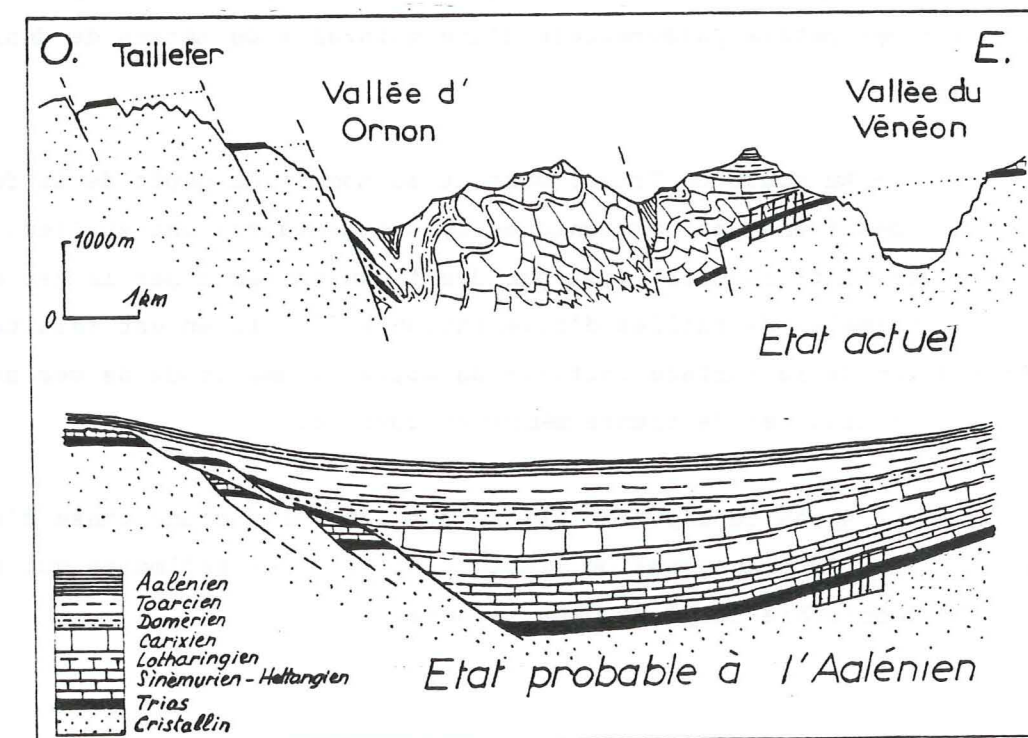


A: La faille est cachetée dans l'Hettangien, sa surface est courbe et le pli qui l'accompagne montre qu'elle a subi un raccourcissement E-W dans le sens des flèches σ_1 (mouvements compressifs alpins).

B: En dépliant les bancs et en remettant à plat le miroir de faille, il se dessine alors une faille normale dont le compartiment ouest, est surélevé par rapport au compartiment est.

V.3. CONCLUSION SUR LA TECTONIQUE SYNLIASIQUE

Pour la comprendre dans ce secteur, la connaissance des travaux de BARFÉTY, GIDON, LEMOINE, MOUTERDE (1979), concernant l'accident du Col d'Ornon, d'orientation N 10°, à trois kilomètres à l'Ouest, est indispensable. Ces auteurs ont montré en effet (figure 5.14) qu'il s'agit en fait d'un accident ayant joué essentiellement au cours du Lias (surtout au Toarcien) dans un contexte de tectonique distensive. Cet accident est la limite ouest d'un bassin de sédimentation liasique. Le secteur où nous travaillons est sur la bordure est, pentée vers l'Ouest.



Situation du point 16 dans son contexte géologique. d'après Barféty, Gidon, Lemoine, Mouterde, (1979).

Fig. 5.14. Accident du col d'Ornon

Ainsi, on peut interpréter les mouvements d'âge hettangien début Sinémurien que l'on a mis en évidence aux paragraphes précédents comme étant dus à des mouvements précurseurs de la formation du bassin liasique.

Notons enfin que le secteur d'Entraigues est affecté par une famille de failles N 140-N 160° (paragraphe I.1.1.). Celles-ci sont sub-parallèles à l'accident d'Ornon, et sont peut être liées à la même tectonique distensive. Mais, contrairement à l'accident d'Ornon, on n'a ici aucun argument qui le montre.

VI. CONCLUSIONS SUR LES TECTONIQUES SYNSEDIMENTAIRES DANS LE SECTEUR D'ENTRAIGUES

- L'étude de ce secteur permet de donner une idée de la surface topographique du socle existant immédiatement avant les premiers dépôts triasiques. Celle-ci était grossièrement plane, mais présentait pourtant des petits paléoreliefs d'une quinzaine de mètres de dénivelée au maximum.

- Au cours du Trias, surtout au moment du dépôt de la formation 4b, des événements tectoniques synsedimentaires ont eu lieu. Ceux-ci se sont traduits, soit par des flexures, soit par le jeu en faille normale de failles d'orientation N 65°; il en est résulté une déformation de la surface initiale du socle. L'amplitude de ces mouvements verticaux est de trente mètres en moyenne.

- Après le dépôt du Trias, qui est suivi d'une phase d'érosion peu intense, la transgression liasique apporte des sédiments qui moulent une paléogéographie complexe dans le détail.

