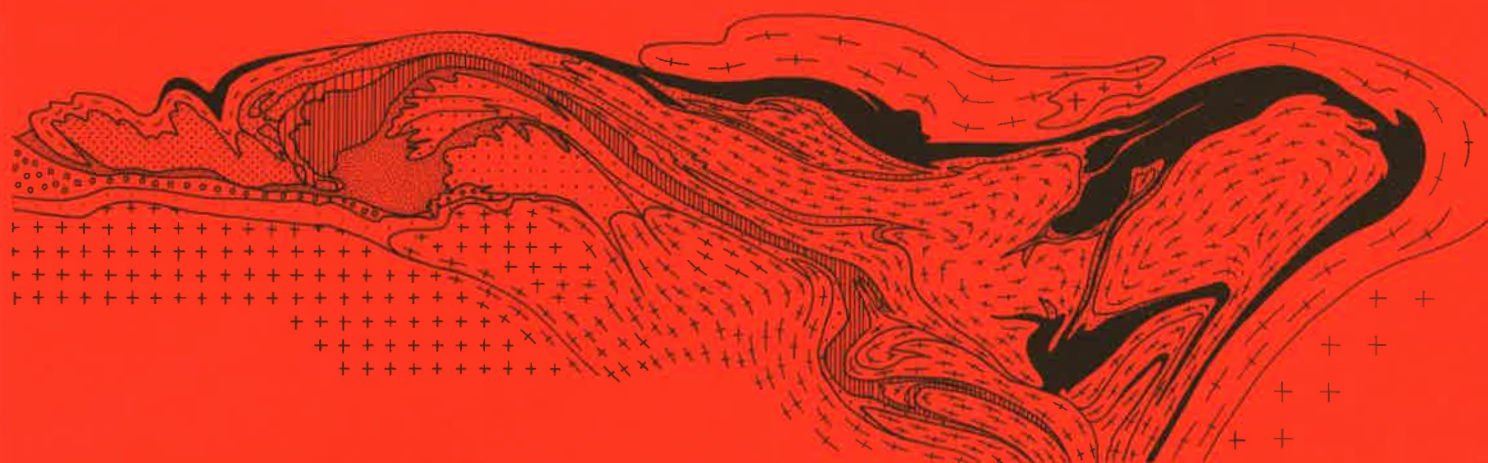


M E M O I R E S D E G E O L O G I E
L A U S A N N E

1987 – N° 1



A y m o n B A U D

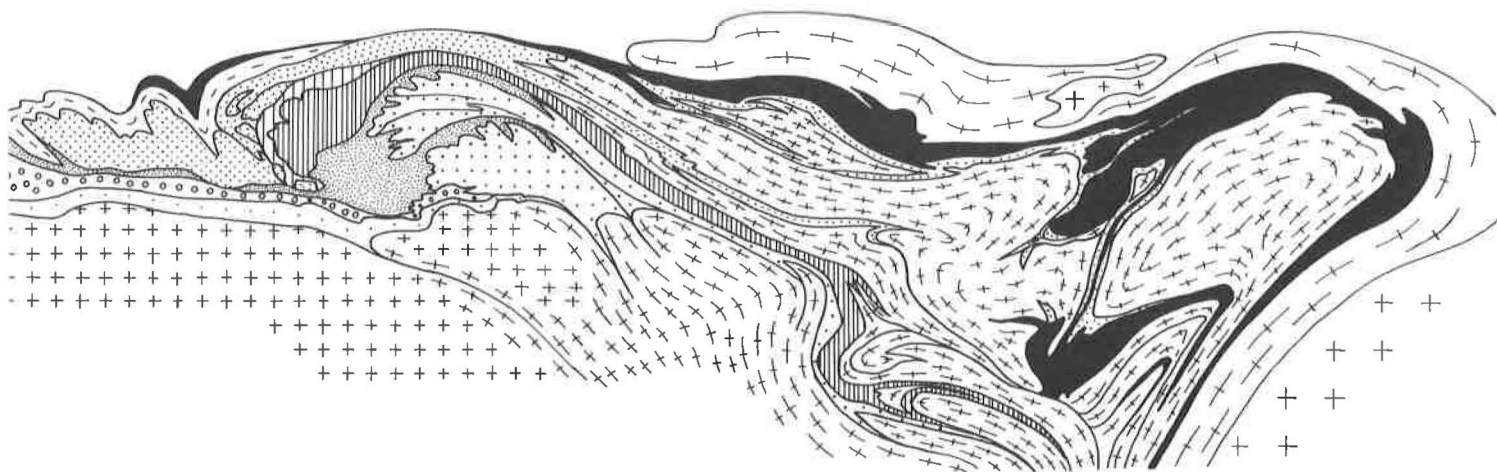
**Stratigraphie et sédimentologie des calcaires de Saint-Triphon
(Trias, Préalpes, Suisse et France)**

MÉMOIRES DES LABORATOIRES DE GÉOLOGIE, MINÉRALOGIE, GÉOPHYSIQUE ET DU MUSÉE GÉOLOGIQUE
DE L'UNIVERSITÉ DE LAUSANNE

IMPRIVITE SA, LAUSANNE

MEMOIRES DE GEOLOGIE LAUSANNE

1987 – N° 1



A y m o n B A U D

Stratigraphie et sédimentologie des calcaires de Saint-Triphon (Trias, Préalpes, Suisse et France)

MÉMOIRES DES LABORATOIRES DE GÉOLOGIE, MINÉRALOGIE, GÉOPHYSIQUE ET DU MUSÉE GÉOLOGIQUE
DE L'UNIVERSITÉ DE LAUSANNE



IMPRIVITE SA, LAUSANNE

Ce(tte) création est mise à disposition selon les termes de la
Licence Creative Commons 4.0 International
<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>

THE UNIVERSITY OF CHICAGO

PHYSICS DEPARTMENT

1954

PHYSICS 551

LECTURE 1

MECHANICS

Avant de commencer l'exposition de son sujet, il fit une excursion dans le domaine de la logique, et présenta les principes de son discours. Mais comme il levait les yeux en haut, en cherchant à établir sa thèse, il rencontra tout à coup le visage imposant du maître. Il oublia ses paroles et resta interdit; puis, quittant sa place, il s'accusa lui-même, et demanda aussitôt à recevoir ses leçons.

Hiouen-Thsang, pèlerin bouddhiste,
an 648 de notre ère

*A Monique,
Aline et Marinette*

P R E F A C E

Ce mémoire représente la publication presque intégrale, mais sans l'annexe B, du texte de la thèse de doctorat ès sciences soutenue par l'auteur le 6.12.1984 à l'Université de Lausanne.

Le manuscrit complet, avec l'annexe B qui reproduit 24 publications concernant les calcaires de Saint-Triphon peut être consulté sous le titre "Histoire naturelle des calcaires de Saint-Triphon (Préalpes et Alpes occidentales)" à la bibliothèque universitaire de Lausanne ainsi qu'à la bibliothèque de l'Institut de Géologie de l'Université de Lausanne.

Les échantillons, lames minces, pellicules transparentes (peels), diagrammes RX, clichés originaux sont déposés au Musée Géologique à Lausanne/Dorigny.

Lausanne, le 1.4.1987

A B S T R A C T

The Saint-Triphon Formation is a new formally established Early Middle Triassic lithological unit of the Prealps and the Western Alps. The type locality occurs in the vicinity of the village of Saint-Triphon in the Rhône Valley of Western Switzerland. Subdivided in 3 Members and 19 levels, this Formation, 220 m thick in the type area, consists of 5 main shallowing upward carbonate sequences. Appearing as the base of the internal part of the Prealpes Medianes Nappe ("Préalpes médianes rigides"), the Saint-Triphon Formation is also present all along the Briançonnais domain of the Western Alps, from the Barrhorn area (N of the Matterhorn) to the Ligurian Alps in the S.

The palinspactical reconstruction of the Middle Triassic marine area shows that the shallow marine carbonate sedimentation occurs in an intracratonic subsident half-graben of estimated 500 km length and 100 to 150 km width. Its orientation was to the NE and E in relation to the actual alpine trend. During the time of the Saint-Triphon Formation deposition, the more subsident area was emplaced in the original position of the Prealpes medianes and the calculated rate of sedimentation is 100 Bubnoffs. This rate decreases from a 2/3 ratio in the direction of the Ligurian Alps with an average there of about 30 Bubnoffs.

The original aragonitic sediment with high Sr content is now made of dolomite and low Mg calcite. Accessory minerals consist of detrital and authigenic quartz, chalcedony (quartzine), clays with illite, chlorite and smectite, authigenic silicate with K feldspath, albite and tourmaline, fluorite and sulfate (celestite). More than 40 samples are analysed in respect to the clay and silicate contents. The interpretation of the illite cristallinity shows that in the Prealps the internal part is affected by a lower greenschist metamorphic facies (about 300°). The adjacent external part (Rigides externes) shows an anchimetamorphic facies.

Diagenetic fluorite, celestite and quartzine spherulite attests a fluctuating diagenetic from restricted marine to meteoric environment.

The evolution of the flora and the fauna communities is presented. Attention is given to the underestimated role of the siliceous sponge with respect to biosedimentary (sponge mats) and diagenetical (chert) processes. The expression "crypto-spongial" is introduced for the spicule rich micritic texture of vanished siliceous sponges. The Schizophytes (Cyanophytes and Bacterias) are the main lime mud producer and act also as mound builders in the upper part of the Formation (Andonce

Member).

Also an important feature are the deformational structures that appear in the shallow ramp to lagoonal rhythmically layered lime sediments. Vertical, "en chevron" and sigmoidal slab joints, pseudo-folding, crumpled beds and pseudobreccia or conglomerate are illustrated and 2 processes of the synsedimentary deformations are analysed. These processes are influenced by reversed viscosity gradients and by the "soft" and "hard" layers thickness ratio.

The dynamic aspect of the sedimentation and the facies models are presented through the 3 main stages of shallow water carbonate platform development:

1. the birth and initial development stage occurs during the end of the Early Triassic (?) and the beginning of the Anisian and is characterised by a multiphased transgression of the peritidal dolomites followed by the shallow ramp to lagoonal vermicular limestone;
2. after an important eustatic regression and emersion of the platform, the juvenile stage (Early to Middle Anisian) is represented by a complete tidal flat succession;
3. during the mature stage of the carbonate platform (Middle to Early Late Anisian), the depositional model consist of 4 main paleoenvironments: - the peritidal flat, - the proper tidal flat, - the "barrier" consisting in lime sand shoals and patch algal-sponge mounds (lithoherme), - the ramp and shallow basin.

The quick overlapping of the shallow basin facies by the peritidal dolomites indicate a lowering of the sea level and corresponds to the end of a 3rd. order eustatic cycle. A tentative eustatic curve for the Anisian is given. Paleogeographical and geodynamical trends are under the influence of the tardi-variscan structural directions and of a regional tentional activity. To the S (Southern Alps area) strike slip movments better explain the observed features.

RESUME

Nous abordons l'histoire des calcaires de Saint-Triphon par la définition formelle d'une Formation lithologique, d'épaisseur moyenne de 220 m dans la région type (Saint-Triphon, vallée du Rhône, Suisse occidentale), définition basée sur 12 profils de référence et sur une cartographie détaillée de divers secteurs préalpins. Cette Formation s'étend dans toute la partie radicale des Préalpes médianes dont elle forme la base stratigraphique et elle se retrouve, avec des épaisseurs moindres dans le domaine pennique en Valais (Beauregard, Pontis, Barrhorn), et dans les Alpes occidentales en Vanoise, en Briançonnais et en Ligurie. Elle est subdivisée en 3 Membres, 5 grandes séquences sédimentaires et 19 unités lithologiques. De nouveaux éléments de datation sont présentés. L'âge des calcaires de Saint-Triphon est compris entre la fin du Trias inférieur (Spathien supérieur) et l'Anisien supérieur (zone à *P. trinodosus*).

La palinspastique du domaine de sédimentation est celle d'un vaste golfe marin établi sur un demi-graben subsident, intracratonique, à regard SE et S, de 500 km de long et de 100 à 150 km de large. La partie la plus subsidente se situe à l'emplacement originel des Préalpes avec un taux de 100 m/MA.

En plus de la phase majeure, soit la calcite et la dolomite, l'inventaire minéralogique présente les minéraux accessoires et leur signification. Le cortège des minéraux argileux montre des paragenèses à illite, chlorite et smectite. La corrensite a été rencontrée dans 2 échantillons et elle est liée au milieu subévaporitique. Les diverses formes de la silice sont inventoriées et les milieux d'apparition de la fluorine et de la célestine sont analysés. L'étude de la cristallinité de l'illite montre, dans la partie radicale des Préalpes, la présence d'un métamorphisme alpin transporté, plus prononcé dans les Rigides internes, où il a pu atteindre la base de l'épizone (300°), que dans les Rigides externes, où il se maintient dans l'anchizone.

La sédimentation carbonatée peu profonde se répartit, de la côte vers le large, suivant 4 grands complexes paléoenvironnementaux soit les complexes: - marginolittoral, - de plaine d'estran, - de barrière sableuse et - pré-littoral. Des modèles de faciès et des séquences de dépôts, réelles et virtuelles sont établis. L'aspect dynamique de la sédimentation est présenté au travers des stades de l'évolution de la plate-forme carbonatée:

1. la naissance de la plate-forme avec 3 grandes transgressions superposées, celle des dolomies de marais maritimes, celle des calcaires vermiculés de la lagune pré littorale et celle des calcarénites à Anisoporelles de la plaine d'estran;
2. le stade juvénile de la plate-forme avec l'installation puis la diversification de la plaine d'estran avec ses séquences tidales; cette dernière passe vers le large au bassin de la plaine maritime pré littorale caractérisée par des calcilutites à ichnofaune abondante (calcaires vermiculés) et une sédimentation à l'abri des marées mais rythmée par les dépôts de tempêtes (rythmites); nous illustrons les nombreuses figures de déformation synsédimentaire et nous donnons une nouvelle interprétation de leur genèse, interprétation qui tient compte des contrastes de viscosité et de la lithification différentielle;
3. Le stade mature de la plate-forme est caractérisé par la formation, entre la plaine d'estran et la plaine pré littorale, d'une barrière formée de calcarénites et de calcirudites à stratifications de dunes sous-marines; cette barrière comprend également de petits édifices construits, biohermes et lithohermes à shizophytes et porifères; nous mettons en évidence le rôle important mais caché de ces derniers organismes et nous définissons ici le faciès cryptospongiaire; des séquences émerives (comblement) sont attestées par une altération diagénétique importante et la présence locale de calcrètes.

Le stade mature est interrompu par confinement et progradation rapide (modèle régressif) des milieux marginolittoraux; il se termine par une grande émerision avec laquelle s'achève la sédimentation de la Formation de Saint-Triphon.

Eustatisme, effet de seuil, subsidence et progradation sont des facteurs dynamiques complexes que nous analysons à partir de la courbe d'évolution des milieux de sédimentation. A titre d'essai, une courbe eustatique pour l'Anisien et un schéma paléogéographique avec un modèle géodynamique de l'espace péritéthysien occidental au Trias moyen sont présentés.

T A B L E D E S M A T I E R E S

| | |
|--------------------|----|
| Préface | 1 |
| Abstract | 2 |
| Résumé | 4 |
| Table des matières | 6 |
| Remerciements | 11 |

1ère partie: - PRESENTATION DE LA FORMATION DE SAINT-TRIPHON -

| | | |
|------------|---|----|
| Chapitre 1 | INTRODUCTION | |
| 1.1 | Cadre géographique et géologique | 14 |
| 1.2 | Les travaux antérieurs | 14 |
| 1.3 | Méthodes et but du présent travail | 20 |
| 1.4 | Classification et définition | 22 |
| Chapitre 2 | LA FORMATION DE SAINT-TRIPHON | |
| 2.1 | Introduction et historique | 29 |
| 2.2 | Propositions et définitions | 30 |
| 2.3 | Subdivisions de la Formation de Saint-Triphon | 32 |
| 2.4 | Extension de la Formation de Saint-Triphon | 36 |
| 2.5 | Comparaisons | 38 |
| 2.6 | Cadre biochronologique | 39 |
| Chapitre 3 | INVENTAIRE DES MINERAUX DE LA FORMATION DE SAINT-TRIPHON | |
| 3.1 | Introduction | 41 |
| 3.2 | Les minéraux principaux | 41 |
| 3.3 | Les phyllites | 42 |
| 3.3.1 | L'illite | 43 |
| 3.3.2 | Les smectites | 43 |
| 3.3.3 | Les chlorites | 44 |
| 3.3.4 | Les interstratifiés réguliers | 44 |
| 3.3.5 | Les assemblages phylliteux | 50 |
| 3.3.6 | La cristallinité de l'illite et le problème du métamorphisme | 50 |

| | | |
|---------|---|----|
| 3.4 | Les minéraux accessoires | 54 |
| 3.4.1 | La silice | 54 |
| 3.4.1.1 | Origine | 54 |
| 3.4.1.2 | Observation au microscope optique | 55 |
| 3.4.1.3 | Données fournies par diffraction X | 57 |
| 3.4.2 | Les feldspaths potassiques | 57 |
| 3.4.3 | L'albite | 58 |
| 3.4.4 | La tourmaline | 59 |
| 3.4.5 | La natronite | 59 |
| 3.4.6 | Le sulfate de calcium | 59 |
| 3.4.7 | Le célestine | 60 |
| 3.4.8 | La fluorine | 62 |
| 3.4.9 | Les oxydes de Fe | 63 |
| 3.4.10 | La pyrite | 64 |
| 3.4.11 | L'apatite | 64 |
| 3.5 | L'évolution des paragenèses des minéraux non carbonatés | 64 |

2ème partie: - LES PALEOENVIRONNEMENTS -

| | | |
|------------|--|----|
| Chapitre 1 | RECONSTITUTION ET CLASSEMENT DES PALEOENVIRONNEMENTS | |
| 1.1 | Caractéristiques de la plate-forme carbonatée briançonnaise | 68 |
| 1.2 | Critères de reconnaissance des paléoenvironnements | 69 |
| 1.3 | Classement des paléoenvironnements: proposition d'un modèle | 70 |
| 1.4 | Structures organiques particulières | 72 |
| Chapitre 2 | LE COMPLEXE MARGINO-LITTORAL | |
| 2.1 | Introduction | 74 |
| 2.2 | Les vasières littorales, paraliques | 74 |
| 2.3 | Les platiers géants à stromatolites | 78 |
| 2.4 | Les marais subévaporitiques | 80 |
| 2.5 | Les grands niveaux d'émersion | 81 |
| 2.5.1 | Séquence d'émersion en milieu confiné | 81 |
| 2.5.2 | Séquence d'émersion en milieu schizohalin: les croûtes dolomitiques (dolocrètes) | 85 |
| Chapitre 3 | LE COMPLEXE DE PLAINE D'ESTRAN | |
| 3.1 | Introduction | 90 |
| 3.2 | La partie proximale de la plaine d'estran: les séquences émerives | 91 |

| | | |
|-------|--|-----|
| 3.3 | La zone intertidale distale et la zone subtidale | 94 |
| 3.3.1 | La zone de migration des chenaux de marée | 96 |
| 3.3.2 | Les zones abritées de la plaine d'estran | 99 |
| 3.3.3 | Les dépôts sableux de la plaine d'estran | 100 |

Chapitre 4 **LE COMPLEXE BARRIERE**

| | | |
|-----|--|-----|
| 4.1 | Introduction | 102 |
| 4.2 | La barrière sableuse des Andonces | 102 |
| 4.3 | Le complexe barrière dans le profil du Rothern | 109 |
| 4.4 | Conclusions | 114 |

Chapitre 5 **LE COMPLEXE PRELITTORAL**

| | | |
|-------|--|-----|
| 5.1 | Introduction | 117 |
| 5.2 | Les calcilutites | 120 |
| 5.3 | Séquences de dépôt: les rythmites | 122 |
| 5.3.1 | Les rythmites du Membre de Dorchaux | 123 |
| 5.3.2 | Les rythmites du Membre du Lessus | 124 |
| 5.3.3 | Les rythmites du Membre des Andonces | 125 |
| 5.3.4 | Les structures de courant associées aux rythmites | 128 |
| 5.4 | Les structures de déformation atectonique | 128 |
| 5.4.1 | Déformations sous contraste de viscosité faible ou nul | 129 |
| 5.4.2 | Déformations sous contraste de viscosité moyen à fort | 129 |
| 5.4.3 | Effets de pente | 133 |
| 5.5 | Les structures biocinématiques | 134 |
| 5.5.1 | La bioturbation | 135 |
| 5.5.2 | Les structures cryptalgaires | 135 |
| 5.5.3 | Les structures cryptospongiaires | 135 |
| 5.6 | Approche de la diagenèse tardive | 136 |
| 5.6.1 | La cimentation | 136 |
| 5.6.2 | La compaction | 127 |
| 5.6.3 | La dissolution sous pression | 137 |
| 5.6.4 | La recristallisation | 138 |
| 5.7 | Les calcaires vermiculés | 138 |
| 5.7.1 | Historique | 138 |
| 5.7.2 | Définition | 139 |
| 5.7.3 | Genèse | 139 |

3ème partie: - EVOLUTION DES PALEOENVIRONNEMENTS ET COMMUNAUTÉS BENTHIQUES

| | | |
|------------|--|-----|
| Chapitre 1 | ANATOMIE D'UNE TRANSGRESSION: LE MEMBRE DE DORCHAUX | |
| 1.1 | Introduction | 142 |
| 1.2 | La première transgression | 143 |
| 1.2.1 | L'unité 1a | 143 |
| 1.2.2 | L'unité 1b | 144 |
| 1.3 | La deuxième grande transgression | 144 |
| 1.3.1 | L'unité 2a | 144 |
| 1.3.2 | L'unité 2b | 146 |
| 1.3.3 | L'unité 2c | 147 |
| 1.4 | Caractéristiques et âge | 148 |
| Chapitre 2 | LE MEMBRE DE LESSUS | |
| 2.1 | La troisième transgression | 149 |
| 2.1.1 | L'unité 3a | 149 |
| 2.1.2 | L'unité 3b | 149 |
| 2.2 | De la plaine d'estran à la plaine maritime | 150 |
| 2.2.1 | L'unité 3c | 150 |
| 2.2.2 | L'unité 3d | 150 |
| 2.2.3 | L'unité 3e | 150 |
| 2.3 | Progradation des sables carbonatés et comblement | 152 |
| 2.3.1 | L'unité 3f | 152 |
| 2.4 | Age du Membre du Lessus | 153 |
| Chapitre 3 | LE MEMBRE DES ANDONCES | |
| 3.1 | Le développement de la plaine d'estran | 154 |
| 3.1.1 | L'unité 4a | 154 |
| 3.1.2 | L'unité 4b | 156 |
| 3.1.3 | L'unité 4c | 157 |
| 3.2 | La diversification de la plaine d'estran | 158 |
| 3.2.1 | L'unité 4d | 158 |
| 3.2.2 | L'unité 4e | 160 |
| 3.3 | Du complexe barrière jusqu'à la grande émer- sion | 161 |
| 3.3.1 | L'unité 4f | 161 |
| 3.3.2 | L'unité 5a | 165 |
| 3.3.3 | L'unité 5b | 168 |
| 3.4 | L'âge du Membre des Andonces | 169 |

4ème partie: - **SYNTHESE GENERALE**

| | | |
|------------|---|-----|
| Chapitre 1 | AGE, DUREE ET TAUX DE SUBSIDENCE | |
| 1.1 | Age et durée | 172 |
| 1.2 | Taux de subsidence | 173 |
| Chapitre 2 | PHASES TECTONIQUES, MOUVEMENTS EUSTATIQUES ET CYCLES SEDIMENTAIRES | |
| 2.1 | Introduction | 175 |
| 2.2 | Les régressions | 175 |
| 2.3 | Les transgressions | 178 |
| 2.4 | Cycles eustatiques | 179 |
| Chapitre 3 | PALEOBIOLOGIE, PALEOGEOGRAPHIE ET GEO- DYNAMIQUE | |
| 3.1 | Peuplements de reconquête | 180 |
| 3.2 | Paléogéographie et géodynamique | 180 |
| | BIBLIOGRAPHIE | 186 |
| | PLANCHES 1 à 29 | 205 |
| | LISTE DES PLANCHES | 265 |
| | LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX | 267 |
| | ANNEXE : | |
| | Profils lithologiques détaillés de la Formation de Saint-Triphon | 273 |

REMERCIEMENTS

En présentant ce travail, il m'est agréable de pouvoir remercier tous ceux qui en ont permis ou facilité la réalisation par leur appui scientifique, leur collaboration ou leur aide matérielle.