- Au début du Lias se manifeste une seconde tectonique synsedimentaire, indépendante des structures préexistantes puisque l'orientation des failles (N 160°), nées de celle-ci est tout à fait différente de celles nées des mouvements triasiques (N 65°). Cette tectonique du début du Lias est à rattacher à la tectonique distensive que l'on connaît plus tard (Sinémurien - Toarcien) dans l'accident du Col d'Ornon (BARFETY, GIDON, LEMOINE, MOUTERDE, 1979).

=====

CHAPITRE VI - CONCLUSIONS GÉNÉRALES

RECAPITULATION DES RESULTATS ET CORRELATION TECTONO-SEDIMENTAIRE DES DIFFERENTS SECTEURS

I - RÉCAPITULATION DES RÉSULTATS

I.1. STRATIGRAPHIE: AGE PROBABLE DES DIFFÉRENTES FORMATIONS

La série triasique est presque azoïque: les formations 1, 2, 3, 4a et 4b, qui ne sont que des subdivisions lithostratigraphiques, sont donc difficiles à dater.

Au contraire, la série liasique (formations 5a, 5b et 6) est relativement bien datée par les fossiles.

I.1.1. Rappel des données paléontologiques

LE TRIAS

Seule la formation 2 (formation carbonatée de base) est datée par des *Myophoria goldfussi* (coupe de la crête de La Lavey): elle daterait donc du sommet du Trias moyen ou de la base du Trias supérieur.

LE LIAS

La formation liasique la plus ancienne (5a) observée dans la coupe du Vet est datée de l'Hettangien inférieur probable, par une faune de lamellibranches (*Modiola cf. hillanus*, *Isocyprina voisin de germari*, *Gervilleia voisin de conimbrica*, dét. R. MOUTERDE)

Au dessus, la formation 5b est datée dans la coupe du talweg se trouvant immédiatement à l'Ouest du ruisseau de la Chave par des *Schloteimia angulata* de l'Hettangien supérieur.

Enfin, la formation 6, dans la coupe du Thunou est datée du Sinémurien inférieur par un *Coroniceras gr. rotiforme*.

I.1.2. Ages vraisemblables des différents formations

(fig. 6.1)

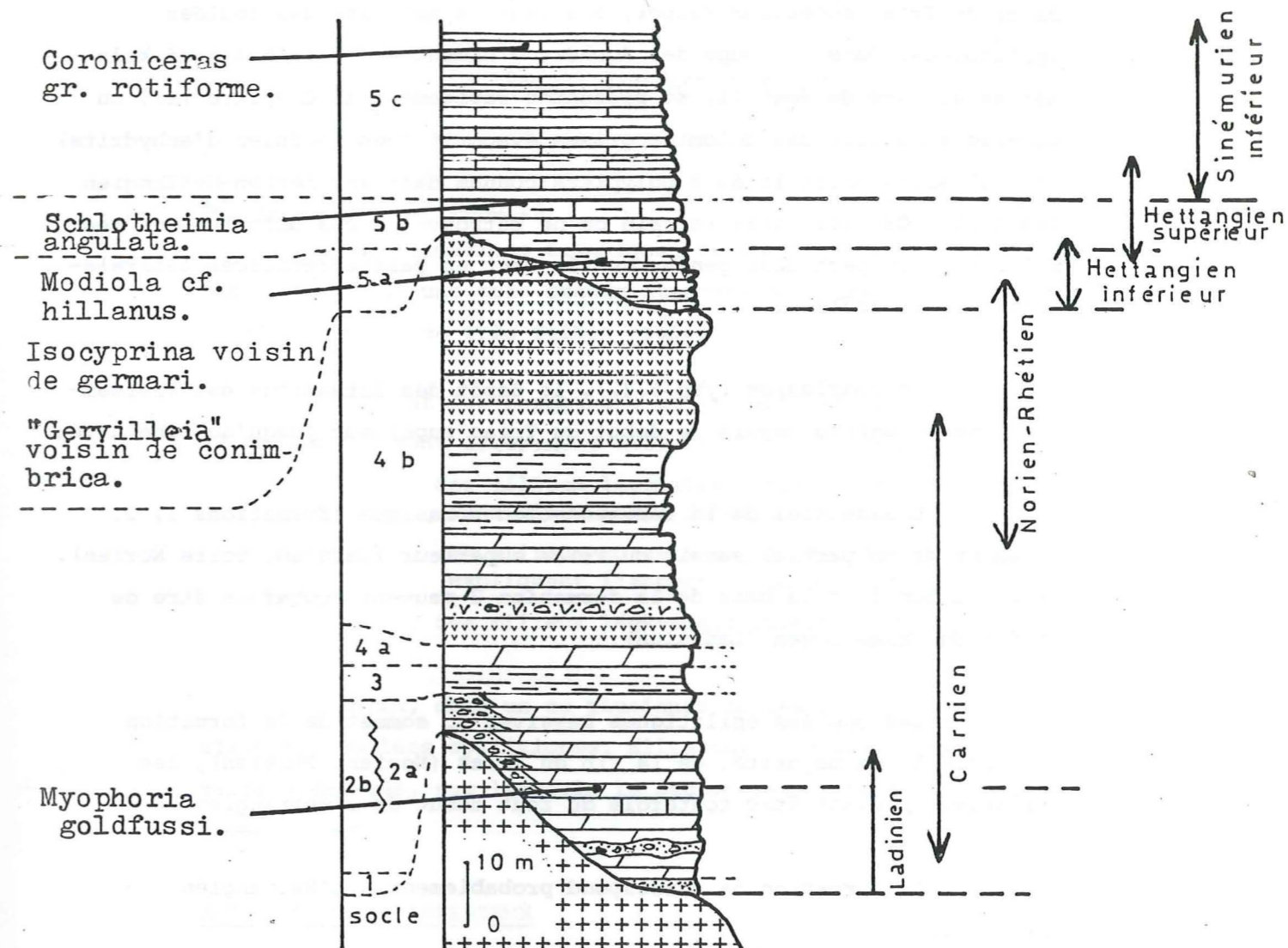
Les données paléontologiques rappelées ci-dessus définissent les grandes lignes de la stratigraphie dans notre secteur. A part de courts hiatus, il semble que le dépôt des formations sédimentaires et volcaniques soit grossièrement continu depuis le début du Trias supérieur jusqu'au Sinémurien au moins.