Tout d'abord Monsieur le Professeur honoraire H. Badoux, ancien directeur de l'Institut de géologie, à qui je dois entre autres ma formation de géologue et qui, en m'accueillant comme assistant, me proposa d'étudier, du point de vue sédimentologique, les affleurements classiques du Trias moyen des collines de Saint-Triphon. Qu'il trouve ici l'expression de ma reconnaissance.

Son successeur, Monsieur le Professeur A. Escher, a bien voulu accepter la direction de ce travail et m'a ouvert toutes grandes les portes de son Institut. Je l'en remercie vivement.

Monsieur le Dr. M. Weidmann, Directeur du Musée de géologie, m'a reçu comme assistant puis comme conservateur et m'a toujours accordé une grande liberté dans mes recherches. Je lui en suis redevable.

Madame J. Mégard-Galli de Montpellier, que je remercie ici très sincèrement, occupe une place importante dans ce travail. C'est grâce à son expérience et c'est en sa compagnie que j'ai abordé et appris à connaître le Trias de la Vanoise et celui du Briançonnais. Nous avons ensemble testé et affiné les méthodes de corrélation basées sur l'analyse séquentielle et nous avons rédigé en commun les trois travaux de synthèse sur le Trias des Alpes occidentales et nord-occidentales.

Les fréquents entretiens que j'ai eu avec Monsieur le Professeur H. Masson, les échanges d'idées, les recherches sur le terrain et les découvertes communes qui sont à la base de plusieurs publications ont été un stimulant important, si nécessaire à tout travail scientifique. Je lui en suis particulièrement reconnaissant.

Messieurs les Professeurs F. Persoz et B. Kubler de Neuchâtel m'ont généreusement accueilli dans leur laboratoire et m'ont initié aux méthodes de diffraction X. Qu'ils en soient ici remerciés.

Je remercie également Monsieur le Professeur A. Steck qui a généreusement mis à ma disposition les appareils de son laboratoire de minéralogie.

Monsieur le Professeur L. Courel (Dijon) et Monsieur le Dr E. Davaud, en acceptant de participer au Jury de thèse, n'ont pas ménagé leur temps pour lire et critiquer ce manuscrit. Je leur en sais gré.

Les déterminations paléontologiques sont le fruit de la collaboration de plusieurs spécialistes que je cite avec reconnaissance:

- Madame le Professeur L. Zaninetti et Monsieur le Professeur honoraire P. Brönnimann (Genève) m'ont initié à la connaissance des foraminifères triasiques et ont examiné avec soin les nombreuses lames minces microfossilifères de la Formation de Saint-Triphon. Quatre publications ont été le fruit de cette collaboration.
- Monsieur le Professeur H. Rieber (Zurich) a bien voulu préparer et déterminer l'unique ammonoïde jamais découverte dans le Trias moyen briançonnais.
- Monsieur le Dr. F. Hirsch (Jérusalem) a étudié les conodontes.
- Monsieur le Dr. H. Hesse (Bâle) a déterminé un exemplaire d'ophiure entière découvert dans les Spillgerten.
- Monsieur le Dr. M. Roux (Lyon) a examiné avec grande minutie les échantillons riches en pièces columnales de crinoïdes que je lui ai envoyés.
- Monsieur le Dr. G. de Beaumont (Genève) m'a donné son précieux avis sur les dents de poissons et sur les fragments d'os de petits reptiles que je lui ai confiés.

Il me plaît enfin de remercier ceux qui, à un moment ou l'autre de la réalisation de ce travail, m'ont apporté leur aide:

- Monsieur R. Ansermoz a confectionné avec soin les très nombreuses lames minces indispensables,
- Monsieur A. Currat s'est occupé du sciage et du polissage de multiples échantillons,
- Madame L. Dufresne m'a toujours prêté son aide bienveillante lors des analyses de roches ou de minéraux,
- Madame I. Widmer a dactylographié avec beaucoup de patience ce mémoire.

PREMIERE PARTIE

Présentation de la Formation de Saint-Triphon

1ERE PARTIE : PRESENTATION DE LA FORMATION DE SAINT-TRIPHON

Chapitre 1 INTRODUCTION

1.1 CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

Le cadre premier concerné par nos investigations se trouve le long du bord radical des Préalpes entre la vallée d'Abondance en Savoie et le Diemtigtal dans l'Oberland bernois (fig. 1), ainsi qu'en Suisse centrale, le Giswilerstock.

Le cadre géographique élargi de cette étude concerne la Vanoise, le Briançonnais et les Alpes ligures.

La formation géologique qui constitue le fondement de ce travail a été définie dans la région du village de Saint-Triphon, dans la vallée du Rhône, en Chablais vaudois. C'est la plus ancienne unité lithologique de la nappe des Préalpes médianes et elle ne peut être observée que dans la partie interne de celle-ci (fig. 2), dans ce complexe d'écaillés appelé Préalpes médianes rigides par LUGEON & GAGNEBIN (1941). Une synthèse géologique de cette partie radicale des préalpes médianes se trouve in BAUD (1972). Les calcaires virgloriens y sont l'équivalent de la Formation de Saint-Triphon (cf. tab. 1). La fig. 3 montre la place occupée par cette formation dans la succession lithologique des Préalpes médianes rigides. Cette formation qui sera définie au chapitre suivant a été reconnue dans toute la zone briançonnaise des Alpes occidentales et nord-occidentales où elle constitue le premier grand cycle carbonaté transgressif - régressif du Trias.

1.2 LES TRAVAUX ANTERIEURS

Depuis plus de 2 siècles, la vallée du Rhône et les Préalpes qui la bordent ont été l'objet de la curiosité des naturalistes. Nous ne reprendrons pas ici les études qui concernent le Trias et qui sont antérieures à 1912, car on les trouvera admirablement présentées par JEANNET (1912/13) dans sa monographie géologique. Cet auteur lui-même s'est beaucoup intéressé à ces terrains et il a présenté un travail très fouillé sur le Trias de Saint-Triphon et des régions avoisinantes avec des comparaisons exhaustives qui intéressent tout le Trias alpin.

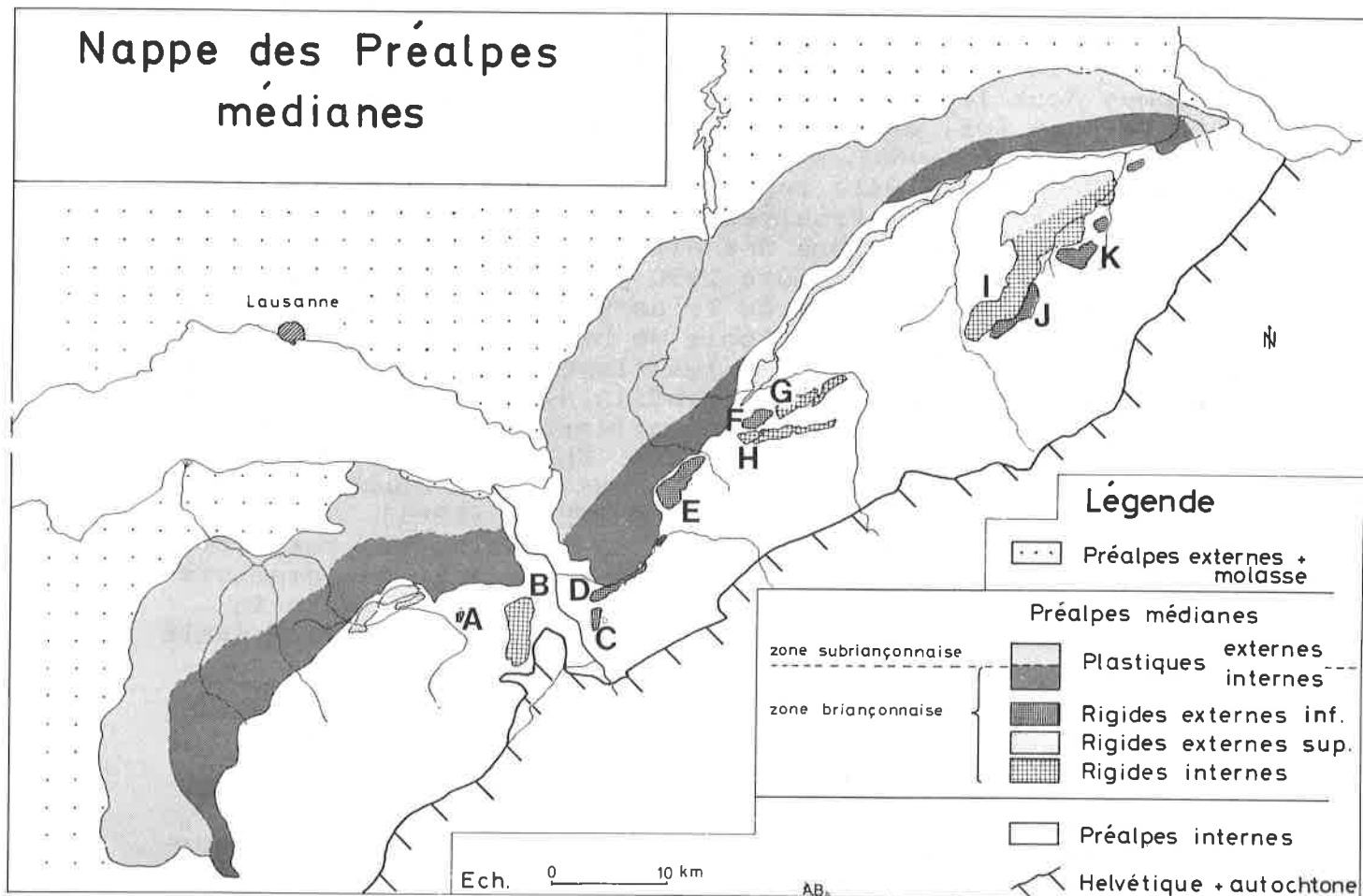


Figure 1: localisation des profils étudiés dans les Préalpes médianes rigides (carte extraite de BAUD, 1972, fig. 1). A-Eperon de Nant B-Dréveneuse C- Saint-Triphon D-Chalex E-Mont d'Or F-Rochers du Midi G-Rocher Plat H-Coumatta I-Spillgerten J-Rothorn K-Wiriehorn

Avec son ami RABOWSKI (JEANNET & RABOWSKI, 1912), il donne la première synthèse du Trias moyen des Préalpes.

Dans son mémoire sur la géologie de Préalpes entre le Simmental et le Diemtigtal, RABOWSKI (1918) nous apporte de nombreuses descriptions locales des couches triasiques. Malheureusement, la deuxième partie de son travail, centrée sur la stratigraphie n'a pas paru et le manuscrit n'a jamais été retrouvé. PIA (1920, 1937) décrit de nouvelles espèces de dasycladacées dont les holotypes proviennent de la formation de Saint-Triphon (cf. chap. 3, 3ème partie).

LUGEON & GAGNEBIN (1941) reprennent en détail la géologie de la partie interne des Préalpes médianes en insistant sur la géométrie et les relations des différentes unités structurales entre elles. Il faut attendre 1950 pour voir aborder à nouveau la stratigraphie détaillée du Trias moyen préalpin. Au cours d'un séjour au Musée de Géologie de Lausanne, ELLENBERGER (1950 b) revise les faunes et les flores triasiques des Préalpes médianes; il étudie les profils de Saint-Triphon et de la Grande-Eau et il souligne les affinités briançonnaises de ce Trias moyen des Préalpes rigides (ELLENBERGER, 1950c, 1952). Dans la voie tracée par ELLENBERGER, 2 monographies, l'une de GENGE (1958), l'autre de BOTTERON (1961), vont reprendre la stratigraphie de détail du Trias moyen, respectivement des Spillgerten et du Mont d'Or en donnant les premiers profils complets, niveau par niveau. BOTTERON réétudie la flore du premier niveau de dasycladacées qu'ELLENBERGER avait laissée en nomenclature ouverte et il crée l'espèce Anisoporella occidentalis (cf. chap. 2.1.2, 3ème partie).

Dans le lobe chablaisien (Savoie) des Préalpes, DE TREY & TRUMPY (1952) interprètent les calcaires brèchoïdes massifs qui forment la base du Mont-Chauffé comme du Trias moyen. Des recherches récentes nous ont montré qu'il s'agissait surtout de brèches jurassiques avec un liseré de brèches du Trias supérieur à la base. CHESSEX (1959) donne une coupe succincte du Trias moyen de l'Eperon de Nant dans le Val d'Abondance.

BOTTERON (1961), puis BADOUX (1962a) présentent le profil du "Virglorien" de Dréveneuse qu'ils ont levé ensemble et qui se corrèle très bien avec celui du Mont d'Or. BADOUX & MERCANTON (1962) synthétisent les observations antérieures sur le Trias des Préalpes du Chablais en soulignant la grande difficulté des reconstructions stratigraphiques due aux bouleversements tectoniques. L'étude des collines de Saint-Triphon est reprise par BADOUX (1962b) qui en dégage les particularités structurales et donne une interprétation nouvelle de l'origine et de la mise en place de cette écaïlle.

Dans les Rochers de Château-d'Oex, DUBEY (1965) et LONFAT (1965) décrivent quelques profils dans le Trias moyen et retrouvent une partie des subdivisions introduites par GENGE (1958) et BOTTERON (1961).

| CE TRAVAIL | JEANNET 1912 | ELLENBERGER 1958 | GEMGE 1958 | BOTTEROM 1961 | BADOUX 1962 | ELLENBERGER 1963 | DUREY 1965 | BAUD 1972, 1975 | | BAUD & al., 1975 MEGARD-GALLI & al. |
|---------------|--|--|--|---|----------------------------|---|---------------------------------|---------------------------------|-------------------|--|
| | | | | | | | | Calcaires rubanés | niveau d'émersion | |
| I II III IV | Calcaires foncés à diploporés | Calcaires schisteux à pieds de boeufs de Saint-Triphon | Gebänderte Kalke | Calcaires noirs et bancs dolomitiques | Calcaires de Saint-Triphon | Calcaires à zonation pigmentaire schistes rutilants et dolomies | Calcaires massifs foncés | Calcaires rubanés | S 6 | S 6 |
| | | | | | | | | | | |
| ANDONGES | Calcaires à brachiopodes | Calcaires oolitiques à accidents siliceux | Feinspächtige oolithische Kalke mit Spirigera trigonella | niveau à silix | niveau à silix | niveau à silix | Calcaires oolitiques | Calcaires en gros bancs | S 4 | S 4 |
| | | | | | | | | | | |
| SAINT-TRIPHON | Calcaires clairs et rosés à diploporés | calcaires | Untypische Kalke | Calcaires à granules dolomitiques | Calcaires | niveau à Physoporella | Calcaires vermiculés inférieurs | Calcaires plaquetés et suturés | S 3 | S 3 |
| | | | | | | | | | | |
| LESSUS | Calcaires clairs et rosés à diploporés | calcaires | Oberste gewürmelte Kalke | calcaires plaquetés et vermiculés | Calcaires | niveau à Anisoporella | Calcaires vermiculés inférieurs | Calcaires plaquetés et suturés | S 3 | S 3 |
| | | | | | | | | | | |
| DORCHAUX | Cornieules inf. | vermiculés | Unterste Diploporenkalk Beige grauer Dolomit | niveau à Anisoporella dolomies intermédiaires | Calcaires vermiculés | niveau à Anisoporella | Calcaires vermiculés inférieurs | Calcaires vermiculés et suturés | S 2 | S 2 |
| | | | | | | | | | | |
| SAINT-TRIPHON | Cornieules inf. | vermiculés | Beige grauer Dolomit | Dolomies inférieures | Calcaires vermiculés | niveau à Anisoporella | Calcaires vermiculés inférieurs | Calcaires vermiculés et suturés | S 1 | S 1 |
| | | | | | | | | | | |

Tableau 1: corrélation des unités lithologiques introduites par les différents auteurs avec les subdivisions de la Formation de Saint-Triphon

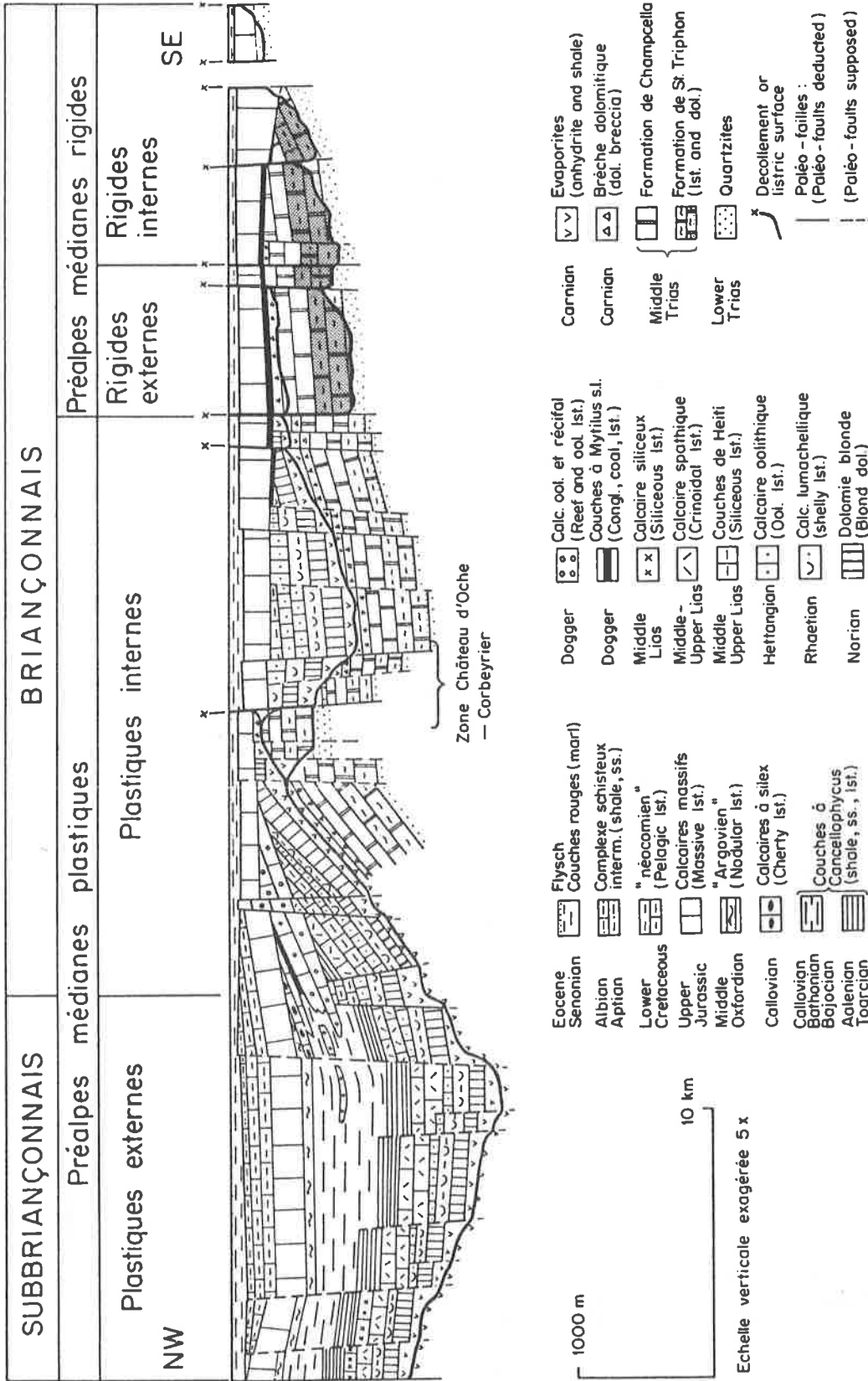


Figure 2: emplacement de la Formation de Saint-Triphon (grisé) dans le profil palinspastique des Préalpes médianes (extrait de BAUD & SEPTFONTAINE, 1980, fig. 1).

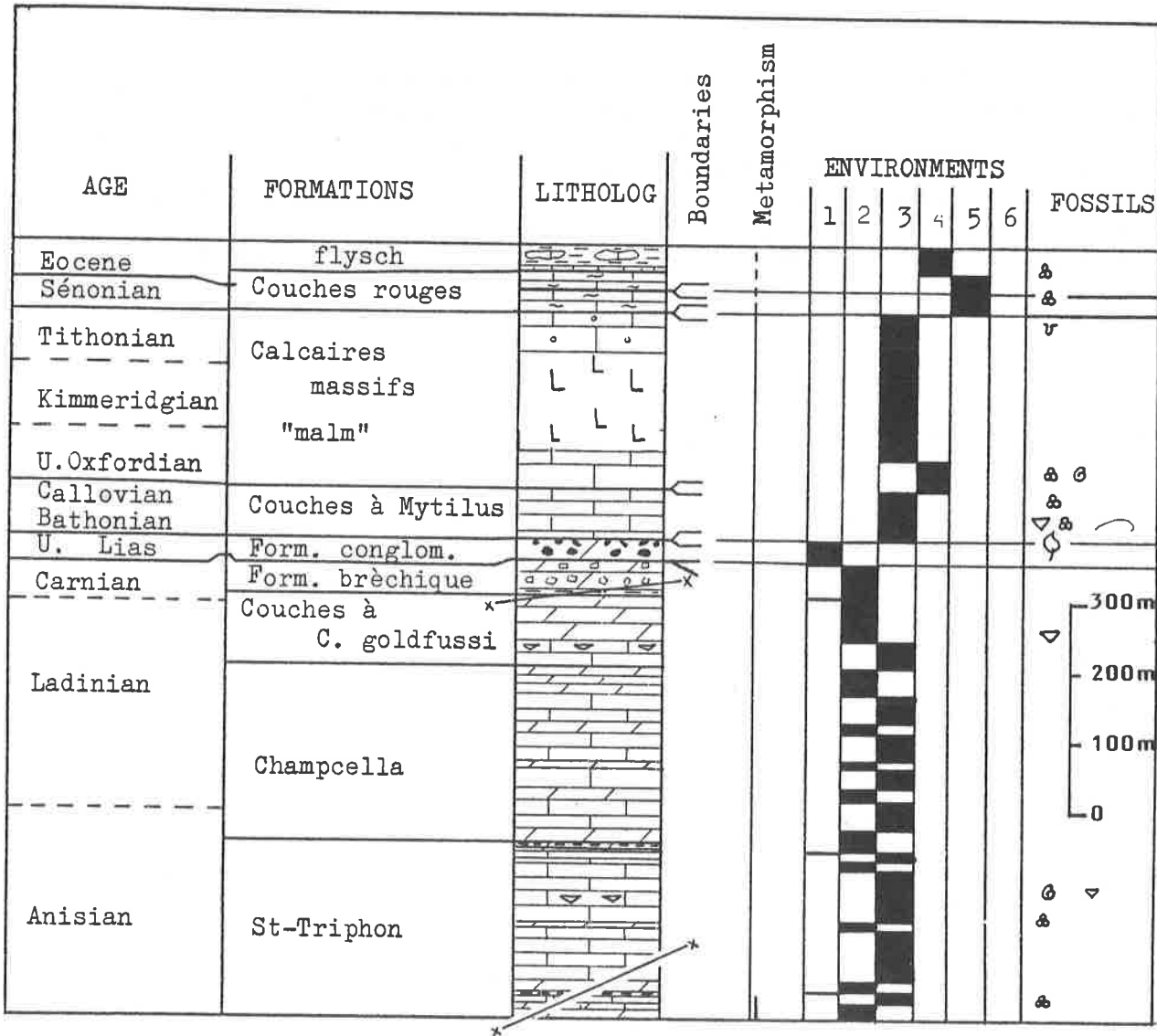


Figure 3: place de la Formation de Saint-Triphon dans le profil lithologique synthétique des Préalpes médianes rigides. Succession des paléoenvironnements 1- continental 2- margino-littoral 3- plate-forme interne 4- plate-forme externe 5- talus 6- plaine abyssale .

Dans les Préalpes bernoises (Fermeltal et Diemtigtal), ACKERMANN (1959) et MARTI (1960) donnent de vagues indications, peu utilisables, sur les terrains triasiques. Enfin, en Suisse centrale, MOHLER (1966) décrit succinctement le Trias moyen du Giswilerstock. Dans le tableau 1, nous donnons la correspondance entre les différents niveaux et unités lithologiques définis par les principaux auteurs cités ci-dessus et le découpage lithologique que nous proposons dans ce travail.

1.3 METHODES ET BUT DU PRESENT TRAVAIL

Cette étude sur les calcaires de Saint-Triphon poursuit 3 objectifs principaux:

- Le premier est celui de la définition précise et de la caractérisation de la Formation de Saint-Triphon, de ses subdivisions et son découpage naturel en membres, séquences et unités.
- Le deuxième concerne la reconstruction des milieux de dépôt avec une attention portée aux phénomènes synsédimentaires.
- Le troisième vise à reconstituer l'enchaînement et l'évolution des milieux de dépôts et des faciès, depuis les séquences élémentaires jusqu'aux grands cycles sédimentaires, puis à replacer cette évolution dans le cadre plus général des plates-formes péritéthysiennes de la première moitié du Trias.

L'histoire naturelle des calcaires de Saint-Triphon concerne également l'évolution post-sédimentaire avec entre autres l'enfouissement des couches, puis les émergences et érosions jurassiques locales, le nouvel enfouissement qui a suivi et enfin les bouleversements orogéniques tertiaires. Nous ne donnerons pas dans ce travail, ni dans les annexes, de description complète de cette histoire tardive, mais plutôt quelques aperçus, d'abord au travers de l'étude des diffractogrammes des minéraux phylliteux qui nous renseignent sur le métamorphisme subi par les terrains étudiés (cf. chap. 3.3.6), puis dans 2 travaux que nous avons publiés et qui décrivent les déformations et karstifications jurassiques, (BAUD & MASSON, 1975, BAUD & al. 1979), et également dans BAUD & SEPTFONTAINE (1980), avec l'évolution Mésozoïque des Préalpes médianes

La plate-forme carbonatée du Trias moyen briançonnais s'est trouvée entièrement en domaine orogénique et au coeur des déformations alpines. C'est ce qui fait en même temps son intérêt et sa difficulté. Intérêt car son étude nous renseigne sur les prémisses ou les anté-prémisses d'une chaîne de montagne et difficulté car seule une toute petite partie des terrains a été préservée; de plus, ces terrains sont fortement faillés dans les Préalpes, plissés et métamorphisés dans les Alpes pennines, en Vanoise, en Briançonnais et en Ligurie. Pour la

reconstitution du bassin de sédimentation, les données transversales nous manquent aussi bien du côté interne en direction d'un seuil austro-alpin inférieur hypothétique mais probable, que de l'autre côté, vers un seuil pennique externe. Les limites de ce bassin sont conjecturales et nous devons en tenir compte. Nous ne pourrions prétendre ici à des reconstructions aussi précises que celles qui ont été développées dans les grands domaines sédimentaires mésozoïques de l'ouest européen stable.

Nous rappellerons la méthode générale: c'est celle qu'utilise le naturaliste, l'étude progressive en 3 temps avec, d'abord, la collecte de l'information, puis le traitement des données dans leur contexte (lithologique, stratigraphique) et enfin l'interprétation des résultats.

Les 2 premiers temps représentent l'analyse. Dans le cadre de ce travail, celle-ci a débuté par une étude bibliographique et le rassemblement des observations faites par les anciens auteurs. Les travaux de terrain ont commencé par le lever banc par banc de profils de référence, conjointement à une cartographie géologique au 1/10'000, de tout le Trias moyen des Préalpes rigides, des feuilles 1265 (Les Mosses), 1246 (Zweisimmen), 1247 (Adelboden), 1226 (Boltigen) et 1227 (Niesen) de l'atlas géologique de la Suisse au 1/25'000; actuellement seule la carte 1265 (Les Mosses) a paru. En plus d'une connaissance approfondie des terrains, cette cartographie nous a permis de localiser les endroits favorables aux levés des profils lithologiques partiels et de reconnaître l'extension et la géométrie des niveaux repères et des unités de faciès. Parmi les nombreuses difficultés rencontrées, il y a eu celles d'ordre topographique et surtout celles d'ordre structural avec la présence d'accidents cachés (failles, chevauchements) qui escamotent ou redoublent les couches.

Pour les corrélations d'un profil partiel à l'autre, nous avons utilisé 2 méthodes que nous avons adaptées aux conditions particulières des terrains examinés; il s'agit de l'analyse séquentielle et du repérage de marqueurs lithologiques. Nous en décrivons l'emploi dans BAUD & MEGARD-GALLI (1977).

La prise d'échantillons s'est faite suivant un mode choisi, c'est-à-dire représentatif des différents types de faciès. Ce mode s'oppose à un échantillonnage au hasard (non représentatif) et également à celui d'un échantillonnage fixe, par exemple tous les mètres, qui ne tient pas compte des particularités sédimentaires.

Au laboratoire, nous avons surtout utilisé la loupe binoculaire pour l'examen de plus de 700 lames minces, surfaces polies et pellicules transparentes ("peels"). Pour standardiser les observations macro- et microscopiques, nous avons créé une fiche de description normalisée.

D'autre part, la grande quantité d'informations que peut fournir une seule lame mince nous a amené à adopter un aide mémoire ("check list") .

En complément à l'étude pétrographique qui a également nécessité pour quelques échantillons le microscope optique, le microscope électronique à balayage (scanning) ainsi que les techniques de coloration des carbonates, nous avons soumis 46 échantillons choisis aux analyses de diffraction X afin de dresser un inventaire minéralogique général (cf. chap. 3, 1ère partie).

Pour la phase finale, l'interprétation des résultats, nous nous sommes basés d'une part sur la méthode actualiste, c'est-à-dire la comparaison avec les régimes carbonatés actuels et d'autre part sur la méthode synoptique, qui se réfère à des modèles de successions carbonatées anciennes et similaires.

Pour appliquer la méthode actualiste, nous n'avons malheureusement pas eu l'occasion d'observer sur place, là où se forment actuellement les carbonates, les phénomènes de sédimentation, de progradation et de diagenèse, mais nous nous sommes basés en revanche sur l'abondante littérature qui existe à ce sujet et également sur les descriptions et les réflexions de PURSER (1975).

En ce qui concerne la méthode synoptique, nous nous sommes appuyés sur les modèles du Wellenkalk d'Allemagne du Sud de SCHWARZ (1970, 1975), de l'Urgonien de Provence de MASSE (1976) et du Bathonien de Bourgogne de PURSER (1975). En outre, de nombreux autres travaux sont cités dans le texte.

1.4 CLASSIFICATION ET DEFINITIONS

La classification des roches carbonatées qui s'est révélée la plus appropriée et que nous avons utilisée dans ce travail est celle de DUNHAM (1962) complétée par EMBRY & KLOVAN (1971). Nous donnons ci-dessous (tab. 2) et pour mémoire la classification de ces auteurs telle qu'elle a été adaptée par ELF-AQUITAINE (1977, p. 162).

Dans certaines descriptions, nous avons également employé la classification granulométrique qui utilise pour les calcaires les termes de calcilutite, de calcisiltite, de calcarénite et de calcirudite.

Afin de faciliter la compréhension du texte et préciser le sens que nous donnons à certains termes qui concernent principalement la pétrographie sédimentaire, nous donnons ci-après un petit glossaire. Pour des descriptions et des définitions plus complètes on se référera aux ouvrages français de PURSER

| Composants originels non liés par l'intermédiaire d'organismes lors de la sédimentation | | | | Composants originels liés par l'intermédiaire d'organismes lors de la sédimentation | | |
|---|---|---|------------|--|---------------------------------------|---|
| Moins de 10 % de composants de taille supérieure à 2 mm. | | Plus de 10 % de composants de taille supérieure à 2 mm. | | | | |
| Présence de boue carbonatée (<0.03 mm) | | Pas de boue | | | | |
| Eléments non jointifs | | Eléments jointifs | | | | |
| Moins de 10 % de grains > 0,03 mm < 2 mm | Plus de 10 % de grains > 0,03 mm < 2 mm | | | Eléments supérieurs à 2 mm séparés par matrice (boue + éléments < 2 mm) | Eléments supérieurs à 2 mm au contact | |
| Mudstone | Wackestone | Packstone | Grainstone | Floatstone | Rudstone | |
| | | | | | | Par des organismes édifiant un bâti rigide |
| | | | | | | Par des organismes encroûtant et cimentant entre eux les composants |
| | | | | | | Par des organismes agissant à la manière de chicanes |
| | | | | | | Boundstone |
| | | | | | | Framestone |
| | | | | | | Bindstone |
| | | | | | | Bafflestone |
| Non jointifs | | Jointifs | | Bioagrégations | | |
| <10 % | >10 % | >50 % | | ELEMENTS FIGURES | | |
| Boue | | Pas de boue | | MATRICE OU CIMENT | | |
| | | | | <p>WACKESTONE (Dunham) → WACKESTONE (Klovan)</p> <p>WACKESTONE (Dunham) → FLOATSTONE (Klovan)</p> <p>PACKSTONE (Dunham) → PACKSTONE (Klovan)</p> <p>PACKSTONE (Dunham) → RUDSTONE (Klovan)</p> <p>GRAINSTONE (Dunham) → GRAINSTONE (Klovan)</p> <p>GRAINSTONE (Dunham) → RUDSTONE (Klovan)</p> | | |

Tableau 2: Classification des calcaires d'EMBRY & KLOVAN (1971);
 -extrait avec modifications d'ELF AQUITAINE (1977, p.162)

(1975, 1980) et d'ELF AQUITAINE (1975, 1977) et à l'ouvrage traduit en anglais de FLUGEL (1982).

- agrégat : (cf. PURSER, 1980, p.45); élément figuré de la taille des sables grossiers ou des graviers, composé de plusieurs grains élémentaires (oolites, péloïdes, etc.) cimentés par de la calcite fibreuse ou de la micrite; il se distingue du lithoclaste par l'absence d'usure et une morphologie de grains constitutifs proéminents; synonymes: bothrolite, grain composé, grapestone, gravelle, "lump".
- allochem : ensemble des éléments figurés constitutifs des roches carbonatées.
- orthochem : désigne la matrice ou pâte de la roche.
- bioclaste : test ou débris d'organisme.
- bioérosion : attaque biochimique d'éléments squelettiques due à des organismes térébrants (algues, bactéries, etc.).
- "birds eyes" : voir cavité.
- calcrète : voir croûte calcaire.
- caliche : voir croûte calcaire.
- cavité : terme général descriptif pour une vacuole dont les dimensions dépassent de plusieurs grandeurs les interstices intergranulaires; autres termes: "birds eyes", fenestrae, stromatactis, vacuole.
- croûte calcaire : dépôt calcaire zoné formé par pédogenèse en climat semi-aride.
- ciment : constituant de la matrice ou phase de liaison, il est d'origine chimique (précipitation) et il remplit les vides et les pores du sédiment.
- coprolite : déjection fécale fossilisée, avec ou sans structure interne; synonyme: pelotte fécale, pellet fécal.
- cryptalgairé : voir p. 72 et 135 .
- cryptospongiaire : voir p. 72 et 135 .
- dolocrète : croûte dolomitique d'origine pédogénétique.

- effet d'ombrelle : désigne une vacuole à disposition géotrope qui se trouve "abritée" sous un test, un débris d'organisme ou un élément figuré quelconque.
- extraclaste : fragment de sédiment lithifié de provenance extérieure à la zone de sédimentation.
- fenestae : voir cavité.
- flaser : se dit d'une structure de dépôt tidaux caractérisée par une succession de niveaux boueux et de niveaux sableux à petites stratifications obliques de rides de courant; il existe toutes les transitions entre une structure flaser où le sable prédomine et une structure lenticulaire (linsen) dans laquelle la boue est le sédiment le plus abondant.
- galet mou : fragment de sédiment semi-lithifié généralement arrondi et allongé, de la granulométrie des graviers, qui a subi un remaniement, synonyme: galet plat "flat pebble".
- géofugale : se dit d'une structure dont la polarité est donnée par des forces opposées à celle de la pesanteur.
- géopétale : se dit d'une structure dont la polarité est donnée par la force gravifique; synonymes: géopète, géotrope.
- grain composé : Voir agrégat.
- grain cortiqué: particule composée d'un nucleus et d'un cortex à laminations concentriques; les grains cortiqués comprennent les ooïdes, les oncoïdes et les pisoïdes; synonyme: grain enrobé.
- granule : grain monocristallin de la taille des sables.
- grapestone : voir agrégat.
- gravelle : voir agrégat.
- intraclaste : fragment de sédiment lithifié remanié, de la taille des sables grossiers ou des graviers; il se distingue des extraclastes par sa nature semblable à celle du sédiment encaissant et donc par une provenance interne à la zone de sédimentation.
- lamine : unité élémentaire du litage; synonyme: laminite.

- lithoclaste : terme général qui englobe les intraclastes et les extraclastes.
- linsen : voir flaser.
- lofélite : dépôt d'origine algaire, laminé et riche en vacuoles dont l'allongement se fait dans le sens de la lamine.
- lump : voir agrégat.
- matte algaire : construction carbonatée plane due à des algues cyanophycées et des bactéries, et caractérisée par de fines laminations crénelées; synonymes: tapis algaire, platier à stromatolite plan, "algal mat".
- micrite : calcite micro-cristalline; fait généralement partie de la phase de liaison; dans la définition originale (FOLK, 1962) la cristallinité maximale est de 4 microns; pour des commodités d'analyse et d'interprétation, nous avons relevé, dans ce travail, cette limite supérieure à 20 microns.
- microsparite : calcite dont la cristallinité est comprise entre celle de la micrite et celle de la sparite; dans ce travail, elle est comprise entre 20 et 60 microns.
- oncoïde : grain cortiqué de morphologie arrondie, irrégulière, à laminations concentriques souvent discontinues; ce terme général comprend les oncolites qui sont d'origine algaire (synonyme: "algal biscuit", rodolites) et les coniatolites (PURSER, 1980).
- oncolite : voir oncoïde.
- ooïde : grain cortiqué sphérique à laminations régulières; ce terme général comprend les oolites s.s.; les oolites superficielles dont le cortex n'est formé que d'une ou deux couches concentriques, les bahamites ou oolites micritiques dont le cortex a été transformé en micrite, et les sphérulites dont le cortex montre une structure radiaire.
- oolite : voir ooïde.
- pellet : voir peloïde.
- pelleteïde : voir peloïde.

- peloïde : corpuscule micritique homogène; suivant la granulométrie, nous avons distingué les micro-peloïdes de dimensions inférieures à 0,2 mm des peloïdes qui ont une granulométrie comprise entre 0,2 et 0,8 mm; synonymes: pellet, pelle-toïde.
- pisolite : grain cortiqué de type oolite, mais dont le diamètre dépasse 2 mm.
- rampe : terme morphologique que nous avons utilisé pour désigner, dans le cadre de la plate-forme carbonatée, le domaine qui joint en pente douce la zone intertidale ou la zone littorale à la zone pré-littorale; l'existence d'une rampe implique l'absence d'une barrière.
- rythmite : voir p. 122 .
- schizohalin : désigne un milieu diagénétique qui se trouve tour à tour sous l'influence d'eaux de salinités variables, douces (météoriques) à sur-salées.
- schizophytes : voir p. 72 .
- séquence dia-génétique : unité d'évolution diagénétique continue.
- séquence sé-dimentaire : unité sédimentaire séparée par 2 surfaces de discontinuités de même importance; le type de discontinuité définit l'ordre de la séquence.
- séquence li-thologique : dans ce travail, les séquences S1 à S5 sont des subdivisions lithologiques séparées par des niveaux d'émersion d'extension régionale.
- sparite : calcite de cristallinité supérieure à 60 microns; fait généralement partie de la phase de liaison; son origine peut être, soit la recristallisation d'une micrite ou d'une micro-sparite, soit la précipitation d'un ciment.
- spatite : terme génétique pour une matrice carbonatée de précipitation anorganique et de cristallinité supérieure à 20 microns.
- squelettique : se dit d'un corpuscule provenant d'un squelette ou test carbonaté d'organisme; synonyme: bio-clastique.
- structure oeillée : structure riche en cavités; synonymes: structure fenestrée, -loféritique.

- tempestite : dépôt de tempête; synonyme: rythmite.
- teepee : structure de déformation syngénétique en forme de tente, de dalles de sédiments lithifiées; déformation due à des phénomènes d'expansion ou d'augmentation de volume du sédiment en voie de lithification; synonyme: pseudo-anticlinal (PURSER, 1980).
- *thrombolite
"tidal flat" : plaine d'estran; partie de la plate-forme qui est soumise à l'influence prépondérante des marées.
- tidalite : séquence sédimentaire de plaine d'estran.
- vacuole : voir p. 89 .
- *thrombolite : terme créé par MONTY (1976) pour désigner une texture fenestrée d'un calcaire ou d'une dolomie de type bindstone à oncoïdes; ce terme est un équivalent de "loférite".

Chapitre 2 LA FORMATION DE SAINT-TRIPHON

2.1 INTRODUCTION ET HISTORIQUE

Ce que nous définissons par Formation de Saint-Triphon a connu plusieurs appellations dans le passé et les couches qui s'y rattachent ont été attribuées aussi bien au Trias qu'au Jurassique durant le siècle passé. Les deux anciennes appellations les plus courantes sont les termes "marbres de Saint-Triphon" (STRUVE, 1794), et "Virglorien" (RENEVIER, 1874).

Le Virglorien a son origine dans "Virgloriakalk", terme défini par RICHTHOFEN (1859) au Virgloriapass (actuellement Amatschönjoch, Vorarlberg). Pour cet auteur, les "Virgloriakalken" surmontaient les "Gutensteinerschichten" et étaient recouverts par les "Partnachsichten". Ils comprenaient à la base la faune à Dadocrinus gracilis BUCH et vers le haut les brachiopodes Rhynchonella decurtata et Coenothyris vulgaris SCHLOT-HEIM.