- Dans les sédiments triasiques on n'observe aucun indice (ravinement, hard ground, etc.) permettant d'affirmer qu'il existe une importante lacune de sédimentation. La sédimentation liasique, quant à elle, est également grossièrement continue puisqu'on connaît successivement les termes de l'Hettangien inférieur, de l'Hettangien supérieur et du Sinémurien inférieur.

La seule lacune importante pouvant exister se trouverait au sommet des coulées spilitiques massives de la formation 4b.

Or, le sommet des coulées ne présente pas les traces d'érosion importantes qui auraient existé, si celles-ci avaient été longtemps exposées à l'érosion, par exemple, pendant tout le Rhétien (de l'ordre de 5 millions d'années).

FIG. 6.1. Age probable des différentes formations.



Données paléontologiques	Colonne stratigraphique	Age probable des différentes formations
--------------------------	-------------------------	---

LEGENDE

- Le chevauchement des flèches (↑) est dû au manque de données paléontologiques précises et suggère les différentes possibilités d'attribution
- 1,2a,2b,etc.: Formations 1,2a,2b,etc..
- +++ : Cristallin; [] : Grès; [] : Dolomie brêchique; [] : Dolomie; [] : Schistes noirs; [] : "Argilites" rouges ou vertes; [] : Spilite; [] : Calcaire bioclastique; [] : Alternance de calcaire et de marnes.

- D'autre part, on peut donner un argument indirect pour dater du Trias supérieur (Keupér, Rhétien) la majorité des coulées spilitiques. Dans la coupe des Rochers d'Armentier (située à neuf kilomètres au Nord du Rochail, et présentée rapidement au Chapitre II), on observe au dessus des dolomies grises évaporitiques (nodules d'anhydrite) des calcaires noirs lités à polypiers connus dans le Rhétien-Hettangien des Alpes. Or, sur notre terrain on ne retrouve ni ces dolomies, ni ces calcaires. On peut donc penser qu'ils sont en partie remplacés latéralement par les coulées.

En conclusion (fig.6.1.), le dépôt des formations est vraisemblablement continu depuis le début du Trias supérieur jusqu'au Sinémurien.

L'essentiel de la sédimentation triasique (formations 1, 2, 3, 4a et 4b en partie) serait du Trias supérieur (Carnien, voire Norien). La formation 1 et la base de la formation 2 peuvent toutefois être de la fin du Trias moyen (Ladinien).

Les coulées spilitiques massives du sommet de la formation 4b seraient, en majorité, de la fin du Trias (Norien, Rhétien), les dernières pouvant être toutefois du tout début de l'Hettangien.

La formation 5a correspond probablement à l'Hettangien inférieur.

La formation 5b comprend tout ou une partie de l'Hettangien supérieur.

La formation 6 débute peut être dans l'Hettangien supérieur mais elle est surtout du Sinémurien inférieur.

I.2. LES MILIEUX DE SEDIMENTATION ET LA SUBSIDENCE

I.2.1. Rappel des données sédimentologiques

AU TRIAS (Rhétien compris)

Les formations triasiques se sont déposées dans un domaine supratidal, sur une très grande étendue, sous une tranche d'eau inexistante, ou de très faible épaisseur.

Suivant les formations et suivant les endroits, les milieux de sédimentation sont légèrement différents. On trouve:

- . des milieux lagunaires fermés à tendance réductrice, sans circulation d'eau;
- . des milieux où existent de faibles courants d'eau expliquant l'apport de matériel terrigène fin;
- . des milieux légèrement ouverts aux influences marines.

Enfin, dans un ou plusieurs de ces milieux ce sont mises en place des coulées spilitiques. Elles ont du alors former de petits reliefs émergés, sur lesquels la sédimentation ne pouvait reprendre immédiatement.

A L'HETTANGIEN INFÉRIEUR.

Il y a une alternance de deux faciès:

- Le premier rappelle ceux du Trias (notamment les "argilites" vertes) et indique probablement encore un milieu supratidal.

- Le second (calcaires bioclastiques) s'est déposé dans un domaine intertidal marin ouvert avec un régime hydrodynamique agité.

Ainsi, la transgression liasique qui commence à cette époque ne se fait pas d'une manière brutale.

A L'HETTANGIEN SUPÉRIEUR

Les faciès rencontrés indiquent un milieu de sédimentation de type plate-forme externe dans un domaine marin ouvert, situé sous le niveau de basse mer et au dessus de la limite inférieure d'action des vagues, avec un régime hydrodynamique agité.

AU SINEMURIEN INFÉRIEUR

Les sédiments se déposent sur une plate-forme externe dans un domaine marin ouvert, sous une tranche d'eau plus ou moins importante. Le régime hydrodynamique y est calme.

En conclusion, entre le Ladinien (?) - Carnien et le Sinémurien, il existe deux coupures sédimentaires.

La première s'étale dans le temps, au cours de l'Hettangien inférieur: un milieu marin ouvert avec un régime hydrodynamique agité succède à un milieu continental (lagunaire, ou émergé à cause des petits reliefs formés par les coulées spilitiques).

La seconde se situe au voisinage de la limite Hettangien - Sinémurien: un milieu marin avec un régime hydrodynamique calme succède brusquement à un milieu marin où le régime hydrodynamique est agité.

Ces variations lithologiques importantes (progressives pour la première et brusques pour la seconde) sont les indices des à-coups de subsidence enregistrés par la bordure occidentale du Pelvoux à cette époque.

I.2.2. Vitesse de subsidence aux différentes époquesAU TRIAS

L'épaisseur des termes triasiques, depuis le début du Trias supérieur jusqu'à la fin du Rhétien (soit 20 à 25 millions d'années) est en moyenne d'une centaine de mètres. On a donc, une vitesse moyenne de dépôt (sédiments et laves) de l'ordre de quatre à cinq millimètres par millénaire. D'autre part, dans notre secteur, la surface topographique à cette époque est toujours restée voisine de l'altitude zéro. On peut donc dire que la vitesse de subsidence est sensiblement identique à celle du dépôt, si l'on ne tient pas compte de la compaction des sédiments.

Ainsi, au cours du Trias, sur la bordure occidentale du Pelvoux, la subsidence est restée très faible.

A L'HETTANGIEN

En cumulant les épaisseurs des termes hettangien inférieur et hettangien supérieur, on trouve qu'en trois millions d'années se sont déposés une quarantaine de mètres de sédiments. On a donc une vitesse de sédimentation de l'ordre de 10 à 15 millimètres par millénaire.

A cette époque, la surface topographique descend au dessous du niveau de la mer de quelques mètres seulement. La vitesse de subsidence est donc à peine supérieure à la vitesse de sédimentation, et reste encore très faible.

AU SINEMURIEN (s. str.)

L'épaisseur de la série sinémurienne (s. str.) sur notre terrain est de l'ordre de 200 à 800 mètres, pour une durée de deux à cinq millions d'années. Cela donne une vitesse de sédimentation de l'ordre de 100 à 400 millimètres par millénaire.

De plus, à cette époque, la surface topographique descend nettement au dessous du niveau de la mer. Cela veut dire que la vitesse de subsidence est de l'ordre de plusieurs centaines de millimètres par millénaire.

Ainsi, c'est à partir du Sinémurien que notre terrain est soumis à une subsidence relativement importante.

I.3. TECTONIQUES SYNSEDIMENTAIRES

Sur la figure 6.2. on a synthétisé les différents indices d'activités tectoniques synsédimentaires observés sur notre terrain.

Cela nous a amené à distinguer deux phases tectoniques:

- l'une au Trias (et à l'Hettangien inférieur ?), caractérisée notamment par la mise en place de coulées volcaniques et par des mouvements verticaux de faible amplitude;

- l'autre à partir de l'Hettangien supérieur, caractérisée par des mouvements verticaux beaucoup plus importants.

I.3.1. Au Trias (et à l'Hettangien inférieur ?)

La phase tectonique triasique a les effets suivants

(fig. 6.2.):

A₁: Mise en place d'une première coulée spilitique dans la formation 2a, visible uniquement dans le torrent Robert (secteur de l'Esparcelet);

A₂: Basculement vers le SE du substratum après les tous premiers dépôts de la formation 4b, visible à l'Arcanier (secteur d'Entraigues). Ce basculement provoque une érosion marquée par une discordance, elle-même soulignée par une seconde venue de lave spilitique. Les coulées qui en résultent sont visibles localement aussi bien dans le secteur de l'Esparcelet qu'ailleurs dans le secteur d'Entraigues;

A₃: Jeu de failles normales cachetées par les dernières coulées de la formation 4b, mais ayant fonctionné en général depuis le début du dépôt de celle-ci.

Dans le secteur de l'Esparcelet, ces failles d'orientation actuelle N 160°, et d'orientation restituée au Trias N 180° ± 20°, délimitent un ou des petits paléograbens (rappelons que les failles du secteur Nord de l'Esparcelet ont pu fonctionner en deux épisodes dont le premier pourrait correspondre dans le temps au basculement décrit en A₂).

Dans le secteur d'Entraigues, les failles ayant fonctionné à cette époque ont une orientation N 60°-70°. Cependant, notons que certaines failles subméridiennes observées sur le terrain, liées aux mouvements compressifs alpins sont peut-être héritées de failles triasiques, qui seraient approximativement de même direction que celles du secteur de l'Esparcelet (mais c'est hypothétique).

A₄: Mise en place des coulées spilitiques de la formation 4b. L'activité volcanique se manifeste pendant tout le dépôt de cette formation. Mais vers la base, les épisodes volcaniques se succèdent à un rythme suffisamment lent, par rapport à la subsidence, pour que se réinstalle une sédimentation entre la venue de deux coulées successives, alors que vers le sommet ce n'est plus le cas, les coulées en effet, sont directement superposées.