C'est RENEVIER (1874) qui a introduit dans son chronographe géologique le nom de Virglorien pour désigner les couches à faunes semblables qui étaient décrites dans diverses régions des Alpes. A la suite de DE LAPPARENT (1893), JEANNET (1912) puis ELLENBERGER (1958, 1963), le terme de Virglorien s'est solidement implanté dans la littérature géologique des Alpes occidentales et a fini par désigner une succession lithologique à caractères bien définis et limites précises. Pendant ce temps, ce terme, dans son acceptation d'étage stratigraphique donné par RENEVIER, a fini par tomber en désuétude et a été remplacé par celui d'Anisien, maintenant universellement reconnu. L'Anisien désigne le premier étage du Trias moyen. Il est défini actuellement par l'intervalle de temps séparant l'apparition de la faune à Aegeiceras ugra (DIENER) de l'apparition de la faune à Nevadites s.str. (proposition de L. Krystyn) ou de la faune à Eoprotrachyceras (proposition de T. Tozer). Nous présenterons à la fin de ce chapitre le cadre biochronologique tel qu'il peut être actuellement reconstitué (tab. 3).

Les progrès récents de la stratigraphie avec l'affinement des méthodes, ont montré le risque de confusion qui existait entre les termes à acceptation lithologique et les termes à acceptation chronologique, danger qui, à notre avis, est plus sérieux que celui de la multiplication des termes locaux que l'on doit créer pour l'éviter.

2.2 PROPOSITIONS ET DEFINITIONS

Conformément aux recommandations et aux propositions de nomenclature du COMITE SUISSE DE STRATIGRAPHIE (1973), nous proposons la dénomination formelle de Formation de Saint-Triphon pour remplacer le terme de "Virglorien" et celui de marbre de Saint-Triphon.

La synonymie est la suivante:

- marbre de Saint-Triphon (STRUVE, 1794; in Lexique stratigr. intern., part. 7c, p.729, 1966);
- calcaire à diplopores inférieur, ou marbre noir de Saint-Triphon, ou Muschelkalk inférieur ou encore Virglorien (JEANNET, 1912);
- Virglorien (ELLENBERGER, 1950, 1958, 1963);
- Anisien ou Virglorien (BADOUX, 1960);
- Anisien ou Bereich der gewürmelte Kalke und der oolitische Kalke (GENGE, 1958);
- Virglorien (BOTTERON, 1961);
- Anisien (LONFAT, 1965);
- Anisien (MOHLER, 1966);
- marbre de Saint-Triphon (KLAUS, 1966);
- calcaires virgloriens (BAUD, 1972);
- cycle I du Trias moyen à faciès briançonnais (BAUD & MEGARD-GALLI, 1975);
- Formation de Saint-Triphon (MEGARD-GALLI & BAUD, 1977).

Comme l'indique la synonymie, le terme de marbre de Saint-Triphon a déjà été utilisé par STRUVE en 1794 pour la pierre exploitée dans les carrières de Saint-Triphon. KLAUS (1966) reprend ce terme dans le lexique stratigraphique international pour désigner non seulement l'ensemble des roches affleurant dans les collines de Saint-Triphon, mais par extension l'ensemble des roches du Trias moyen du bord radical des Préalpes médianes.

Nous avons supprimé le terme de marbre qui est un terme de carrier, non valable pétrographiquement dans le cas présent, et nous avons gardé le nom de Saint-Triphon pour désigner formellement une Formation dont l'acceptation lithostratigraphique correspond pratiquement au Virglorien d'ELLENBERGER et de

BOTTERON. La région de Saint-Triphon que nous avons choisie est une région privilégiée à plus d'un titre:

- c'est tout d'abord le premier endroit dans les Alpes occidentales et septentrionales où ont été reconnus des terrains appartenant à une subdivision de la période triasique, le Muchelkalk, et ceci par la méthode paléontologique alors à ses débuts (QUENSTEDT, 1838);
- c'est à Saint-Triphon et dans la vallée de la Grande-Eau qu'ont été réalisées les premières descriptions détaillées du Trias moyen des Préalpes (JEANNET, 1912);
- la région est facilement accessible en toute saison et les carrières offrent une exposition favorable des couches.

A la fig. 4, nous présentons la carte géologique et les profils lithologiques de la région type.

La Formation de Saint-Triphon ou Calcaires de Saint-Triphon que nous définissons ici est donc un ensemble lité à prédominance calcaire d'environ 220 m d'épaisseur dans la région type, et dont le dépôt peut être interprété comme un vaste cycle sédimentaire transgressif - régressif.

La base de cette Formation est définie par un niveau de 50 cm à 1 m de pélites sombres au sein des dolomies inférieures. Le plus souvent absent tectoniquement, ce niveau surmonte, là où il existe, les cornieules inférieures qui jalonnent le plan de chevauchement des écailles; il n'est bien visible qu'en trois endroits:

- dans la région type, au lieu dit Les Noches, à 1,7 km au N du village de Saint-Triphon, sur le flanc S de la colline de Plantour, au sommet des vignes (coord.: 564, 240 / 128, 490);
- dans l'écaille du Mont d'Or, directement au S du sommet du Petit Van (coord.: 572, 400 / 138, 280);
- dans l'écaille des Rochers du Midi, au-dessus de Plan de l'Etalle (cord.: 578, 760 / 143, 700).

Les profils lithologiques comparés de la base de la Formation dans ces 3 localités, sont donnés à la fig. 39, page 145 .

Ce niveau a aussi été repéré dans les écailles des Spillger-ten et du Wiriehorn, mais son observation y est malaisée. Dans toutes ces écailles, les pélites surmontent d'une dizaine de mètres le plan de décollement souligné par des cornieules. Par extension et pour des facilités de cartographie, nous étendons lithostratigraphiquement vers le bas, de manière informelle la base de la Formation jusqu'au contact avec les cornieules lorsque celles-ci se trouvent stratigraphiquement sous les pélites. Comme nous l'avons déjà montré (BAUD, 1972), ce contact peut avoir une position très variable dans la suc-

cession lithologique. La base informelle de la Formation de Saint-Triphon coïncide avec la base des dolomies inférieures et surmonte donc un niveau de décollement régional que nous avons inventorié sur l'ensemble du domaine briançonnais (MEGARD-GALLI & BAUD, 1977), mais qui pourrait ne pas avoir fonctionné partout et connaître des exceptions, telle celle, controversée, signalée par RAOULT (1980) en Vanoise. La limite supérieure de la Formation et donc la base de la Formation de Champcella sus-jacente se trouve au top du niveau principal d'argilite verte et rouge des dolomies moyennes de BOTTERON (1961) ou de notre niveau d'émersion (BAUD, 1972, 1975).

2.3 SUBDIVISIONS DE LA FORMATION DE SAINT-TRIPHON

Dans le tableau 1, nous avons corrélié les unités que nous proposons dans ce travail avec les subdivisions adoptées par les auteurs précédents. Nous nous y référerons implicitement dans la suite de ce chapitre. Dans des travaux antérieurs, nous avons subdivisé la Formation de Saint-Triphon en 5 séquences, soit S1 à S5 (BAUD, 1972, 1975, BAUD & al. 1971), chaque séquence traduisant un cycle transgressif - régressif ou un rythme sédimentaire plus complexe, et dont l'épaisseur varie de 20 à 60 m.

Nous proposons également (cf. fig. 4) le découpage fin de chaque séquence en unités lithofaciales, soit de 2 à 6 unités pour une séquence, unités que nous définissons ci-dessous en faisant référence, chaque fois que cela est possible, aux niveaux ou bancs repères décrits par les anciens auteurs. Nous décrivons dans le détail ces unités, dans la troisième partie de notre travail.

La séquence 1 (S1) est subdivisée en 2 unités, soit:

- l'unité 1a qui comprend, au-dessus des cornieules, sur une dizaine de mètres d'épaisseur, tout d'abord des dolomies pulvérulentes, des dolomies tachetées (pseudomorphoses de cristaux ou nodules d'anhydrite), des rythmites dolomitiques à Dadocrinus et des pélites noires, vertes ou rouges;
- l'unité 1b formée de 3 à 5 m de dolomies grises.

La séquence 2 (S2) comprend 3 subdivisions:

- l'unité 2a, 1 à 2 m de dolomies jaunes stromatolitiques qui correspondent au niveau D1 de BOTTERON (1961);
- l'unité 2b, soit 20 à 25 m de calcaires vermiculés;
- l'unité 2c, 5 à 10 m de dolomies jaunes stromatolitiques à intercallations argileuses (comprend le niveau D2 de BOTTERON, 1961); elle est surmontée par des argilites

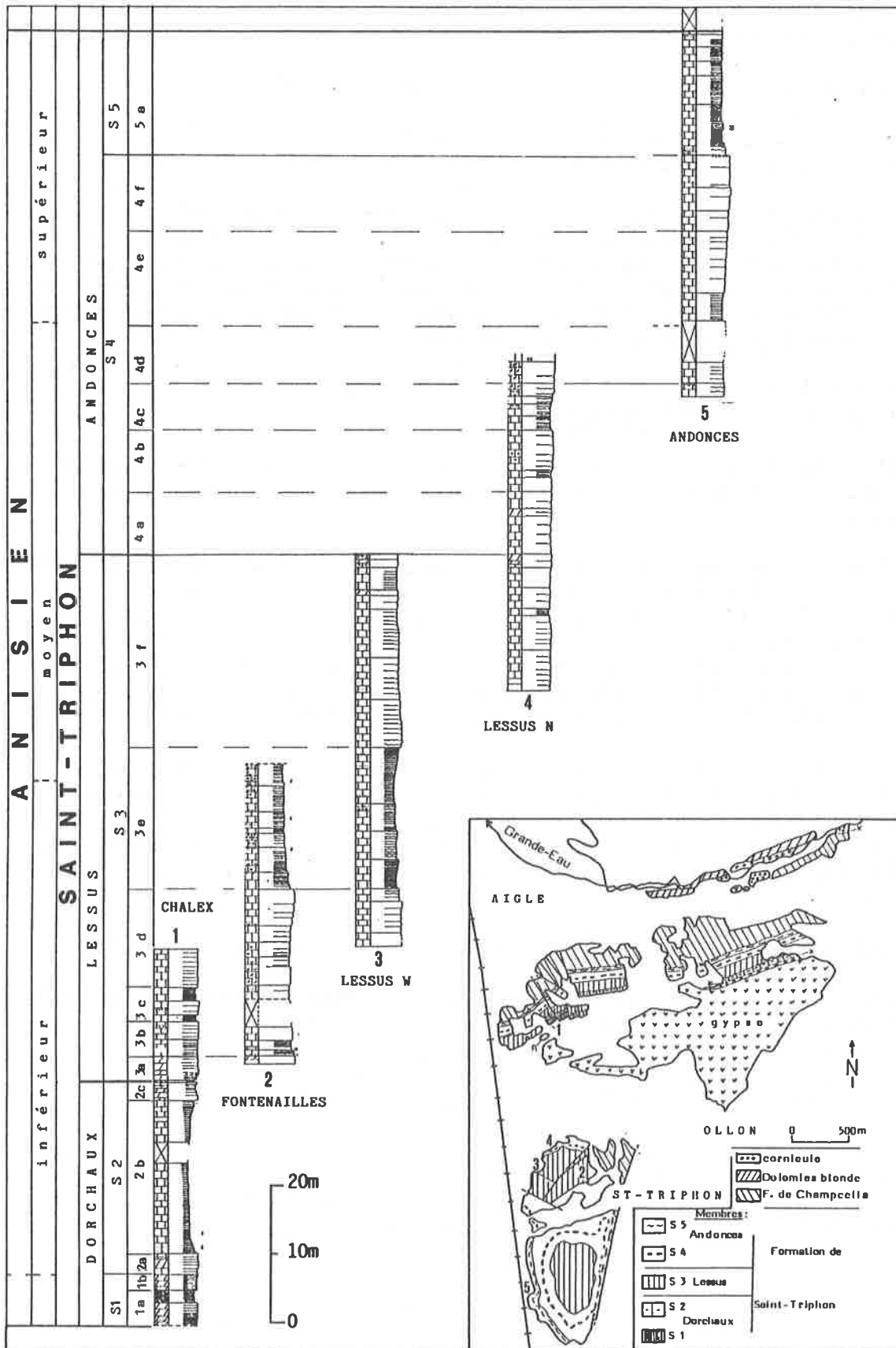


Figure 4: La région type de Saint-Triphon; carte géologique simplifiée et emplacement des profils lithologiques.

vertes ou rouges qui forment le toit de cette unité et de la séquence 2.

La séquence 3 (S3) est subdivisée en 6 unités:

- l'unité 3a, 5 à 8 m de dolomies plaquetées et de brèches dolomitiques intercalées;
- l'unité 3b qui débute avec le premier niveau calcaire sur les dolomies, calcaire constitué par des rythmites à micro-gastéropodes; la plus grande partie, sur une épaisseur de 3 à 10 m, est formée de calcaires à débris dolomitisés de manchons de dasycladacées (algues vertes) et correspond au niveau à Anisoporella de BOTTERON;
- l'unité 3c, soit 5 à 10 m de calcaires vermiculés qui suivent les bancs à Anisoporella;
- l'unité 3d qui représente l'apparition des sables carbonatés avec des calcaires granuleux sur 10 à 20 m d'épaisseur;
- l'unité 3e qui est constituée par des calcaires vermiculés de 10 à 22 m d'épaisseur et qui représente un niveau bien caractéristique compris entre deux unités de calcaires granuleux (soit 3d et 3f); elle correspond aux "oberste gewürmelte Kalke" de GENGE (1958) et en partie au niveau à dentales d'ELLENBERGER (1958) au niveau qui contient la deuxième faune de mollusques de BOTTERON (1961);
- l'unité 3f qui est entièrement constituée par des calcaires granuleux, en bancs réguliers sur 20 à 30 m d'épaisseur; vers le haut de cette unité, les éléments figurés sont partiellement dolomitisés (calcaires à granules dolomitiques de BOTTERON); cette unité se termine par un niveau de dolomies jaunes.

La séquence 4 (S4) est également subdivisée en 6 unités:

- l'unité 4a, dont la base surmonte immédiatement le banc de dolomie; elle est formée de 4 à 10 m de calcaires à diplo-pores dans lesquels peuvent s'intercaler de un à plusieurs niveaux de dolomies; cette unité correspond au niveau à physoporelles d'ELLENBERGER et de BOTTERON;
- l'unité 4b qui est formée de calcaires granuleux, en partie oolitiques (oïdes superficielles), d'épaisseur variable (10 à 30 m); elle correspond aux "suturenreiche oolitische Kalke" de GENGE (1958), et aux niveaux oolitiques et à encrines de BOTTERON (1961);
- l'unité 4c qui correspond au fameux niveau à silex des auteurs; épais de 5 à 10 m en moyenne, il comprend des calcaires sombres à faciès pseudo-noduleux, silteux et riches en spicules; mais dans certains profils comme celui du Rothorn, ce n'est pas le seul niveau à silex;

- l'unité 4d qui est formée de 10 à 20 m de calcaires granuleux et qui correspond aux "monotone oolitische Kalke" de GENGE (1958);
- l'unité 4e qui est composée d'une alternance de calcilutites pseudo-noduleuses et de calcarénites sur 10 à 25 m d'épaisseur; avec l'unité sus-jacente, elle peut contenir des brachiopodes ornés de la faune à Tetractinelle trigonella et Spiriferina fragilis;
- l'unité 4f qui est la dernière unité granuleuse de la Formation; riche en algues et en éponges, elle contient dans certains profils (Rothorn, Wiriehorn), de petits édifices construits; elle se termine par une surface durcie à terriers dolomitisés.

La séquence 5 (S5) comprend deux unités:

- l'unité 5a, soit 10 à 20 m de calcaires vermiculés contenant la faune de brachiopodes lisses à *Coenothyris vulgaris* SCHLOTHEIM; elle correspond aux calcaires à pieds de boeufs de Saint-Triphon gare (JEANNET, 1912) ou aux calcaires vermiculés supérieurs d'ELLENBERGER (1963);
- l'unité 5b qui est formée de 5 à 8 m de dolomies claires à stromatolites plans et qui se termine par un niveau épais de 0,5 à 1 m d'argilites vertes ou rouges; c'est la partie inférieure des dolomies moyennes de BOTTERON (1961) et des "Bunte Dolomite" de GENGE (1958).

Pour les commodités de la cartographie et pour des raisons de parentés biofaciales, nous proposons de regrouper ces 5 séquences et les unités qui les composent en 3 membres que nous définissons formellement de la manière suivante, de bas en haut:

- le Membre de Dorchaux est formé des séquences S1 et S2; sa base correspond à la base de la Formation de Saint-Triphon et la localité type se trouve au S du cirque de Dorchaux, au SE du Petit Van dans le massif du Mont d'Or (cf. BOTTERON, 1961);
- le Membre du Lessus est l'équivalent de la séquence S3; la localité-type est la colline du Lessus à Saint-Triphon;
- le Membre des Andonces est défini par les séquences S4 et S5; il débute avec le niveau à physoporelles de l'unité 4a dont la base est bien visible dans la carrière du Lessus (fig. 4). La localité-type est la colline de Charpigny à Saint-Triphon, avec la carrière des Andonces dans laquelle il manque la partie sommitale de ce Membre et de la Formation. La localité la plus proche où elle se trouve est située au pied W de la colline du Plantour, le long de l'ancienne route cantonale d'Aigle (cf. profil de Chalex, annexe A4, profil 19).

2.4 EXTENSION DE LA FORMATION DE SAINT-TRIPHON

Dans le domaine préalpin, région d'origine de la Formation de Saint-Triphon telle qu'elle a été définie, nous trouvons celle-ci de manière relativement complète dans les écailles de la partie radicale des Préalpes médianes suivantes (localisation in fig. 1), soit dans les Rigides internes:

- 1 - Dréveneuse ;
- 2 - Rocher-Plat, Rubli;
- 3 - Coumatta ;
- 4 - Gummfluh;
- 5 - Spillgarten ;

Dans les Rigides externes inférieures (fig. 1) nous avons:

- 6 - Eperon de Nant ;
- 7 - Saint-Triphon ;
- 8 - Grande-Eau ;
- 9 - Mont d'Or ;
- 10 - Rochers du Midi ;
- 11 - Rothorn ;
- 12 - Wiriehorn ;

La fig. 5 donne une reconstitution de l'emplacement relatif des profils cités.

Dans les klippe de la Suisse centrale, la Formation de Saint-Triphon existe, tectoniquement incomplète vers le bas, dans l'écaille du Giswilerstock.

On en trouve également des éléments complètement dilacérés dans le Wildflysch de la Zweckenalp près d'Unteriberg. Dans les Préalpes du Chablais en Savoie (France), des témoins tenus de cette Formation apparaissent en méga-éléments dans la Brèche inférieure, en amont de Saint-Jean d'Aulph (WEIDMANN, 1972) et dans le mélange sous-jacent à la nappe de la Brèche, en particulier près de Tanninges (SEPTFONTAINE & WERNLI, 1972, WERNLI & BRÖNNIMANN, 1973).

Dans une extension plus large; la Formation de Saint-Triphon se retrouve dans les séries lithologiques des Alpes occidentales qu'ELLENBERGER (1963) a appelées Trias à faciès briançonnais et dont nous avons donné la synthèse in BAUD & MEGARD-GALLI (1975) et les corrélations in MEGARD-GALLI & BAUD (1977). Nous renvoyons le lecteur à ces publications.

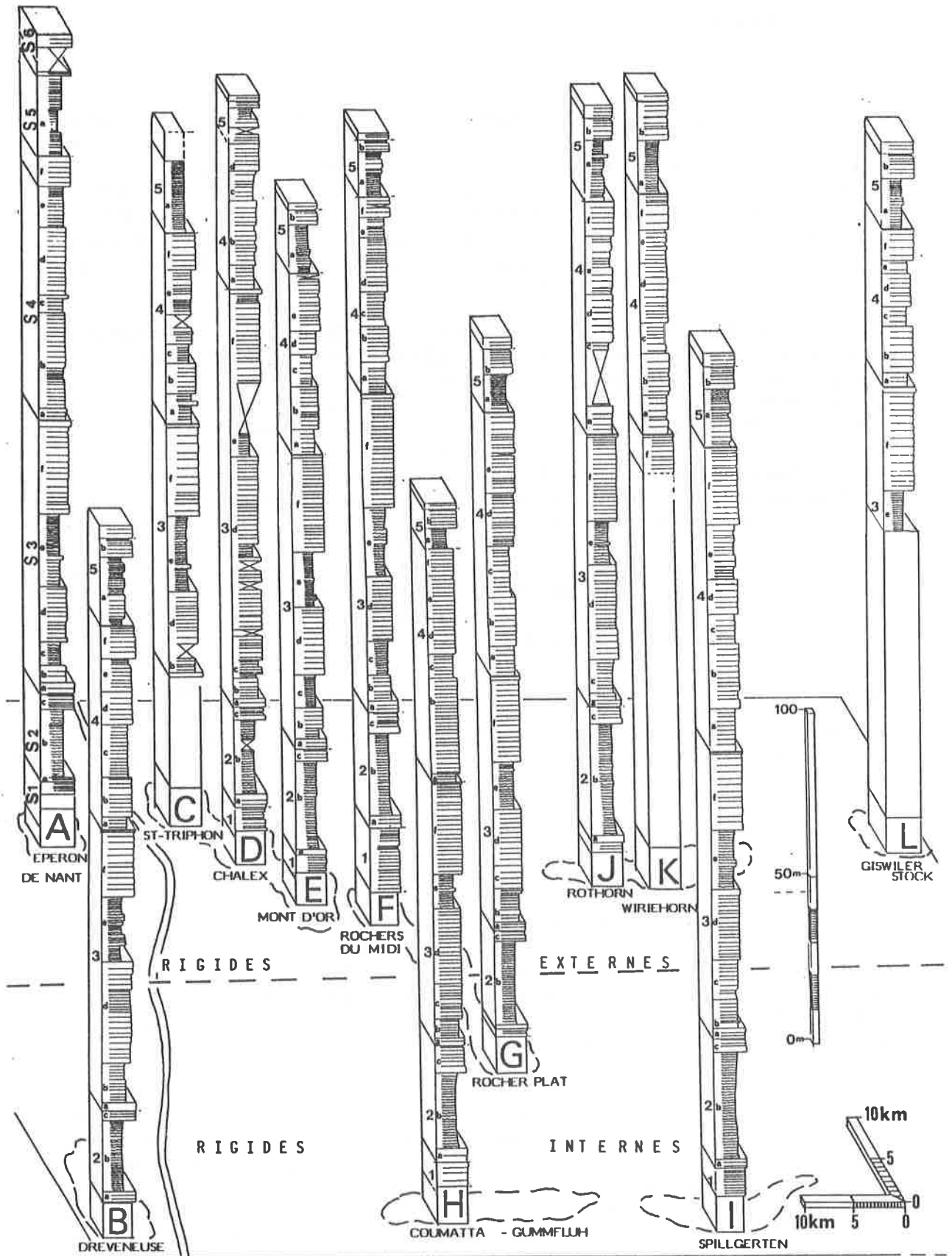


Figure 5: construction palinspastique de l'emplacement des principaux profils lithologiques de la Formation de Saint-Triphon (Préalpes rigides et klippe de Giswil).

2.5 COMPARAISONS

Les comparaisons de la Formation de Saint-Triphon avec d'autres ensembles lithologiques de même âge ou d'âges voisins peuvent être faites, soit uniquement sur des analogies de faciès, et si possible sur des faciès caractéristiques, soit sur un ensemble de critères comprenant également l'aspect paléobiologique. Nous traiterons à part dans la 2ème partie (chap. 5.7) l'extension et les comparaisons de ces faciès très typiques que sont les calcaires vermiculés.

C'est donc en prenant le critère biosédimentaire que nous allons ici rechercher les analogies. Tout d'abord, si nous regardons les plates-formes carbonatées du Trias moyen qui ceinturent, au-delà du seuil Vindélicien, notre domaine briançonnais, nous pouvons dire que le contenu faunistique et floristique là où il est connu, c'est-à-dire, soit dans le Muschelkalk inférieur d'Allemagne du S et du Jura, soit dans le Muschelkalk inférieur de Provence ou de Sardaigne, que ce contenu diverge sensiblement de celui de la Formation Saint-Triphon. En revanche, si nous regardons vers l'E, c'est dans la partie occidentale des Alpes calcaires septentrionales, avec ce qui était appelé l'"Alpiner Muschelkalk", que les comparaisons sont les plus fructueuses et les ressemblances les meilleures. Ce terme d'"Alpiner Muschelkalk" a été introduit par GUEMBEL (1861) et utilisé comme l'équivalent d'une formation lithologique. Mais comme il ne correspond plus aux règles actuelles de la nomenclature stratigraphique, son usage a été discuté par BECHSTADT & al. (1974) qui ont proposé en remplacement les 3 formations suivantes, de bas en haut:

- les calcaires de Virgloria (Virgloriakalk),
- les calcaires de Steinalm (Steinalmkalk) et
- les calcaires de Reifling (Reiflinger Kalk).

Il est à noter que les "Virgloria-Kalk" de BECHSTADT & al. (1974) ne correspondent pas aux "Virgloria-Kalk" de RICHTHOFEN (1859) que nous avons présentés dans l'introduction, mais aux "Gutensteinerschichten" de ce dernier auteur.

Il n'en reste pas moins que plusieurs profils de la région-type de RICHTHOFEN ont été repris par HIRSCH (1966) et KOBEL (1969). Ces auteurs y ont découvert les flores à physoporelles ainsi que des microfaunes de foraminifères identiques à celles de la Formation de Saint-Triphon. Lors d'une excursion commune avec ces auteurs au col de l'Amatschon (Virgloria), nous avons observé la présence de faunules de gastropodes nains, dont le genre Worthenia sp. illustré par ELLENBERGER (1958, pl. 4/1).

L'ensemble de ces découvertes et déterminations accentue encore cette ressemblance qui avait déjà frappé les anciens auteurs et elles élargissent la notion paléobiogéographique de "Nordwestschweiz Provinz" donnée par PIA (1937) pour les flores du Trias moyen des Préalpes, notion étendue par ELLENBERGER (1963) à la Vanoise et au Briançonnais.

Cependant, malgré les nombreuses analogies, nous ne pouvons pourtant pas identifier ces deux ensembles, soit la Formation de Saint-Triphon et les calcaires de Virgloria et de Steinalm (suivant la nouvelle nomenclature de BECHSTÄDT & al., 1974). D'une part le découpage séquentiel n'est pas le même et d'autre part le contexte et l'évolution géodynamique sont différents, comme le montre le fractionnement des aires de sédimentation qui suit le dépôt des calcaires de Steinalm, avec en particulier un approfondissement et l'apparition de calcaires hémipélagiques à ammonoïdes et filaments (calcaires de Reifling), alors qu'au contraire tout le domaine briançonnais émerge et montre une très grande stabilité.

Nous discuterons en 4ème partie (chap. 2) de l'influence respective des facteurs eustatiques et tectoniques.

La Formation de Saint-Triphon qui a une continuité tout à fait remarquable tout au long des Alpes occidentales et nord-occidentales, montre une parenté certaine avec les calcaires de Virgloria et de Steinalm des Alpes calcaires septentrionales, mais elle se caractérise par une évolution séquentielle distincte et unique.

2.6 CADRE BIOCHRONOLOGIQUE

Depuis son invention par WAAGEN & DIENER (1895), l'étage Anisien a connu de nombreuses modifications (cf. ASSERETO, 1971, 1974, SIEBERLING & TOZER, 1968, SUMMESBERGER & WAGNER, 1972). Son extension s'est étendue vers le bas et les limites ne sont pas encore clairement fixées. Nous introduisons ci-après (tab. 5) une proposition de cadre biochronologique, cadre auquel nous nous référons par la suite. Nous présentons les zones "méditerranéennes" telles qu'elles ont été définies par FANTINI SESTINI (1981) pour la limite inférieure, par ASSERETO (1974) pour les subdivisions de l'Anisien inférieur, moyen et supérieur et par GAETANI & al. (1981), KRYSZYN (1983), RIEBER (1981) et TOZER, (1983) pour l'Anisien supérieur et la limite Anisien-Ladinien.

Nous n'avons pas employé les termes de Pelson et d'Illyr couramment utilisés dans les Alpes orientales mais qui sont sources de confusions et nous préférons la subdivision en Anisien inférieur, moyen et supérieur telle que l'a proposée ASSERETO (1974), subdivision basée sur les apparitions respectives des Procladiscites, des Balatonites et des Paraceratites.

Il est cependant à souligner que ces critères ne correspondent pas à ceux qu'ont introduits TOZER (1967) puis SIELBERLING & TOZER (1968) pour les subdivisions de l'Anisien en Amérique du N, et que des travaux sont encore nécessaires pour améliorer les corrélations. Nous avons indiqué sur la droite du tableau, les apparitions ou extensions actuellement connues, dans les profils datés du Spathien et de l'Anisien péritéthysien, de genres ou d'espèces significatifs sur le plan chronologique.

Dans les 3ème et 4ème parties de ce travail, nous verrons la position et l'extension que nous pouvons proposer dans ce tableau pour la Formation de Saint-Triphon et pour chacun des Membres qui la compose.

| | zones | sous-zones, horizons | apparitions amm. | apparitions - extensions |
|-----------|--------------------------|----------------------------------|--|--------------------------|
| LADINIEN | A | Eoprotrachyceras curionii | ↑ Eoprotrachyceras | |
| | B | Nevadites | 2 1 ↑ Nevadites | |
| ANISIEN | supérieur | Parakellnerites | T. polymorphus, C. reitzi ↑ Parakellnerites | |
| | | Reiflingites | | |
| | IV | P. trinodosus | | |
| | Paraceratites trinodosus | B. abichi | | |
| | III | P. cimexanus (P. binodosus s.s.) | ↑ Paraceratites | |
| moyen | II | Balatonites balatonicus | ↑ Balatonites | |
| inférieur | | Anagymnotoceras ismidicus | | |
| | | Nicomedites osmani | | |
| | | Aegeiceras ugra | ↑ Procladiscites | |
| SPATHIEN | | Tirolites carnolicus | | |

Tableau 3 : cadre biochronologique téthysien et subdivisions adoptées pour l'Anisien.

A- base du Ladinien proposée par TOZER B- base du Ladinien proposée par KRYSSTYN

239±5 : âge de la base de l'Anisien en millions d'années d'après ODIN (1982).

Chapitre 3 **INVENTAIRE MINERALOGIQUE**

3.1 INTRODUCTION

Les résultats présentés ici sont le fruit de 3 méthodes d'analyse:

- l'observation microscopique des lames minces.
- l'analyse de roche totale par diffraction X (méthode des poudres, PERSOZ, 1969).
- l'analyse des fractions fines du résidu insoluble par diffraction X (méthode des plaquettes orientées).

Au cours de ce chapitre nous présenterons un simple inventaire et non pas une étude minéralogique détaillée. Les résultats obtenus n'ont pas d'autre prétention que de servir de base à des études futures plus poussées, en particulier en liaison avec la géochimie qui reste à faire. Si nous les publions, c'est que nous pensons qu'ils seront aussi utiles pour des comparaisons avec des assemblages minéralogiques déterminés dans des roches de lithologie et d'âge semblables, mais de métamorphisme différent.

La minéralogie actuelle de la Formation de Saint-Triphon est fort différente de la minéralogie originelle. En effet, en dehors de rares minéraux détritiques tels que le quartz, le feldspath et le mica, l'ensemble des minéraux observés a une origine diagénétique.

3.2 LES MINERAUX PRINCIPAUX

Ce sont la calcite pauvre en Mg et la dolomite. Ces 2 minéraux ont une origine diagénétique. L'examen des éléments figurés et des matrices, ainsi que certaines comparaisons avec la minéralogie des sédiments carbonatés tropicaux actuels nous permettent une approche de la minéralogie originelle. C'est l'aragonite qui, comme nous le verrons plus loin, devait alors représenter le minéral le plus abondant. Elle était suivie par la calcite riche en Mg, minéral constitutif des échinodermes entre autres. Enfin, accessoirement, le sédiment pouvait contenir de la calcite pauvre en Mg et de la protodolomite, cette dernière apparaissant soit dans les milieux sursalés du complexe marginolittoral, soit dans les niveaux émergifs locaux de la plaine d'estran ou de la barrière (cf. 2ème partie, chap. 2 à 4).

Actuellement la calcite pauvre en Mg prédomine largement dans les calcaires, qui représentent en épaisseur plus de 85 % de la Formation de Saint-Triphon. Nous n'avons pas fait d'études détaillées sur les différentes formes et compositions de la calcite mais nous présentons dans les fig. 6 à 10 les analyses de roche totale par diffraction X. Nous y trouvons les proportions relatives de calcite et de dolomite pour chaque échantillon et nous pouvons constater qu'à une ou deux exceptions près, les calcaires ne sont jamais purs et qu'ils contiennent en plus des insolubles une proportion variable, allant de quelques pourcents jusqu'à plus de 20 % de dolomite.

La dolomite est le deuxième minéral en importance. Elle est le constituant essentiel des dolomies du complexe margino-littoral où son origine est précoce. Dans les vasières littorales par exemple, il y a dolomitisation syngénétique, par dissolution-précipitation, des boues aragonitiques, sans modification de la taille des cristaux (dolomicrites). Nous retrouvons le même phénomène de dolomitisation précoce, complète et stratiforme, dans les sédiments fins des platiers géants à stromatolites ainsi que dans les niveaux d'émergence.

Comme nous l'avons vu (fig. 6 à 10) la dolomite est pratiquement toujours présente dans les calcaires. Elle peut revêtir 2 aspects:

- une dolomite de pseudomorphose ou remplacement de cristaux ou d'éléments figurés particuliers; il s'agit du phénomène de dolomitisation sélective dont nous verrons des exemples lors de la description des paléoenvironnements, phénomène diagénétique important des calcaires de Saint-Triphon,
- une dolomite hypidiomorphe à automorphe, équigranulaire, discordante sur la matrice et les grains; il s'agit d'une dolomite tardive, qui se concentre soit le long des joints de dissolution sous pression où son apparition est liée à la formation de ces joints, soit le long des fentes et fissures paléokarstiques où sa présence est liée à la circulation des eaux continentales jurassiques (BAUD & al., 1979).

Nous n'avons pas d'analyses sur la teneur en Fe de nos dolomites, mais les couleurs d'altération très fréquemment jaune clair à jaune foncé des dolomies indiquent la présence de cet élément.

3.3 LES PHYLLITES

Constituants principaux des argilites et des niveaux pélitiques, les phyllites représentent une part non négligeable, entre 5 à 10 % en moyenne, des calcaires et dolomies de la Formation de Saint-Triphon. Leur origine est héritée d'un stock de minéraux, argiles, micas, qui a été amené dans le bassin de sédimentation par les agents météoriques. La composition actuelle et l'état de cristallisation témoignent des transformations diagénétiques et métamorphiques subies.

Les déterminations ont été faites par diffraction X sur les résidus insolubles, séparés par sédimentométrie en 2 fractions, l'une inférieure à 2 microns et l'autre comprise entre 8 et 16 microns (= fraction inférieure à 16 microns). Déposées sur plaquette de verre puis séchées à l'air, ces fractions ont été ensuite traitées à l'éthylène glycol, selon la méthode mise au point et décrite par PERSOZ in PERSOZ & REMANE (1976).

L'ensemble des travaux de diffraction X a été effectué en 1971-1972 à l'Institut de Géologie de Neuchâtel où nous avons bénéficié des standards et des programmes de calculs ainsi que de l'accueil chaleureux et l'aide des Prof. Francis Persoz et Bernard Kubler.

Les figures 6 à 10 donnent les résultats principaux des analyses des 46 échantillons examinés. Ces échantillons proviennent des profils de l'Ecuale (Mont d'Or), de Plan l'Etalle (Rocher du Midi) et de Wildgrimmi (Spillgarten), et des profils annexes de Dréveneuse, Saint-Triphon, Chalex et Coumatta.

Nous avons 4 groupes de minéraux phylliteux, dont 3 importants, l'illite, les smectites et les chlorites. Le 4ème, les interstratifiés réguliers, est accessoire.

3.3.1 L'illite

La présence d'un pic important à 10 Å et la stabilité de celui-ci aux différents essais caractérisent ce minéral phylliteux. Il a été rencontré dans tous les résidus insolubles et il prédomine nettement sauf dans 4 échantillons. Dans 7 échantillons il est le seul minéral argileux et il est plus abondant relativement dans les roches dolomitiques et pélitiques. Dans le Membre de Dorchaux, sa proportion dépasse le 75 % de la fraction argileuse pour diminuer légèrement au-dessus, dans les Membres du Lessus et des Andonces (fig. 7).

De manière générale la quantité d'illite est supérieure dans les fractions fines inférieures à 2 microns. Dans les échantillons de la section de Wildgrimmi (Spillgarten) l'illite est relativement plus abondante et mieux cristallisée que dans les autres profils (fig. 8).

3.3.2 Les smectites

La présence d'un pic plus ou moins étalé vers 12 Å et son déplacement vers 17 Å après traitement à l'éthylène-glycol (fig. 11) est une caractéristique de ce groupe. Suivant l'étalement du premier pic entre 12 et 13 Å on distingue une montmorillonite bien cristallisée, c'est-à-dire partiellement déshydratée, d'une montmorillonite mal cristallisée (fig. 11).

C'est le deuxième groupe phylliteux en importance après l'illite. Absent de la séquence 1, il apparaît dès la séquence 2 et il augmente en proportion dans les séquences 3 et 4; son rôle diminue fortement dans la séquence 5, où il n'apparaît que dans les fractions fines (< 2 microns, fig. 9 et 10).

Ailleurs, la quantité relative ne varie que peu entre les fractions 8 - 16 microns et inférieure à 2 microns et seule une légère diminution est parfois notée.

Les smectites sont particulièrement peu abondantes dans les niveaux dolomitiques et pélitiques et l'on remarque quelquefois, à la place, un interstratifié irrégulier chlorite - montmorillonite ou chlorite gonflante; d'après LUCAS (1962), il s'agit d'une évolution typique dans un milieu riche en Mg.

3.3.3 Les chlorites

La présence d'un premier pic à 14 Å est caractéristique, mais c'est la résistance au chauffage de ce minéral phylliteux qui permet de le différencier de la kaolinite. Le traitement à l'éthylène-glycol a montré qu'une partie des chlorites analysées possèdent un feuillet gonflant, le premier pic passant de 14 à 15 - 16 Å; ce type d'interstratifié a été dénommé 14c - 14G par LUCAS (1962 p. 49) qui indique qu'il s'agit de chlorites dont les espaces interfoliaires ne sont qu'incomplètement remplis. Nous aurions là la signature d'une étape vers l'agradation des chlorites vraies (fig. 12).

Dans les échantillons étudiés les chlorites ne se trouvent qu'en faible proportion, généralement inférieure au dixième de la quantité d'illite. On les trouve dans les séquences 1 et 2; absentes pratiquement des séquences 3 et 4, elle ne réapparaissent qu'au sommet de la Formation. Leur quantité est négligeable dans les échantillons du Seehorn (fig. 9).

D'après sa répartition, ce groupe phylliteux semble lié aux milieux confinés, soit margino-littoral, soit pré-littoral. Sa croissance ou son agradation est favorisée par la présence d'ions Mg. Les chlorites sont absentes ou très peu abondantes dans le milieu de plaine d'estran.

3.3.4 Les interstratifiés réguliers

Dans 2 échantillons, la présence d'un interstratifié du type corrensites a été mise en évidence. Il s'agit d'un interstratifié régulier qui montre une alternance d'interfoliaires stables de type chlorite et d'interfoliaires gonflants semblables à la montmorillonite.

Ce minéral argileux particulier a été rencontré d'une part dans les microcornieules pulvérulentes sous la base de la séquence 1 (au Rocher du Midi) et d'autre part les pélites du

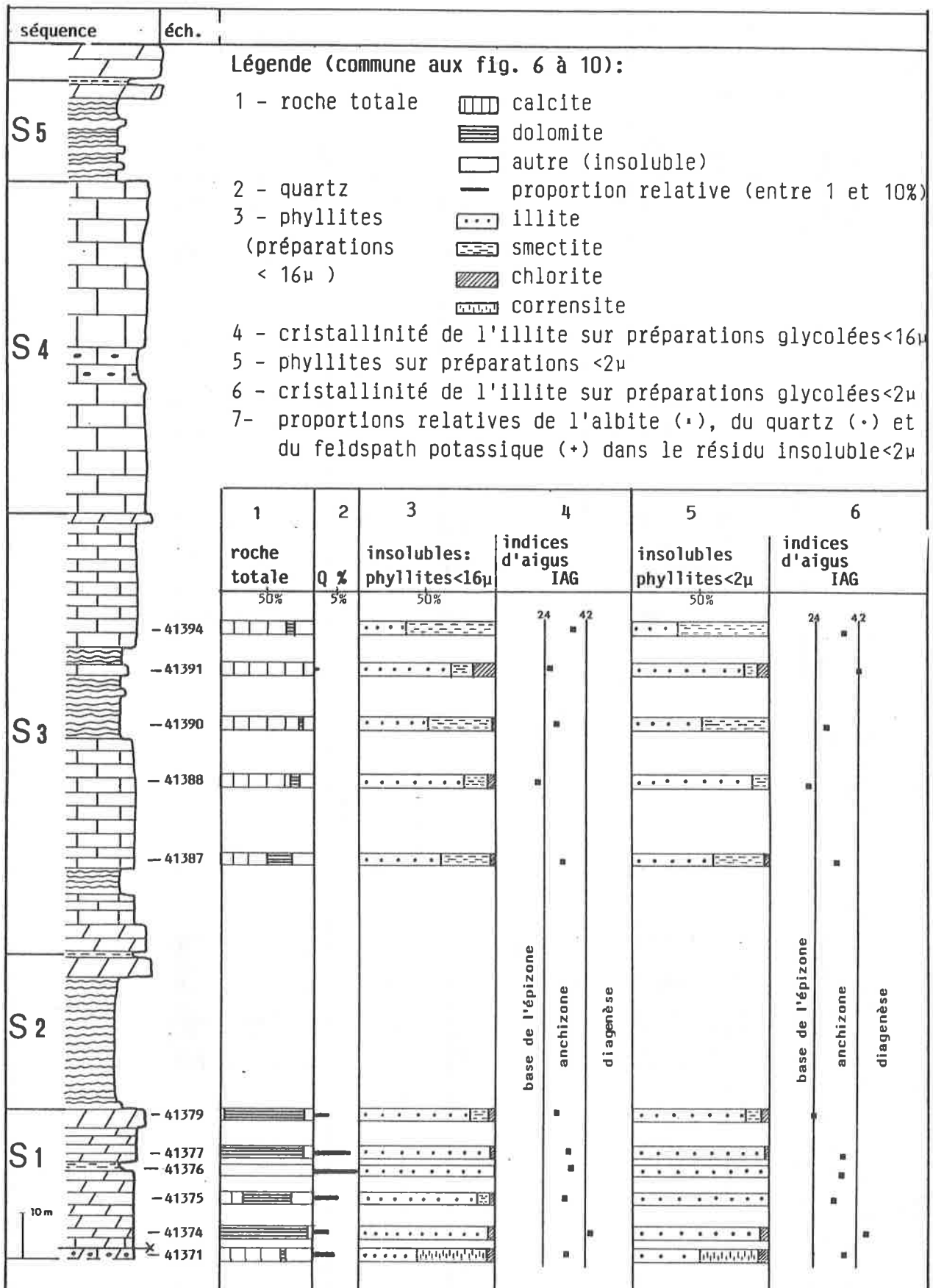


Figure 6: résultat des analyses de diffraction X d'échantillons du Rocher du Midi (profil lithologique simplifié).