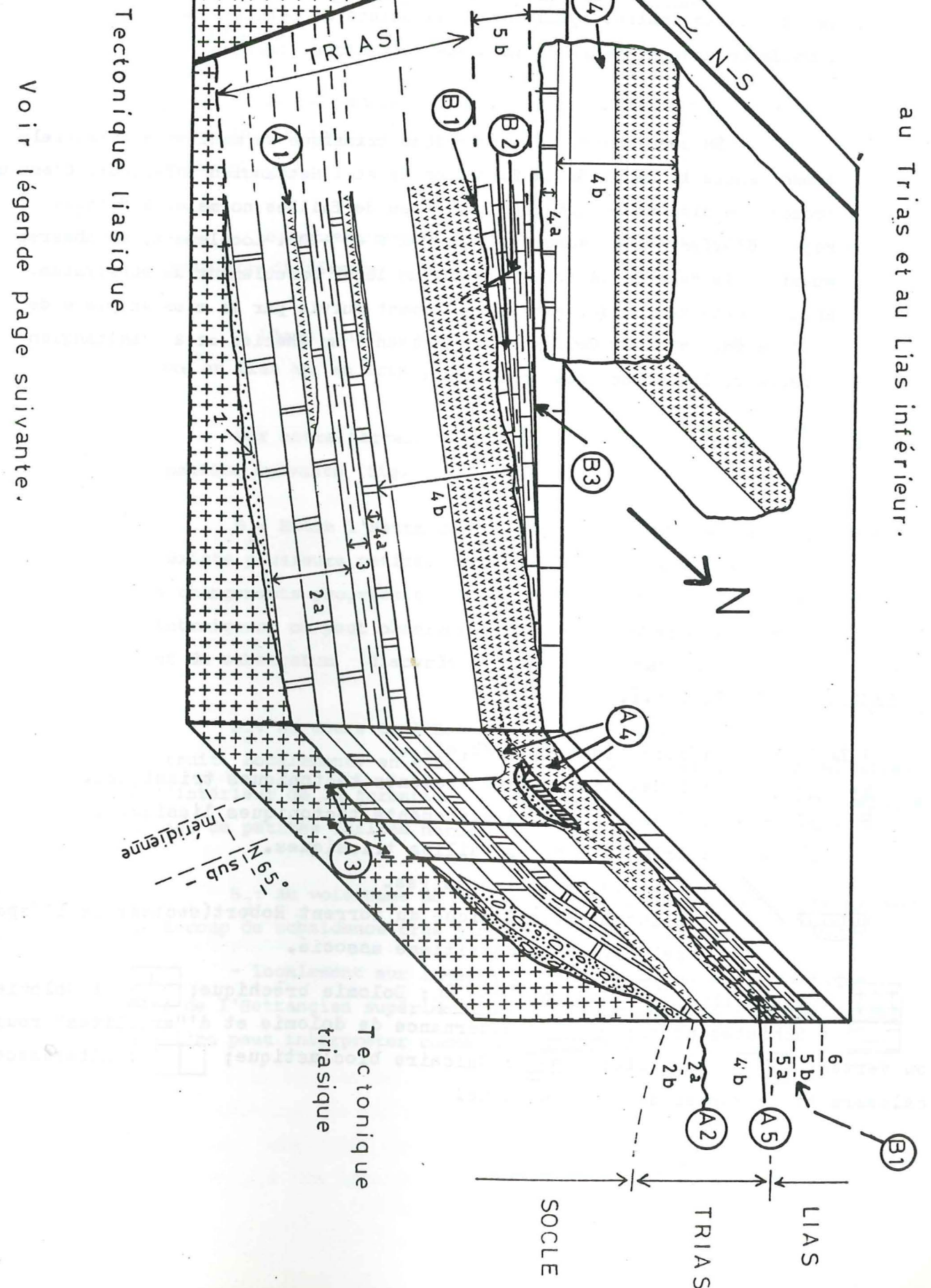



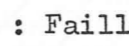










Fig. 6-2. Schéma récapitulatif de la tectonique synsédimentaire au Trias et au Lias inférieur.

- Mise en place de l'olistolithe du torrent Robert dans le secteur de l'Esparcelet.

A₅: A l'Hettangien inférieur, alors que se mettent en place les dernières coulées spilitiques, il existe de petits à-coups de subsidence annonciateurs de la phase tectonique liasique.

En conclusion, la tectonique triasique se manifeste essentiellement entre le dépôt de la formation 4a et l'Hettangien inférieur. C'est une tectonique distensive qui crée un réseau de failles normales à faibles rejets d'orientation subméridienne et N 65°-70°. Localement, on observe aussi, à la base de la formation 4b, un léger basculement du substratum. Enfin, cette tectonique est immédiatement suivie par la mise en place de coulées volcaniques. Celles-ci cicatrisent, au Rhétien et à l'Hettangien inférieur, les structures triasiques.

LEGENDE DE LA FIG. 6.2.

- 1, 2a, 2b, etc. : Formations 1, 2a, 2b, etc..
- A₁, A₂, etc. : Indexations des événements tectoniques triasiques.
- B₁, B₂, etc. : Indexations des événements tectoniques liasiques.
-  : Orientation des failles triasiques.
-  : Failles synsédimentaires.
-  : Olistolithe triasique du torrent Robert (secteur de l'Esparcelet), et son détritisme associé.
-  : Cristallin;  : Grès;  : Dolomie brêchique;  : Dolomie;
-  : Schistes noirs;  : Alternance de dolomie et d'"argilites" rouges ou vertes;  : Spilite;  : Calcaire bioclastique;  : Alternance de calcaire et de marnes de type mudstone.

I.3.2. Au Lias (à partir de l'Hettangien supérieur)

Il s'agit d'une seconde phase de tectonique distensive indépendante, et en tout cas différente de la phase triasique pour trois raisons:

- La tectonique triasique est soulignée par la venue des coulées spilitiques. Ce n'est pas le cas au Lias (sauf pour l'Hettangien inférieur).

Les structures qui dépendent de la tectonique liasique ont une orientation différente de celles liées à la tectonique triasique.

- L'amplitude des mouvements verticaux est beaucoup plus importante au Lias qu'au Trias.

Sur notre terrain, cette phase tectonique se manifeste de la manière suivante (fig. 6.2.)

B₁: Entre l'Hettangien inférieur et l'Hettangien supérieur, il existe plusieurs petits à-coups de subsidence mis en évidence par les changements progressifs de faciès. Localement dans le secteur d'Entraigues, on peut observer qu'ils sont accompagnés par un basculement du substratum (discordance entre la formation 5b et les spilites).

B₂: Au cours de l'Hettangien supérieur, ce basculement se poursuit. Localement, en effet, on observe des biseaux synsédimentaires à l'intérieur de la formation 5b. De plus, ce basculement est accompagné du jeu de petites failles normales.

B₃: Au voisinage de la limite Hettangien-Sinemurien se produit un à-coup de subsidence très marqué. On observe en effet:

- localement sur le dernier banc de calcaire bioclastique daté de l'Hettangien supérieur, une surface encroutée d'oxydes de fer que l'on peut interpréter comme un "Hard ground";

- immédiatement au-dessus, des calcaires de type mudstone indiquant donc un changement brutal du type de sédimentation, plus précisément un approfondissement.

Dans le secteur d'Entraigues l'observation d'une discordance montre que cet à-coup de subsidence est encore accompagné par un basculement du substratum.

B_4 : Au Sinémurien inférieur continuent à jouer des failles normales d'orientation $N170-180^\circ$ à pendage est, probablement nées des mouvements définis en B_2 et B_3 . Certaines d'entre elles ne jouent qu'à l'Hettangien supérieur et au début du Sinémurien, mais d'autres de même orientation jouent pendant tout le Lias et ont des rejets importants (exemple de la faille du Col d'Ornon, BARFETY, GIDON, LEMOINE, MOUTERDE, 1979).

Dans le secteur Nord de l'Esparcelet, c'est à cette époque que se met en place l'olistholite.

En conclusion, la tectonique liasique se manifeste dès l'Hettangien. Il s'agit d'une tectonique distensive donnant naissance à des failles normales d'orientation grossièrement N-S. Celles-ci sont associées à des basculements synsédimentaires du substratum. L'amplitude des mouvements verticaux est très importante. Cela est vrai au Lias supérieur où le rejet vertical de la faille du col d'Ornon, par exemple, atteint au moins 1 000 mètres (BARFETY, GIDON, LEMOINE, MOUTERDE, 1979). Cela semble vrai également dès le Lias inférieur, étudié ici. En effet, trois observations le suggèrent:

- la taille de l'olistholite du secteur nord de l'Esparcelet;
- la subsidence brusque et importante au Sinémurien inférieur;
- la valeur angulaire importante ($20-25^\circ$) du basculement du substratum pendant le dépôt de l'Hettangien supérieur (notons cependant que cette valeur ne correspond qu'à une mesure locale, et qu'il serait imprudent de l'étendre à l'ensemble du terrain).

II. CORRÉLATION TECTONO-SÉDIMENTAIRE DES DIFFÉRENTS SECTEURS

La figure 6.3. permet de montrer par l'intermédiaire de deux coupes restituées à deux époques différentes, les structures géologiques ayant affecté l'ensemble de notre terrain.

A: Lors du dépôt de la formation 4a

Au paragraphe I.3.1., on a rappelé que jusqu'à cette époque, on ne connaissait pas de mouvements tectoniques synsédimentaires. Ainsi, en remettant la base de la formation 4a à l'horizontale, telle qu'elle s'est déposée, on reconstruit approximativement la forme de la surface du socle existante immédiatement avant les premiers dépôts triasiques.

Notons que les épaisseurs cumulées des formations 1, 2 et 3 sont sensiblement plus importante vers le Sud (secteur de l'Esparcelet) que vers le Nord (secteur d'Entraigues). Faute de repères stratigraphiques précis (les formations triasiques sont pratiquement azoïques), on est obligé d'envisager deux hypothèses pour expliquer ces variations d'épaisseurs:

- la base de la formation 2 est diachrone, la forme de la surface socle - Trias dessinée ici représente bien alors le paléorelief triasique;
- la base de la formation 2 est partout synchrone, la surface socle - Trias figurée ici n'est pas alors identique à la surface du paléorelief anté-triasique. En effet dans ce cas celle-ci aurait été modifiée par une subsidence différentielle au cours du dépôt des formations 1, 2 et 3.

Néanmoins des observations ponctuelles de paléoreliefs envoyés par les sédiments, (à l'Arcanier et au Sud du paletas) tendent à montrer que pour notre terrain, la première hypothèse est la plus vraisemblable, ou encore une combinaison des deux.

Notons encore, que tout à fait au Sud (points 1, 2 ; sur la fig. 6.3.), le contact Trias socle n'est pas connu. En effet, la série triasico-liasique est ici renversée et surmontée par du cristallin chevauchant. Cependant, dans leur partie visible les formations 2 et 3 atteignent déjà une épaisseur d'une trentaine de mètres.