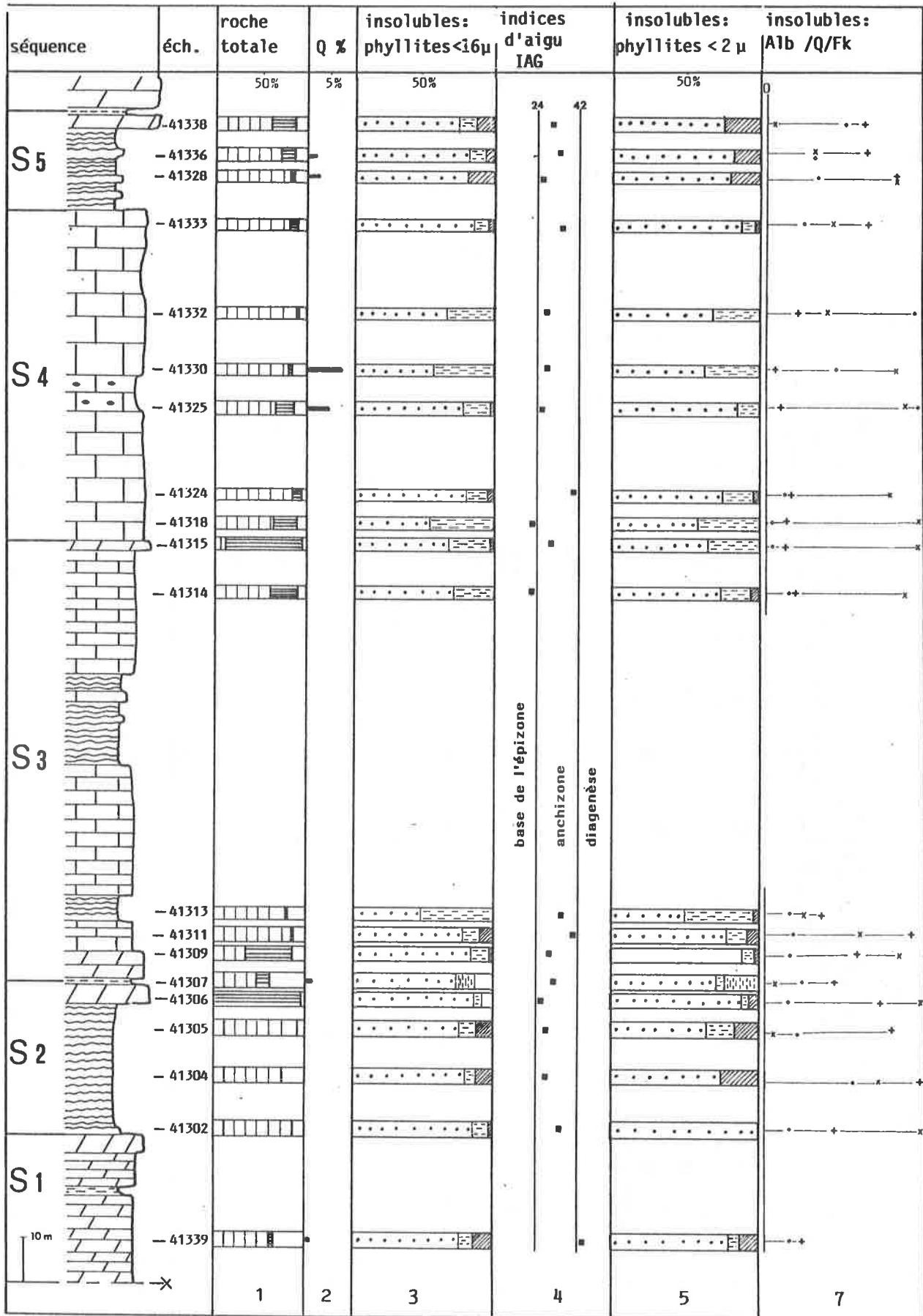


Figure 7: résultats des analyses de diffraction X d'échantillons du Mont d'Or (profil de l'Ecuale, lithologie simplifiée). Légende in fig. 6.

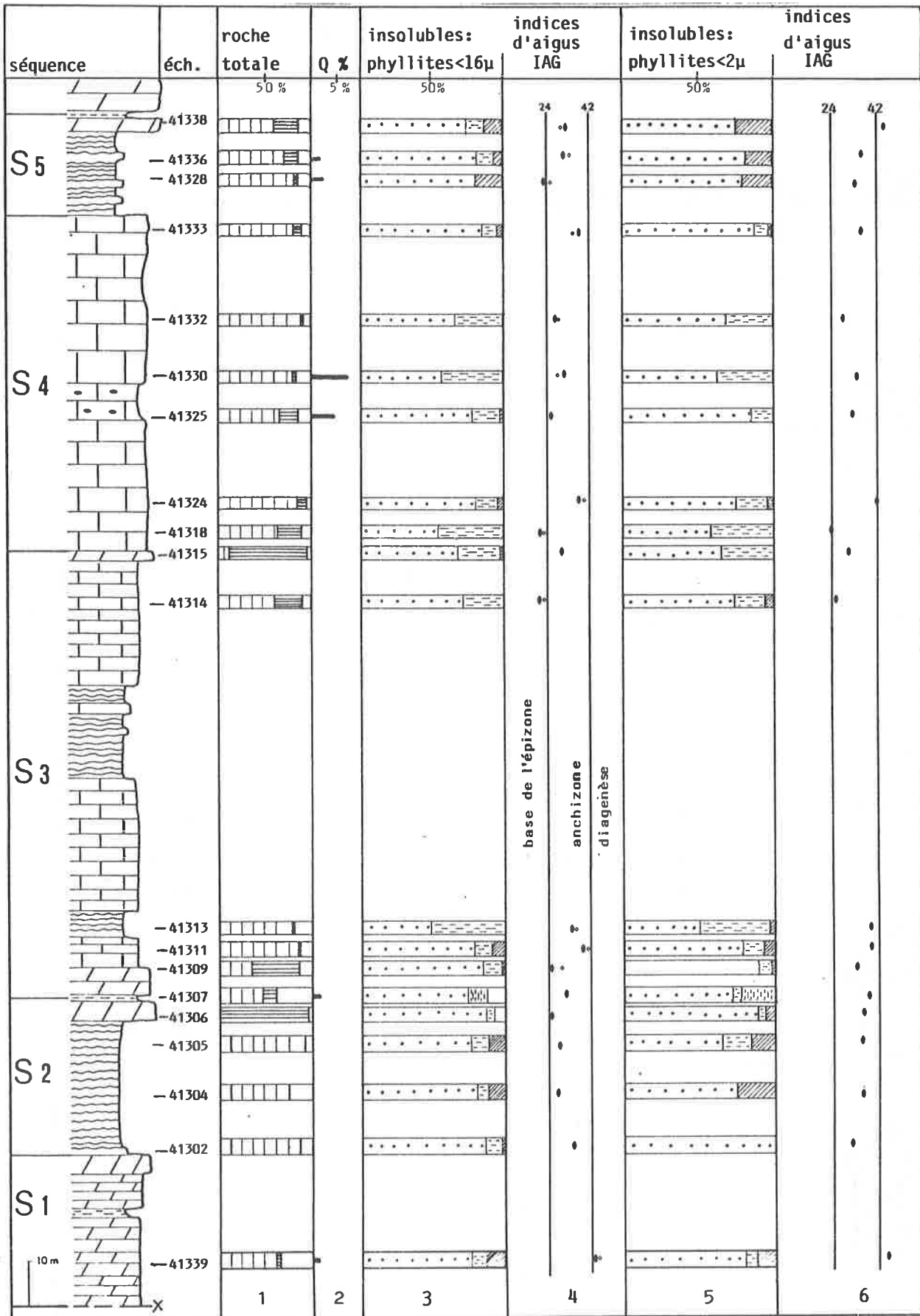


Figure 8: résultats des analyses de diffraction X d'échantillons du Mont d'Or (profil de l'Ecuaie, colonnes 1 à 5 identiques à celles de la fig. 7).

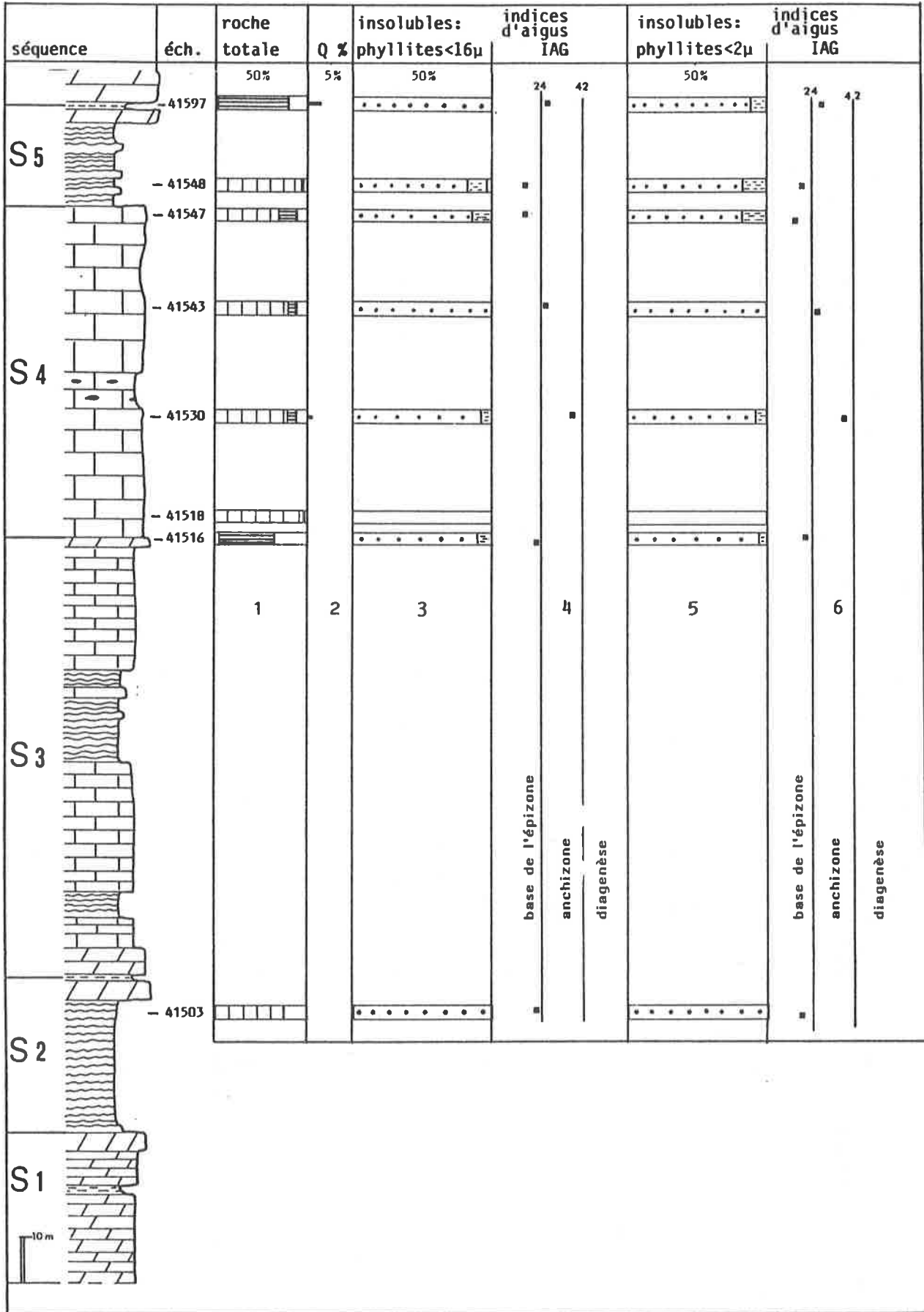


Figure 9: résultats des analyses de diffraction X d'échantillons des Spillgernten (profil lithologique simplifié). Légende in fig. 6 .

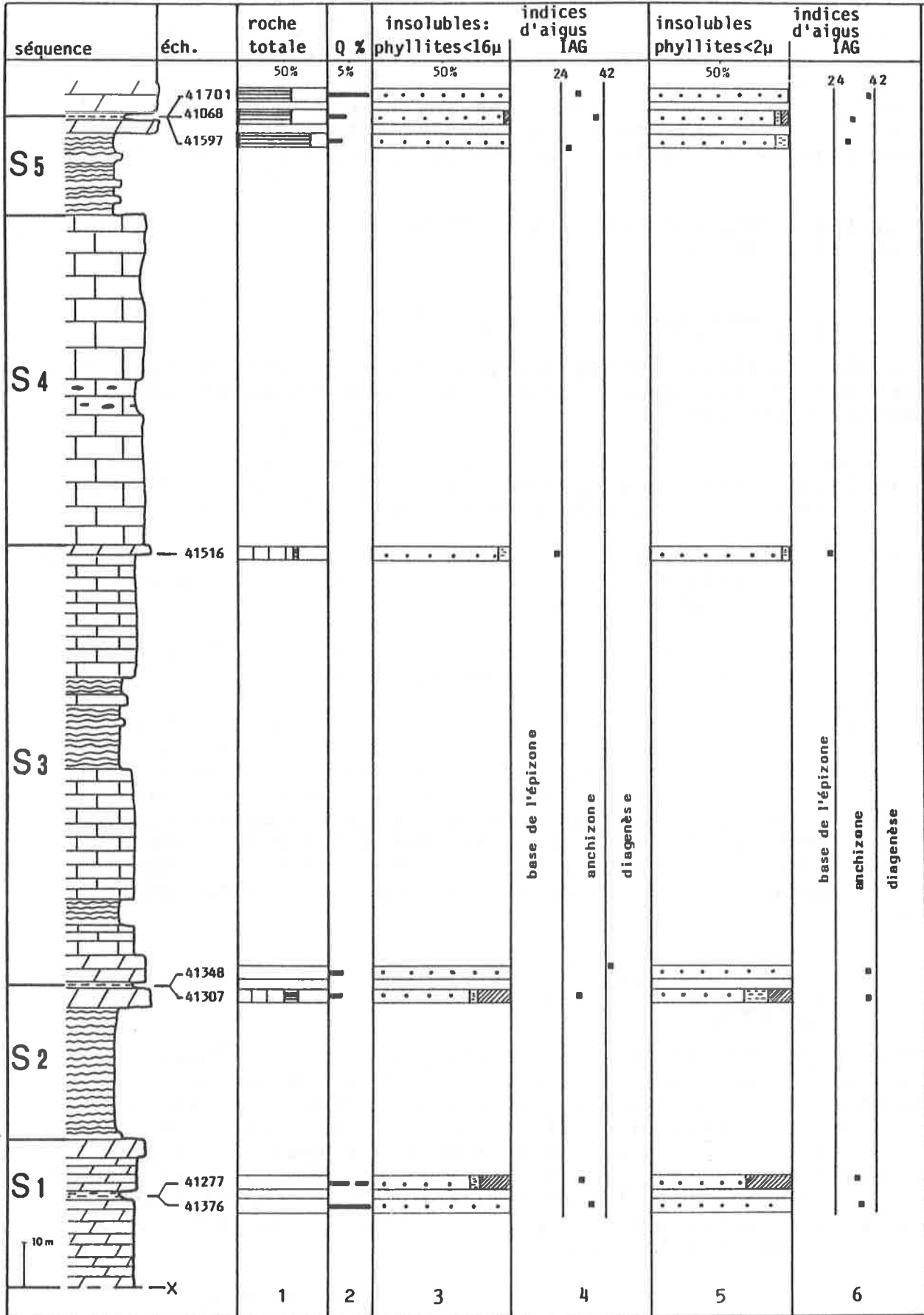


Figure 10: résultats des analyses de diffraction X d'échantillons provenant des niveaux de marnes dolomitiques et argilites (milieux margino-littoraux). Légende in fig. 6.

niveau D₂ à la base de la séquence 3. D'après LUCAS (1962) et DUNOYER DE SEGONZAC (1970) la corrensite est un minéral caractéristique des milieux sursalés; pour KUBLER (1973) la corrensite dans les roches carbonatées est liée à la présence et à l'activité des ions Mg et peut avoir aussi pour origine des conditions de diagenèse profonde où le magnésium a été "réactivé".

Pour les 2 échantillons, l'origine semble être le milieu confiné, riche en Mg.

3.3.5 Les assemblages phylliteux

D'après les résultats des analyses des 46 échantillons, il est possible de distinguer 3 types principaux d'association de minéraux phylliteux:

- l'association à illite et chlorite/chlorite gonflante; c'est le faciès phylliteux caractéristique de la séquence S1, que l'on peut retrouver dans la séquence S5 (fig. 7 et 12),
- l'association à illite, smectite mal cristallisée et chlorite c'est le faciès phylliteux rencontré dans les calcaires vermiculés de la séquence S2,
- l'association à illite - smectite; c'est le faciès phylliteux qui caractérise les séquences S3 et S4.

Si nous comparons maintenant avec les minéraux phylliteux du Trias du Jura décrit par LUCAS (1962), nous remarquons tout d'abord que dans les 2 régions, l'illite est le minéral phylliteux principal et que la chlorite est peu abondante. Par contre, des différences apparaissent pour les autres minéraux, soit la présence de smectite bien cristallisée dans les Préalpes comme second minéral en importance, alors que dans le Jura apparaît un interstratifié irrégulier chlorite-montmorillonite.

3.3.6 La cristallinité de l'illite et le problème du métamorphisme

Pour chacun des échantillons analysés, nous avons mesuré la largeur à mi-hauteur de la raie de l'illite à 10 Å suivant la méthode préconisée par KUBLER (1964, 1968) avec les appareils et les standards de l'Institut de Géologie de Neuchâtel. De ce fait, nous avons pu directement utiliser les valeurs d'indice d'aigu définies par cet auteur comme caractéristiques de l'anchizone, soit 2,4 (actuellement 2,5) pour la limite inférieure (passage à l'épizone) et 4,2 pour la limite supérieure (passage à la diagenèse).

Les valeurs de l'indice d'aigu ont été reportées dans les figures 6 à 10 dans la colonne 3 pour les illites de 8 à 16 microns traitées à l'éthylène glycol (IAG) et dans la

colonne 6 pour les illites inférieures à 2 microns traitées à l'éthylène glycol. Nous pouvons constater que la moyenne des valeurs des échantillons du Mont d'Or (fig. 8) et du Rocher du Midi (fig. 6) tombe dans la zone anchimétamorphique définie par KUBLER. La moyenne des valeurs des échantillons des Spillgerten indique la base de l'épizone. Nos résultats montrent donc qu'il y a une augmentation très nette de la cristallinité de l'illite entre les Rigides externes (Mont d'Or, Rocher du Midi) et les Rigides internes (Spillgerten) et que le stade de la diagenèse est largement dépassé dans les 2 cas.

Mais pouvons-nous utiliser sans autres ces résultats? Il faut se rappeler que les valeurs définies par KUBLER l'ont été sur des lithologies détritiques terrigènes et que l'influence d'un encaissant carbonaté sur les variations de la cristallinité de l'illite est encore mal connue. Pour nos valeurs, un premier test est celui de la comparaison des indices d'aigu entre des échantillons riches en carbonates et des échantillons pauvres en carbonates (fig. 10); nous ne voyons pas de différences significatives. Un deuxième test est celui de la comparaison avec d'autres indicateurs du métamorphisme. Les analyses que nous avons effectuées dans les remplissages bauxitiques du Dogger des Spillgerten nous ont montré la présence de pyrophyllite et de diaspore. D'après GOFFE (1982), cette association indique des températures voisines de 300°. Ces tests vont dans le sens d'une confirmation de l'influence d'un effet thermique sur la cristallinité des illites examinées.

Toutefois, les analyses du pouvoir réflecteur de la vitrinite d'échantillons provenant de la partie interne des Préalpes médianes données par KUBLER & al. (1979) indiquent des valeurs de maturation basses, tombant dans le domaine de la diagenèse peu poussée.

Mais il est à noter que les échantillons de ces auteurs proviennent de zones plus externes que nos échantillons, ce qui tendrait à indiquer une augmentation rapide du métamorphisme, des Plastiques internes aux Rigides internes.

Nous rappelons que nous avons découvert des calcaires à forte déformation ductile avec petits plis isoclinaux provenant de la base de l'échelle de la Gummfluh (Rigides internes, formation de Saint-Triphon). L'illite de ces calcaires déformés a un indice d'aigu compris entre 1,8 et 2,0, c'est-à-dire de la base de l'épizone (description in MASSON & al., 1980).

Les premières datations de ce métamorphisme ont été exécutées par J. HUNZIKER et sont citées dans ce dernier travail, soit un âge de 56 - 57 MA. Le métamorphisme est donc un métamorphisme transporté et il en est de même pour les autres unités préalpines (cf. KUBLER & al., 1979).