- La tectonique liasique

On ne peut pas illustrer ici les effets de la tectonique liasique de la même façon que les effets de la tectonique triasique, En effet, BARFETY, GIDON, LEMOINE, MOUTERDE, dans l'étude de la faille du col d'Ornon (1979) ont bien montré que les structures nées de cette tectonique ont une orientation grossièrement nord-sud (voir chapitre V, paragraphe V.3.). Or, notre terrain comme nous l'avons rappelé au paragraphe précédent, n'est qu'une bande étroite de même orientation. Cependant, les observations ponctuelles que l'on a pu faire (olistolithe du secteur nord de l'Esparcelet, basculement vers l'Ouest du substratum et failles normales d'orientation N.S visibles localement dans le secteur d'Entraigues) confirment bien le modèle proposé par ces auteurs.

De plus, on a montré que ce système a fonctionné dès l'Hettangien supérieur.

=====

BIBLIOGRAPHIE

- ARNAUD H., BARFETY J.C., GIDON M. et PAIRIS J.L. (1978) - A propos du rhéomatisme des zones externes alpines au Sud de Grenoble. *C.R.A.S.*, Paris, t.286,D, p. 1335-1338.
- APRAHAMIAN J. (1974) - La cristallinité de l'illite et les minéraux argileux en bordure des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux. *Géologie Alpine*, t.50, p. 5-15.
- APRAHAMIAN J. (1960) - Etude géologique des montagnes du Beaumont et de la Salette (Isère). *Thèse 3è Cycle*, Grenoble, p. 108.
- AUMAITRE R. et BUFFET G. (1973) - Minéralogie, pétrologie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du Massif des Ecrins Pelvoux (Alpes françaises occidentales). *Thèse 3ème Cycle*, Grenoble, p. 301.
- BARBIER R. (1961) - Les reliefs *vindéliciens* et la transgression liasique dans la zone dauphinoise, aperçu paléogéographique de cette zone au Lias. Colloque Lias franç. Chambéry 1960, *Mém. Bur. Rech. Geol. minières*, n°4, p.691.
- BARFETY J.C., GIDON M., HAUDOUR J. et SARROT-REYNAULD J. (1970) - Nouvelles observations sur les conditions de sédimentation du Trias et du Lias du Dôme de la Mure et de la chaîne de Belledonne méridionale. *Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Grenoble*, t. 46, p. 5-16.
- BARFETY J.C., GIDON M., LEMOINE M. et MOUTERDE R. (1979) - Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales françaises : la faille du Col d'Ornon. *C.R.A.S.*, Paris, t. 289, série D.p. 1207-1210.
- BARFETY J.C., MOUTERDE R. (1980) - Evolution des faciès du Jurassique dans la zone dauphinoise du Mont Blanc au Pelvoux (Alpes occidentales). *Bull. Soc. Geol. France*, 1980; (7), t. XXII, n°4, p. 557-565.
- BATHURST R.G.C. (1976) - Carbonate sediments and their Diagenesis. *Developments in sedimentology*, 12, p. 658.
- BAESCH W.M. (1968) - Clay content and calcite crystal size of limestones. *Sedimentology*, 10, p. 71-75.
- BORNUAT M. (1962) - Etude de la couverture sédimentaire de la bordure sud-ouest du Massif des Grandes Rousses. *Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Grenoble*, t.38, p. 147.
- DEBELMAS J. (1974) - Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays. *Géologie de la France*, t.2, ed. Doin, Paris.
- COUREL L., DEMATHIEU G. et GALL J.C. (1979) - Figures sédimentaires et traces d'origine biologique du Trias moyen de la bordure orientale du Massif Central. Signification sédimentologique et paléo-écologique. *Geobios*, Lyon, n°12, fasc.3, p. 379-398.
- CROS P. (1974) - Un modèle de sédimentation carbonatée marine : les plateformes dites récifales du Trias des Dolomites et leur environnement. *Thèse d'état*, Paris VI, p. 886.

- ELF-AQUITAINE (1975) - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 1. Eléments d'analyse. Elf-Aquitaine, *Centre de recherches de Boussens et de Pau*.
- ELF-AQUITAINE (1977) - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés 2. Eléments d'interprétation Elf-Aquitaine, *Centre de Recherche de Boussens et de Pau*.
- FOLK R.L. (1965) - Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In : PRAY L.C. and MURRAY R.C. (Editors) Dolomitization and limestone Diagenesis : a Symposium. *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, spec. publ.*, 13, p. 14-48
- FREYTET P. (1964) - Le Vitrollien des Corbières orientales - réflexion sur la sédimentation lacustre Nord Pyrénéenne : divagation fluviatile, bio rhéxistase, pédogenèse. *Rev. Géogr. phys. Geol. dyn.*, Paris, (1), p. 179-199.
- FREYTET P. (1971) - Paléosols résiduels et paléosols alluviaux hydromorphes associés aux dépôts fluviatiles dans le Crétacé sup. et l'Eocène basal du Languedoc. *Rev. géo. phys. Geol. dyn.* (2), 13, fasc.3, p. 245-268.
- GIDON M. (1979) - Le rôle des étapes successives de déformation dans la tectonique alpine du massif du Pelvoux (Alpes occidentales). *C.R.A.S.*, Paris, t. 288, D, p. 803-806.
- GINSBURG R.N. et HARDIE L.A. (1975) - Tidal and storm Deposits, Northwestern Andras Island, Bahamas. in *Tidal Deposits a casebook of Recent Examples and fossil Counterparts*, edited by GINSBURG N., *Springer Verlag - Berlin, Meidelberg*, New-York, p. 201-208.
- GRACIANSKY P.C., BOURBON M., CHARPAL de G., CHENET P.Y et LEMOINE M. (1979) - Genèse et évolution comparées de deux marges continentales passives : marges ibérique de l'Océan Atlantique et marge européenne de la Tethys dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. France*, 1979, (7), t. XXI, n° 5, p. 663-674.
- GRACIANSKY P.D.(de) et LEMOINE M. (1980) - Excursion 27, paléomarge de la Téthys dans les Alpes occidentales du Massif Central français aux ophiolites liguro-piémontaises. *Géologie alpine*, t.56, 1980, p. 119-147.
- HALLEY R.B. (1977) - Ooid Fabric and Fracture in the Great Salt Lake and the Geologic Record. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 47, n°3, p. 1099-1120. Figs. 1-12.
- HUMBERT L. (1976) - Eléments de pétrologie dynamique des systèmes calcaires, tomes 1 et 2 ; éditions Technip.
- KINSMANN D.J.J. (1969) - Modes of formation, sedimentary Association and Diagnostic Factures of shallow Water and Supratidal Evaporites. *Am. Assoc. Petrol. Geologists*, Tulsa, Vol. 53, n° 4, 3 fig., p. 830-840.

- KRUMBEIN W.C. (1942) - Physical and chemical changes in sediments after deposition. *Journal. sedim. Petrol.* vol. 12, n°3, p.111-117.
- LEMOINE M. (1975) - Mesozoic Sedimentation and tectonic. Evolution of the Briançonnais zone in the western Alps. Possible evidence of and Atlantic-type Margin between the European Cradon and the Tethys. *Congr. Intem.Sedim.*, Thème IX, tectonique et sédimentation, p.211-216.
- LEMOINE M., BOURBON M et TRICART P. (1978) - le Jurassique et le Crétacé piémontais à l'Est de Briançon (Alpes occidentales) et l'évolution de la marge européenne de la Tethys : données nouvelles et conséquences. *C.R.A.S.*, Paris, t. 286, D, p. 1237-1240.
- LEMOINE M., GIDON M. et BARFETYJ.C. (1981) - Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales: d'anciens blocs basculés nés au Lias, lors du rifting téthysien. *C.R.A.S.*, Paris, t. 292, II, p. 917-920.
- LORY P. (1908) - Révision de la feuille Vizille au 1/80 000 (C.R.C.S.G.F., 1908).
- LUCAS G., CROS P., LANG Y. (1976) - Etude microscopique des roches meubles et consolidés. Editeur Doins. *Les roches sédimentaires*.
- MORET L. (1958) - *Précis de géologie*, 3è Edition. Masson et Cie.
- MORET L. et MANQUAT G. (1948) Sur la stratigraphie du Lias inférieur aux environs de Grenoble. *C.R.A.S.*, t. 228, p. 110.
- M'RABET A. (1979) - Définition et signification de trois types pétrographiques de dolomite dans le Crétacé inférieur de la Tunisie centrale. *Bull. Soc. Geol. France*, 1979, (7), t. XXI, n°2, p. 161-168.
- REBOUL J. (1962) - Etude stratigraphique et tectonique des formations sédimentaires du massif du Grand Renaud et du pic d'Ornon. *Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Grenoble*, t.38, p. 121.
- RICOUR J. (1962) - Contribution à une révision du Trias français. *Thèse Mem. carte Geol. Fr.*, n° 54, p. 4-61.
- RUPELLAN A. (1967) - Individualisation et accumulation du calcaire dans les sols et les dépôts quaternaires du Maroc. *Cah.O.R.S.T.O.M.*, série Pédologie, V, n°4, p. 421-462.
- SARROT-REYNAULD J. (1961) - Etude géologique du Dôme de La Mure et des régions annexes. *Mém. Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Grenoble*, n° 2. Thèse.
- SARROT-REYNAULD J. (1963) - Trias des zones externes des Alpes françaises. Coll. Trias Montpellier, 1961. *Mém. Bur. Rech. Géol. Minières*, n° 15, p. 205.
- SARROT-REYNAULD J. (1963) - Trias du Dôme de la Mure et des régions annexes. Coll. Trias franç. Montpellier, 1961. *Mém. Bur. Géol. Minières*, n° 15, p. 249.
- SCHNEIDER J.F. (1975) - Recent Tidal Deposits, Abu Dhabi, UAE, Arabian Gulf. In *Tidal Deposits, a casebook of Recent examples and Fossil Counterparts*, edited by R.N. GINSBURG. Springer Verlag; Berlin, Heidelberg, New York, p. 209-214.

SPY ANDERSON F.L. (1980) - La bordure Vivaro-cevenole au Trias dans la région des Vans (Ardèche) : Histoire tectono-sédimentaire, évolution Diagenétique d'encroûtements dolomitiques de piemont et de plaine alluviale. *Thèse 3ème cycle*, Lyon, 158 p.

TERMIER P. (1896) - Sur la tectonique du massif du Pelvoux, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (3), t. XXIV, p.734.

TUCKER M.E. (1976) - Quartz replaced anhydrite nodules (Bristol diamonds) from the triassic of the Bristol District *Geol. Mag.*, Cambridge, Vol. 113, n° 6, p. 569-574.

VERNET J. (1964) - Les conglomérats triasico-liasiques du Col d'Ornon. *Trav. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, t.40, p. 251.

VIALON P. (1968) - Clivages schisteux et déformations : répartition et genèse dans le bassin mésozoïque de Bourg d'Oisans (Alpes du Dauphiné). *Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Grenoble*, t.44, p. 353-366.