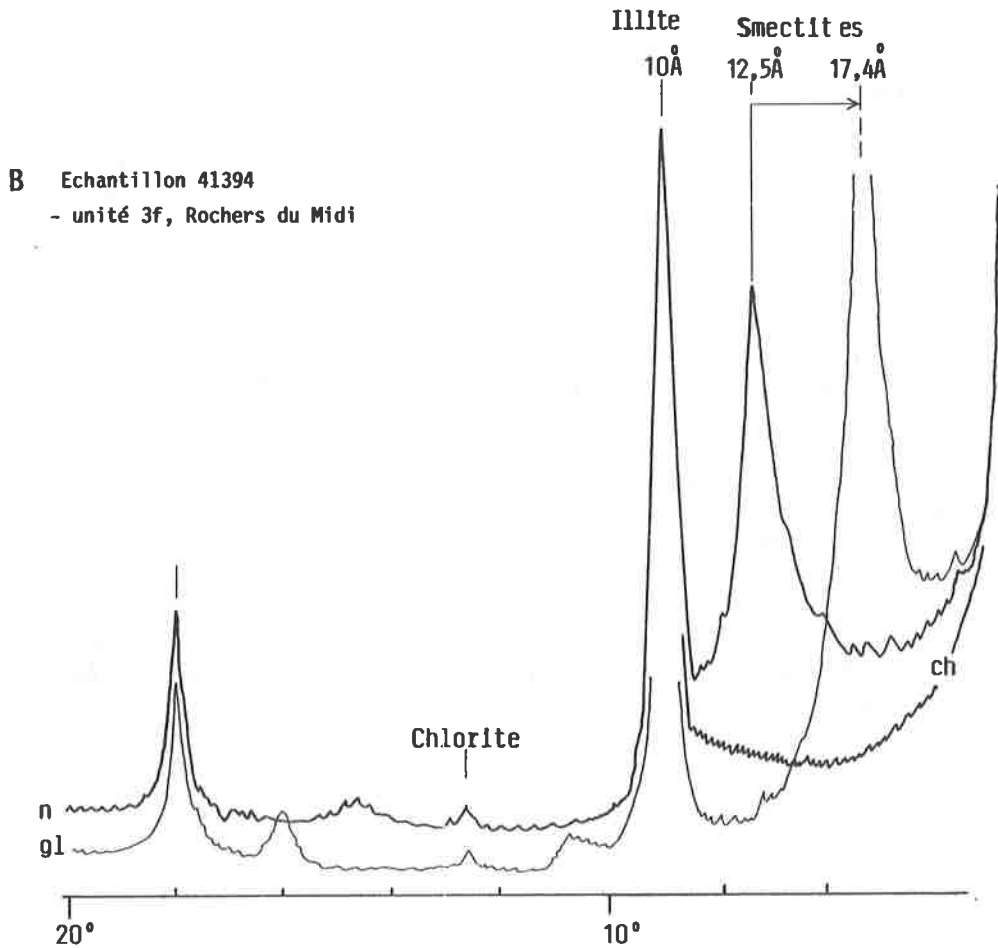
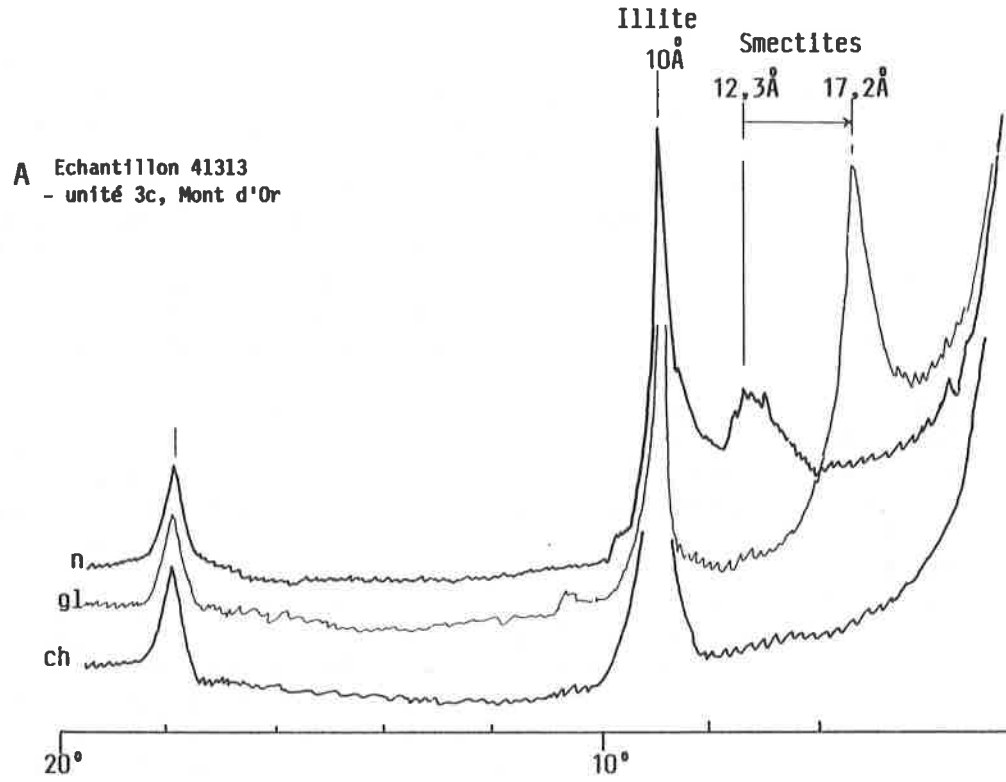


Figure 11: diffractogrammes caractéristiques, faciès à illite - smectites
A- smectites mal cristallisées B- smectites bien cristallisées

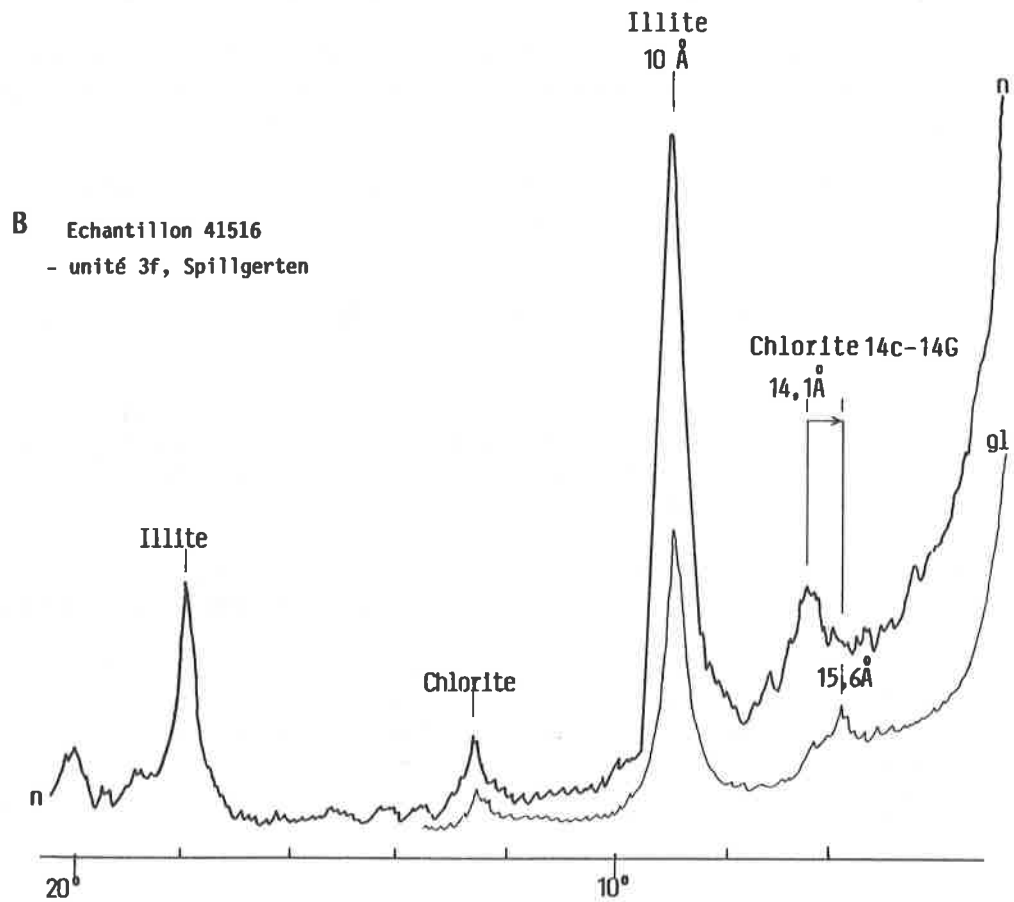
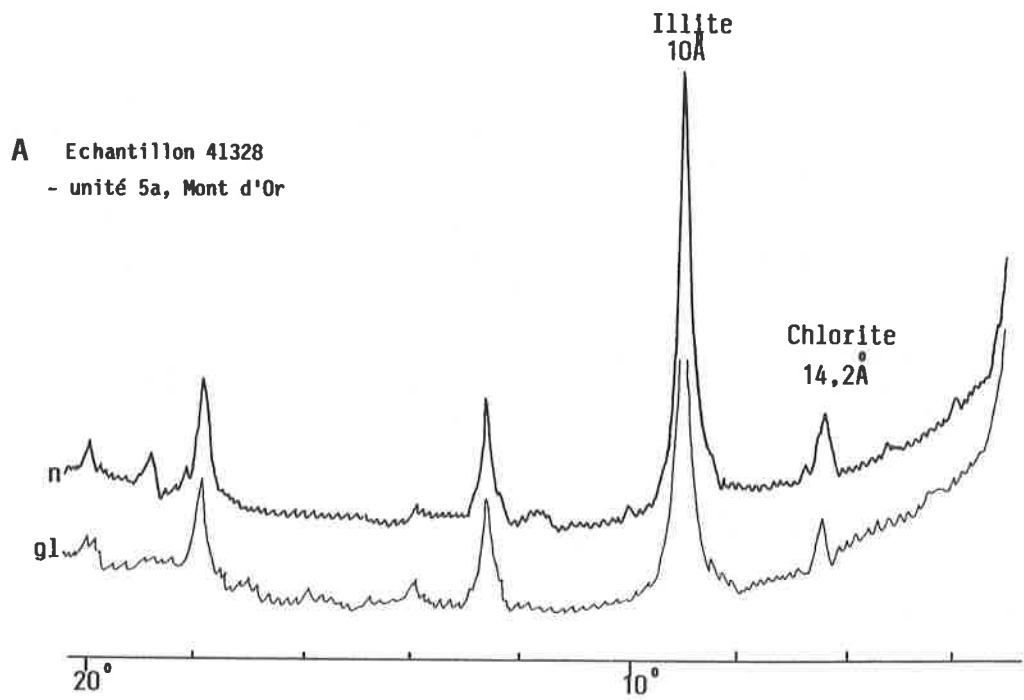


Figure 12: diffractogrammes caractéristiques, faciès à illite - chlorite
A- chlorite B- chlorite gonflante(14c-14G)

3.4 LES MINÉRAUX ACCESSOIRES

Les minéraux accessoires rencontrés dans la formation de Saint-Triphon sont les suivants:

- Les minéraux silicatés avec la silice, le feldspath potassique, l'albite; cités dans la littérature nous avons encore la tourmaline et la natronite.
- Les minéraux non silicatés avec le sulfate de calcium (gypse, anhydrite), la célestine, les oxydes de fer, la pyrite, la fluorine et l'apatite.

3.4.1 La silice

En importance, la silice vient en 4ème position, directement après la calcite, la dolomite et les phyllites.

3.4.1.1 Origine

La silice a deux origines principales, l'une allochtone avec les quartz et silicates détritiques, l'autre autochtone avec la silice dissoute dans l'eau de mer et les eaux de formation.

Les processus de concentration sont mécaniques pour les quartz détritiques, biochimiques et physicochimiques pour la silice dissoute et les silicates détritiques.

Parmi les processus biochimiques de concentration, nous en distinguons au moins deux qui sont intervenus dans la série étudiée:

- fixation de la silice par les éponges dont elle forme le squelette d'opale,
- précipitation induite par les schizophytes; ce phénomène a été décrit par MEIJERS (1971) et pourrait expliquer l'origine de certaines silicifications de la séquence liées à des tapis algaires.

Les processus physicochimiques de concentration et de précipitation peuvent être complexes; nous en énumérerons trois:

- la migration d'eau saturée en silice dans des zones (milieu) à ph acide peut favoriser la précipitation de la silice dissoute; nous en avons donné un exemple caractéristique dans le complexe barrière du profil du Rothorn, avec la précipitation conjointe de quartzine et de quartz (BAUD, 1975.),
- d'après SWETT (1969): la circulation de saumures magnésiennes dans des sédiments riches en illite favorise une libération de la silice qui précipite si le milieu est favorable (ph acide),

- enfin, la dissolution sous pression et la compaction sont des facteurs importants de concentration de la silice.

3.4.1.2 Observations au microscope optique

Nous avons distingués trois variétés cristallisées de silice: la calcédoine, la quartzine et le quartz.

La calcédoine, variété fibreuse à allongement négatif, apparaît essentiellement dans les silex; elle forme généralement de petites plages avec une disposition rayonnante des fibres.

La quartzine, variété fibreuse à allongement positif, a été découverte dans plusieurs niveaux du Membre des Andonces. Avec des fibres disposées radialement, elle peut former de petites concrétions millimétriques: les sphérules - en allemand les "Kügelchen" (GENGE 1958) ou "Sphärolithen" (MISIK, 1972). Ces sphérules sont fréquentes au-dessous et au voisinage du niveau à silex (4c); elles y apparaissent dans des calcaires micritiques, soit dispersées, soit alignées suivant une ellipse mimant le contour d'un silex (fig. 2 , pl. 28).

Comme la calcédoine, la quartzine peut se présenter sous forme de petites plages à fibres rayonnantes; elle apparaît ainsi dans le ciment de certains calcaires granuleux de la séquence S4 (en particulier dans les échantillons de l'écaille de Dré-veneuse) ou concrétionne des tests de brachiopodes (exemple in BAUD, 1975, fig. 5).

WEST (1964), FOLK et al. (1971) et SIEDLECKA (1972) ont montré le rapport étroit qui existait entre cette forme fibreuse de silice ("length slow chalcedony") et la présence de tendances évaporitiques. Or dans les échantillons 41021, 41159, 41160 et 41526 la quartzine remplace directement ou accompagne des pseudomorphoses de cristaux ou nodules de gypse; dans les échantillons S959, S960 et 41238, la quartzine s'est développée au voisinage d'un sulfate, la célestine. Nos observations confirment donc directement celles des auteurs cités. La liaison entre une phase diagénétique à tendances évaporitiques et cette variété fibreuse de silice nous permet, partout où nous allons rencontrer celle-ci, d'être attentif à cette particularité même si aucune autre évidence ne nous y prépare. La quartzine est un témoin important de l'évolution diagénétique des séries carbonatées. Nous avons illustré et décrit plusieurs exemples d'apparition de la quartzine in BAUD, 1975.

Quartz xénomorphes: nous pouvons distinguer, suivant le mode de gisement, les quartz d'origine détritique et les cristaux authigènes. Les premiers, en grains plus ou moins arrondis de la taille des silts et des sables, sont disposés en passées ou lits (rythmites) et accompagnés le plus souvent de paillettes de micas blancs; fréquents dans la séquence S1 et la base de la séquence S2, ils disparaissent plus haut et on ne les retrouve que dans la séquence S5.

Les quartz authigènes xénomorphes sont présents sous 2 formes: soit en amas crypto- à microcristallins - ils accompagnent alors la calcédoine pour former les silex -, soit en cristaux macrocristallins - dans ce cas, ils remplacent ou épigénisent des débris organiques; c'est une forme de quartz fréquente dans les niveaux granuleux de la séquence S4.

Le remplacement sélectif d'éléments figurés, en particulier des péloïdes, par le quartz représente un cas intéressant et très particulier. Dans l'échantillon 41525, tous les granules sont remplacés par du quartz macrocristallin et seul le ciment demeure carbonaté (fig. 1 pl.28); dans les échantillons 41331 et 41213, une partie des grains (péloïdes) sont épigénisés par du quartz microcristallin. Dans le complexe barrière du profil du Rothorn (4f) nous avons illustré un cas particulier de remplacement géopète de grains dissous par de la quartzine et du quartz xénomorphe (BAUD, 1975, fig. 6c).

Les silex: formés par de la calcédoine et / ou d'un agrégat de quartz microcristallins, ces concrétions apparaissent dans un ou plusieurs bancs de l'unité 4c; elles y sont très abondantes et forment un niveau repère.

Corps ovoïdes de dimensions moyennes comprises entre 5 et 10 cm, les silex peuvent atteindre 1 m ou plus de longueur pour une section de 10 à 20 cm; les plus beaux exemples ont été rencontrés à l'échelle du Wiriehorn.

Comme nous le verrons au chapitre 3 (3ème partie), l'abondance de la silice du niveau à silex est due au développement explosif des éponges siliceuses qui, en colonisant alors une partie des fonds marins, ont fixé de très grandes quantités de silice; durant la diagenèse, cette silice va en grande partie migrer pour former soit des concrétions, silex ou sphérules de quartzine, soit encore des cristaux isolés idiomorphes généralement bipyramidés (observation de résidus insolubles à la loupe binoculaire).

Quartz hypidiomorphes: un large développement de cristaux de quartz ipidiomorphes s'observe dans le complexe barrière de l'unité 4f, dans des calcaires granuleux; ces quartz peuvent former par endroits de véritables silicifications; la croissance de ce quartz s'est faite dans le ciment de calcite intergranulaire, autour et dans les tests de brachiopodes et même dans les articles d'encrines.

Quartz idiomorphes: ils sont généralement dispersés et isolés dans la pâte de la roche et ont une taille très variable, micro- à millimétrique; ils sont présents dans toute la formation et sont souvent difficiles à distinguer des albites authigènes; ils sont abondants au voisinage du niveau à silex et, comme les quartz ipidiomorphes, dans certains niveaux granuleux de l'unité 4f. Les stades de croissance des cristaux, soulignés par des inclusions carbonatées, sont parfois bien visibles dans certaines lames minces: l'échantillon 41018 illustre

particulièrement bien ce phénomène.

3.4.1.3 Données fournies par diffraction X

Les 3 variétés de silice observées au microscope ne peuvent pas être différenciées dans les diagrammes de diffraction X. La silice globale a été dosée semi-quantitativement sur roche totale (méthode des poudres, PERSOZ, 1969); dans les fractions insolubles, la hauteur du pic principal qui indique uniquement la tendance d'un échantillon à l'autre, a été systématiquement mesurée.

La silice dosée sur roche totale apparaît très nettement dans les échantillons de la séquence S1: de 2 à 16 % dans les dolomies et jusqu'à 32 % dans les niveaux pélitiques; à la base de S2, les calcaires en contiennent 1 à 2 %. Absente pratiquement du Membre du Lessus et de la base du Membre des Andonces, elle devient importante au voisinage du niveau à silex (unité 4c); elle réapparaît dans l'unité 5a (1 à 3 % dans les calcaires) pour devenir relativement abondante dans les pélites de l'unité 5b (3 - 12 %).

Silice dans la fraction insoluble: dans tous les échantillons analysés, on observe une diminution de la hauteur du pic principal entre la fraction 8 - 16 microns, la silice disparaît même complètement dans 17 fractions inférieures à 2 microns.

Nous avons reporté sur les tableaux synthétiques des figures 6 à 10, les valeurs de la teneur en quartz dosé semi-quantitativement. Les valeurs ne sont indiquées que lorsqu'elles dépassent 1 % (colonne 2).

3.4.2 Les feldspaths potassiques

La présence de feldspaths potassiques a déjà été signalée il y a plus d'un siècle dans les roches carbonatées du Trias (ROSE, 1861). Dans nos régions TOPKAYA (1950) décrit pour la première fois l'orthose et le microcline dans les résidus insolubles de calcaires et dolomies provenant du Trias des écaillés de la Grande-Eau, du Rocher du Midi et du Rocher Plat.

Nous n'avons pu individualiser les feldspaths potassiques en lames minces probablement en partie à cause de leur faible granulométrie, et ce sont les diagrammes de diffraction X qui les ont mis en évidence dans toutes les fractions 8 - 16 microns examinées. Ils apparaissent même dans les diagrammes de roche totale de l'unité la où ils peuvent représenter jusqu'à 3 % de la roche. Dans les fractions inférieures à 2 microns ils ne disparaissent que dans 15 échantillons qui proviennent essentiellement des unités 5a et 5b.

Les feldspaths potassiques prédominent largement sur l'albite dans la séquence S1 et un peu moins dans les séquences S2 et S5 alors que l'albite est nettement plus importante dans les séquences S3 et S4 (fig. 8, colonne 7).

D'après SWETT (1965) la circulation de solution riche en Mg dans des calcaires à illites favorise la formation de feldspaths potassiques et de quartz; cette hypothèse s'applique bien aux faits observés dans la série étudiée et permet d'expliquer la richesse en feldspaths potassiques des calcaires dolomitisés de la séquence S1.

Il est cependant possible qu'une partie des grains soient d'origine détritiques et seule la méthode de thermoluminescence provoquée permettrait de distinguer les formations authigènes (basse température) des formations détritiques (haute température).

3.4.3 L'albite

Ce minéral a également été décrit par TOPKAYA (1950) dans des échantillons provenant du Trias des Préalpes rigides. Contrairement aux feldspaths potassiques, l'albite est facilement détectable en lames minces où elle apparaît surtout dans les microfaciès micritiques. Les cristaux sont généralement idiomorphes et la taille moyenne est de 50 à 100 microns; les macles, peu fréquentes, sont celles de l'albite et de Karlsbad, et plus rarement la macle classique du Roc Tourné. De même que pour le quartz authigène certains individus montrent un ou plusieurs stades de croissance soulignés par des alignements d'inclusions carbonatées.

L'albite représente généralement moins de 1 % de la roche; cependant l'échantillon 41414 de l'unité 5a du Rocher du Midi contient plus de 10 % d'albite autigène dispersée dans la pâte micritique.

Dans les diagrammes de diffraction X, l'albite n'est apparue que dans les analyses des fractions insolubles; elle est pratiquement absente de la séquence S1, mais dès l'unité 2a elle devient un élément accessoire aussi important que le quartz et le feldspath potassique (1 à 2 %).

Les processus et les conditions de formation de l'albite dans les roches carbonatées sont encore mal connus. D'après KULKE (1975, 1979), l'apparition de l'albite est liée à des réactions de transformation des minéraux phylliteux dans le domaine de la diagenèse profonde.

3.4.4 La tourmaline

Toutes les données concernant la tourmaline dans les roches sédimentaires du Trias de nos régions ont été fournies par TOPKAYA (1950). Dans le Trias moyen des Préalpes rigides, cet auteur signale de la tourmaline dans les écailles de la Grande Eau, du Mont d'Or, du Rocher du Midi et du Rocher Plat (Vidmanette), mais la localisation précise des échantillons manque. Toutefois ceux du Rocher du Midi (sommet) et du Rocher Plat proviennent probablement de la Formation de Saint-Triphon. D'après TOPKAYA, les tourmalines de ces échantillons sont authigènes. De dimensions moyennens de 50 à 100 microns, elles montrent parfois de petites inclusions.

FUCHTBAUER et al. (1970) et KULKE (1975) indiquent que les tourmalines authigènes se trouvent fréquemment au voisinage d'évaporites qu'elles peuvent accompagner comme minéral accessoire. Leur présence peut être interprétée comme l'indice d'une phase de diagenèse à tendances évaporitiques.

Du zircon et du rutile ont été signalés par TOPKAYA (1950) dans les cornieules de la région de la Vidmanette.

3.4.5 La natronite

Cette zéolite a été déterminée par FAVRE & SCHARDT (1887) qui l'ont récoltée dans une fissure des calcaires du Mont d'Or. Malheureusement ni le gisement ni les échantillons n'ont été retrouvés.

3.4.6 Le sulfate de calcium

L'anhydrite et le gypse n'ont jamais été individualisés, ni en lames minces, ni aux rayons X, parmi tous les échantillons analysés; cependant, de nombreux indices attestent la présence passée, syngénétique ou diagénétique de ces 2 minéraux. Parmi ces indices, nous pouvons citer:

- la présence de pseudomorphoses de cristaux de gypses; celles-ci peuvent être abondantes dans certains niveaux dolomitiques; localement elles apparaissent dans les calcaires des unités 3a et 3f, dans les remplissages de terriers ou galeries de crustacés décapodes des séquences S3 et S4, ainsi que dans les calcaires du toit de l'unité 5a,
- la présence de pseudomorphoses de nodules de gypse (ou d'anhydrite); fréquentes dans les unités 1a, 1b, 2c, 3a et 5b (milieux marginolittoraux), elles sont aussi présentes dans certains niveaux de la séquence S4, en particulier dans les calcaires à physoporelles (unité 4a, profil du Wiriehorn) dans l'unité 4c (Saint-Triphon, Spillgarten, Rocher du Midi) et dans les dolocrètes du Lessus (unité 4a, Saint-Triphon),

- la présence de petits niveaux de calcite ou dolomite grossièrement spathique dont la texture mime les ondulations de lits d'évaporite; ces niveaux résultent d'une calcitisation du gypse et apparaissent à la base du membre de Dorchaux (unité 1b, milieu de marais maritimes).

Un autre indice, indirect, est celui de la présence d'un cortège de minéraux indiquant une ou plusieurs phases de diagenèse sous influence évaporitique; parmi ces minéraux, le principal est la célestine, un autre sulfate beaucoup moins soluble et que nous verrons au paragraphe suivant, les autres sont la quartzine, la fluorine et la tourmaline.

Vu sa grande solubilité, le sulfate de calcium n'a pas résisté aux conditions de diagenèse plus tardives et a été systématiquement remplacé, généralement par de la dolomite, qui, postérieurement et dans certains cas a été elle-même remplacée par de la calcite.

3.4.7 La célestine

Elle a été découverte en lames minces où elle apparaît sous forme de larges plages incolores qui ont un aspect chagriné. Avec des propriétés optiques voisines de celles de la barytine, ce minéral a nécessité une analyse sur poudre par diffraction X, analyse qui a confirmé le sulfate de strontium. Ce minéral a été rencontré dans des échantillons de l'unité 5a des écaillies de l'Eperon de Nant, de Saint-Triphon (aux Andonces), de la Grande Eau (Chalex), du Wiriehorn et du Rothorn; dans l'unité 2b des Spillgerten (Kienberg) et l'unité 4a et 4f du Wiriehorn et du Rothorn.

Elle apparaît sous plusieurs modes de gisement:

- a) Sous forme de cristaux authigènes idiomorphes; dans la Formation de Saint-Triphon ces cristaux sont pseudomorphosés par de la calcite, alors qu'un échantillon des calcaires rubanés sus-jacents (profil du Rothorn) montre la célestine encore présente; de dimensions millimétriques, ces cristaux ont généralement des faces incurvées ce qui indiquerait une cristallisation pré-compaction.
- b) Comme ciment dans des fentes de tassement du sédiment ("crumbly fracture"); chaque fente est remplie par une seule plage, xénomorphe.
- c) Comme ciment secondaire dans des vacuoles de dissolution et des cavités; c'est le mode de gisement préférentiel de la célestine: on la trouve d'une part dans les cavités internes et dans les vacuoles de dissolution des bioclastes et d'autre part dans les cavités d'origines diverses. Elle accompagne ou prend la place du ciment de deuxième génération constitué par de la calcite claire ou de la dolomite en petits cristaux équigranulaires ipidiomorphes; les plages de cé-

lestine sont de dimensions nettement supérieures à celles des carbonates et atteignent fréquemment le centimètre.

- d) Comme minéral de remplacement dans les granules et péloïdes: elle joue ici le même rôle que la dolomite; les grains montrent un remplacement centrifuge et seule une couronne micritique reste préservée autour de la plage circulaire, monocristalline de la célestine envahissante.
- e) Comme minéral de remplacement du ciment intergranulaire; elle pourrait représenter les vestiges d'un ciment gypseux et actuellement elle est remplacée partiellement par de grands cristaux de calcite claire.

La fig. 13 donne la localisation stratigraphique de la célestine et de la fluorine dans le Trias moyen des Préalpes.

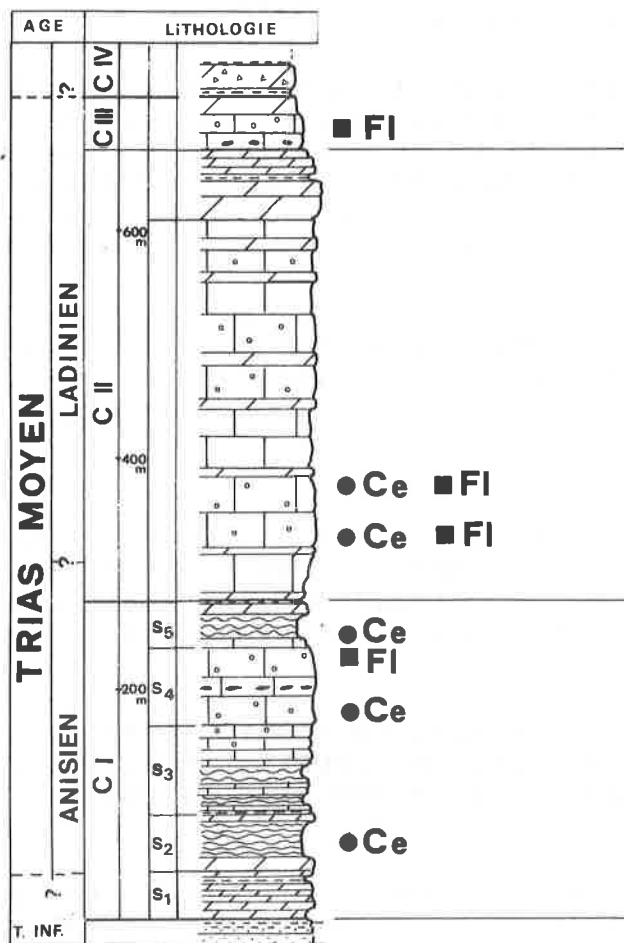


Figure 13: localisation stratigraphique de la célestine et de la fluorine dans le Trias moyen des Préalpes médianes rigides. Fluorine= Fl, célestine= Ce.

Pour aborder le problème de l'origine de la célestine, il existe au moins deux théories. La première a été présentée par l'école russe et en particulier par STRAKOV (1958); pour cette école, le dépôt du strontium s'est fait directement sous forme de sulfate, soit seul, soit accompagnant le gypse ou l'anhydrite, et il entre dans le cadre de l'évolution d'une série carbonatée vers un cycle évaporitique; un point de vue semblable a aussi été défendu par WEST (1964, 1973).

La deuxième théorie a été développée principalement par KINS-MANN (1969) et reprise par VEIZER & al. (1970); ces auteurs ont constaté, à la suite de MATHEWS (1966) que certaines aragonites étaient préférentiellement enrichies en Sr, ainsi que des calcites magnésiennes d'origine algaire, jusqu'à des quantités dépassant 10'000 ppm. Lors du remplacement des carbonates métastables par la calcite ou la dolomite, espèces minérales qui n'acceptent guère plus de 1000 ppm de Sr, les eaux de formation se sont enrichies fortement en strontium qui précipite alors, dès que le produit de solubilité est dépassé, sous forme de célestine, peu soluble.

Dans les zones de sédimentation actuelle, la célestine a été trouvée comme minéral de diagenèse précoce d'une part dans les lagons côtiers de l'Australie du SE et d'autre part dans certains sables carbonatés intertidaux d'Abou-Dhabi (EVANS & al. 1964) où elle accompagne un ciment riche en gypse. Ces auteurs envisagent les deux modes de formation, direct et indirect, dont nous avons parlé.

Dans BAUD (1975) nous présentons des exemples choisis du mode d'apparition de la célestine.

3.4.8 La fluorine

Le Trias est une période privilégiée en ce qui concerne les minéralisations en fluorine. En Europe centrale et occidentale, il est possible de distinguer au moins 3 domaines paléogéographiques importants qui sont propices à l'apparition diagénétique de fluorine:

- 1 - Les vastes domaines de transgression pelliculaire sur, ou en bordure des massifs hercyniens (COUREL, 1973, COUREL & al. 1975) avec une minéralisation des grès de base ou des dolomies.
- 2 - Le domaine des grandes plates-formes carbonatées peu profondes et plus ou moins confinées, avec une minéralisation rythmique (cf. TONA, 1973) ou minéralisation sélective dans les calcaires et les dolomies.
- 3 - Les remplissages karstiques intra-triasiques de certaines plates-formes carbonatées (cf. ASSERETO & al. 1977).

Dans la plate-forme du Trias moyen briançonnais qui correspond au deuxième grand domaine, nous avons découvert des concentrations de fluorine dans 2 niveaux calcaires, le premier dans l'unité 4f de l'écaille du Rothorn (description in BAUD, 1975) et le second dans le cycle III (couches à Costatoria goldfussi) de l'écaille du Wiriehorn. On trouve également de la fluorine dispersée dans les calcaires rubanés de l'écaille du Rothorn. Les plus anciennes minéralisations se trouvent donc dans l'unité 4f (base de l'Anisien supérieur) et pour les descriptions détaillées quant au mode de gisement et à l'origine du fluor, nous renvoyons le lecteur à la publication citée.

Nous indiquerons 3 régions où les minéralisations en fluorine se sont produites dans un environnement sédimentaire et diagénétique très comparable à ceux mis en évidence dans les Préalpes.

- Les calcaires de Wetterstein de la région de Bleiberg-Kreuz (BECHTÄDT, 1975), dans les Alpes de Carinthie.
- Dans les calcaires du Trias moyen de la région N d'Innsbruck (SCHNEIDER & al. 1975).
- Dans les calcaires du Trias moyen de la Sierra del Lujar (TONA, 1973).

Mais dans ces 3 régions, les concentrations en fluorine sont beaucoup plus importantes et elles sont accompagnées de minéralisation en barytine et en sulfures de Pb et Zn, ce qui n'est pas le cas dans les Préalpes, où seule la célestine accompagne dans certains cas la fluorine.

3.4.9 Les oxydes de fer

Dans les Rigides externes, les oxydes de fer sont peu fréquents. Cependant, les collines de Saint-Triphon nous ont montré un réseau complexe de fissures et cavités paléokarstiques que nous avons analysés (BAUD et MASSON, 1975) ; les oxydes de Fe y sont l'hématite et la goethite.

Ces oxydes ont un rôle plus important dans les Rigides internes où ils paraissent être en partie liés aux infiltrations épigénétiques provenant des formations rouges, continentales (bolus, sidérolitique) de la phase d'émersion Lias supérieur-Dogger. L'analyse du contenu d'une fissure minéralisée apparaissant dans la séquence S4 de l'écaille de la Coumatta a montré un remplissage constitué par de l'hématite massive. En dehors de ce contexte paléokarstique on trouve des oxydes de fer dispersés dans des calcaires et les dolomies. Ils résulteraient de l'oxydation de la pyrite.

3.4.10 La pyrite

Elle apparaît parfois en petits cristaux idiomorphes dispersés ou alors elle est directement liée à la matière organique et elle épigénise des débris végétaux, comme dans l'unité la à Chalex. Elle se développe le plus souvent dans les milieux confinés et elle peut former de véritables enduits dans les calcaires sombres de l'unité 5a, enduits bien visibles en particulier dans la carrière des Andonces de l'écaille de Saint-Triphon.

3.4.11 L'apatite et les composés phosphatés

L'apatite est le constituant principal des conodontes; c'est à ce titre qu'elle est présente dans la Formation de Saint-Triphon, essentiellement dans la séquence S4 (BAUD & al. 1968) soit au voisinage du niveau à silex (unité 4c).

Nous pouvons conclure à l'existence de composés phosphatés par la présence de dents de poissons qui en contiennent une certaine proportion et qui ont été trouvées dans toutes les séquences de la Formation de Saint-Triphon.

3.5 L'EVOLUTION DES PARAGENESES DES MINERAUX NON CARBONATES

Les unités la et lb sont caractérisées par la présence de quartz, feldspath potassique et micas silteux et par l'assemblage phylliteux à illite, chlorite et chlorite gonflante. La pyrite y est fréquente. Dès l'unité 2a apparaît l'albite qui sera dès lors présente dans pratiquement tous les échantillons; les smectites prennent la place de la chlorite gonflante.

Nous trouvons encore fréquemment le quartz et le mica détritique à la base de l'unité 2b, mais leur quantité (1 - 5 %) diminue vers le haut. Ces minéraux sont accompagnés par l'albite, le feldspath potassique, l'illite, les smectites mal cristallisées, la chlorite et la pyrite (rare); la célestine peut être localement abondante (5 - 10 %) dans les niveaux bioclastiques (rythmites) de l'unité 2b, puis elle est absente dans le Membre du Lessus pour réapparaître dès l'unité 4a.

Dès l'unité 3c, la proportion relative des smectites devient importante (30 à 50 % des phyllites) et la chlorite disparaît pratiquement pour réapparaître dès l'unité 5a. Les échantillons du Membre du Lessus sont pauvres en quartz et contiennent la paragenèse à albite, feldspath potassique, illite et smectite. On trouve le même assemblage dans la séquence S4 (Membre d'Andonces) avec en plus la célestine (surtout dans les unités 4a et 4f) et la fluorine (unité 4f); la quantité de quartz augmente fortement dans l'unité 4c (niveau à silex).

Dès l'unité 5a, les smectites sont à nouveau moins bien cristallisées et la chlorite réapparaît comme nous l'avons vu. La célestine est localement abondante et la pyrite fréquente. On retrouve le quartz en quantité significative dans l'unité 5b. L'assemblage de cette séquence S5 est constitué par le quartz, le feldspath potassique qui prédomine à nouveau sur l'albite (comme à la base de la formation), la célestine, la pyrite, l'illite, les smectites mal cristallisées et la chlorite.

DEUXIEME PARTIE

Les paléoenvironnements

2EME PARTIE : L E S P A L E O E N V I R O N N E M E N T S

Le but de cette deuxième partie est la reconstruction des paléoenvironnements et l'établissement de modèles qui tiennent compte des relations des unités faciales entre elles.

Chapitre 1 RECONSTITUTION ET CLASSEMENT DES PALEOENVIRONNEMENTS

1.1 CARACTERISTIQUES DE LA PLATE-FORME CARBONATEE BRIANÇONNAISE

Dans les reconstitutions que nous avons tentées précédemment (BAUD & MEGARD-GALLI, 1975) nous avons montré que la plate-forme carbonatée briançonnaise du Trias moyen se situait marginalement à la Téthys triasique, que les faciès océaniques et les faciès de bassin continental y étaient absents, de même que les grandes constructions récifales. Cette plate-forme a été bordée sur sa face occidentale et septentrionale par une terre émergée (seuil et terre vindéliciens) et sur sa face sud-orientale également par une zone haute, soit les seuils cottien et austro-alpin inférieur. Le domaine de sédimentation apparaît comme un vaste golfe de 100 à 150 km de large et au moins 600 km de long. Nous préciserons, en fin de ce travail (chap. 3, 4ème partie) le contexte paléogéographique et géodynamique.

Comme nous le verrons dans les chapitres suivants, la profondeur de sédimentation est faible et n'a probablement jamais dépassé 100 m dans les zones les plus profondes. Si les caractères généraux de cette cuvette subsidente montrent des analogies avec la cuvette germanique du Trias moyen, en revanche, les peuplements benthiques ont des affinités téthysiennes (alpines), ce qui indique des communications ou des ouvertures épisodiques vers cet océan.

Les caractères très particuliers de la plate-forme carbonatée briançonnaise ont pour conséquence des contraintes précises pour la reconstitution des paléoenvironnements, avec des modèles qui seront très différents des modèles dits téthysiens avec leur zonation classique en plate-forme interne puis externe, barrière récifale, talus et bassin.

1.2 CRITERES DE RECONNAISSANCE DES PALEOENVIRONNEMENTS

La reconnaissance des paléomilieus de sédimentation est basée sur la méthode actualiste, c'est-à-dire, la comparaison avec les milieux actuels. La comparaison avec les milieux anciens bien documentés, en particulier pour le modèle qui nous occupe avec les grands ensembles carbonatés du Paléozoïque supérieur, se révèle également très fertile.

Les deux séries de critères sur lesquels nous nous baserons sont des critères sédimentologiques et des critères paléo-écologiques.

Les critères sédimentologiques ont trait:

- à l'analyse séquentielle,
- aux structures sédimentaires inorganiques et organiques,
- aux textures exprimées dans les faciès et microfaciès,
- à la nature et au degré de conservation des éléments figurés,
- à la nature du ciment et / ou des sédiments matriciels,
- à l'ensemble des figures de diagenèse précoce,
- à la nature et la proportion de la fraction détritique terrigène et des minéraux accessoires.

L'analyse, l'inventaire et la signification des critères sédimentologiques ont fait récemment l'objet de nombreuses publications; nous ne les détaillerons pas ici, mais nous citerons quelques traités et travaux importants sur ce sujet: BATHURST (1971), BERTRAND (1969), ELF AQUITAINE (1975, 1977), FLUGEL (1982), HUMBERT (1976), LUCAS et al. (1976), MILLIMAN et al. (1974), PURSER (1980), READING (1978), WILSON (1975).

Les critères paléoécologiques sont d'un emploi plus délicat, la méthode actualiste nécessitant d'importants correctifs. Ces critères s'appuient:

- sur la reconnaissance directe ou indirecte de certaines espèces ou groupes index, par exemple les schizophytes,
- sur la variété des espèces qui composent un peuplement, soit les associations mono- ou polyspécifiques,
- sur la taille des espèces,
- sur la qualité des tests, par exemple minces ou épais chez les ostracodes.

Il va de soi que la reconstitution générale des paléomilieus nécessite l'utilisation du plus grand nombre de critères possibles.

1.3 LE CLASSEMENT DES PALEOENVIRONNEMENTS: PROPOSITION D'UN MODELE

Nous avons vu précédemment la spécificité de la plate-forme briançonnaise. Le modèle général et synthétique que nous proposons tient compte d'une part des contraintes particulières de cette plate-forme carbonatée marginale et d'autre part de l'ensemble des milieux de sédimentation que nous avons inventoriés. En nous déplaçant depuis le domaine émergé ou à influence continentale jusqu'au domaine marin distal nous définissons quatre grandes unités paléoenvironnementales (fig. 14):

- 1) Le complexe marginolittoral: il comprend, réparti sur de vastes aires, l'ensemble des milieux marginolittoraux (LEVY, 1979), milieux dont la salinité diffère sensiblement du milieu marin franc, et qui peuvent être soit sous-aquatiques, soit temporairement ou en permanence émergés.
- 2) Le complexe de plaine d'estran: c'est l'équivalent du "tidal flat" anglais; il comprend l'ensemble du domaine soumis à l'action des courants de marées. D'après le taux d'exondation des sédiments, il se subdivise en zones supratidales, intertidales et subtidales.
- 3) Le complexe barrière: il est constitué par des accumulations de sable carbonaté et très localement par des faciès construits formant une zone haute et limitant vers le large la plaine d'estran.

- 4) Le complexe pré littoral est le plus éloigné (distal). Nous le définissons comme une grande vasière ou lagune centrale de la plate-forme carbonatée, avec la rampe qui fait la jonction avec les complexes adjacents. Il correspond à cette partie de l'étage infralittoral qui se trouve déjà en dehors de l'influence prépondérante des marées mais qui reste sous l'influence des tempêtes et des ouragans. Le terme pré littoral que nous utilisons ici a un sens très différent de celui défini par PICARD (1967) et repris par MASSE (1976) comme synonyme de l'étage circalittoral.

Dans les chapitres suivants, nous allons décrire chacun des 4 complexes que nous venons de définir, suivre leur développement dans des profils caractéristiques et analyser les faciès, microfaciès, structures sédimentaires et diagénétiques types.

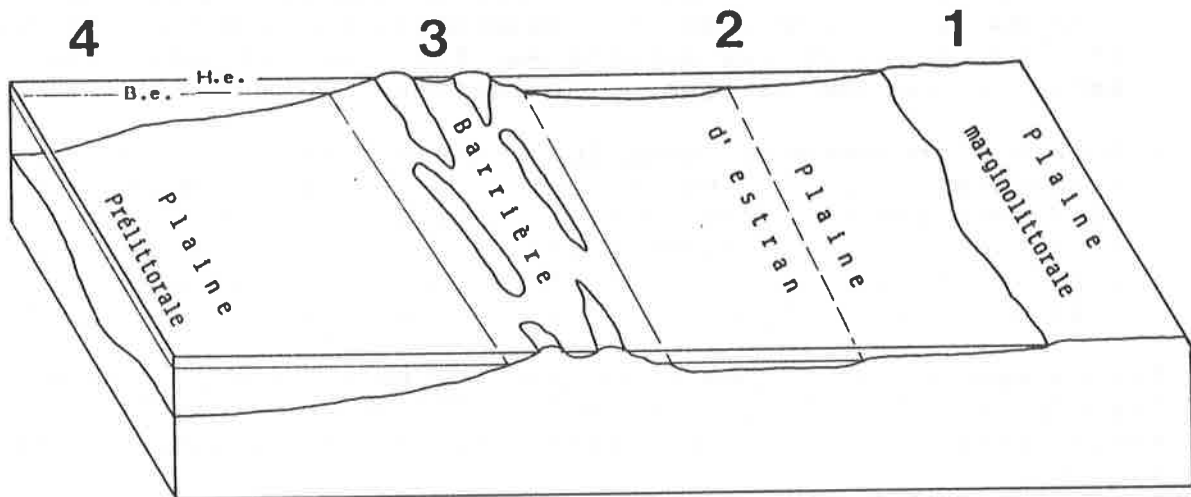


Figure 14: modèle général des paléoenvironnements de la Formation de Saint - Triphon. (H.e.= hautes eaux, B.e.= basses eaux).

1.4 STRUCTURES ORGANIQUES PARTICULIERES

Avant d'entrer dans la description des paléoenvironnements, nous voulons introduire d'abord plusieurs termes particuliers que nous utiliserons dans ce travail et qui ont trait à des structures et des textures d'origine organique particulière qui jouent un grand rôle dans la Formation de Saint-Triphon.

Le premier terme est celui de structure cryptalgale ("cryptalgal", AITKEN, 1967). Il désigne de manière générale les structures produites par les algues filamenteuses ou non squelettiques, les cyanophycées. Dans des travaux récents, BROCK (1976), FLUGEL (1977), MONTY (1982) ont montrés que les algues n'agissaient que rarement seules dans le contexte de la sédimentation carbonatée, et qu'il fallait considérer comme un tout la symbiose algue - bactérie dénommée cyano-bactérie ou schizophyte. Les nombreuses structures sédimentaires produites par ce groupe ont trait:

- soit à la stabilisation des sédiments par des tapis de cyanobactéries, on parlera alors de tapis algale, de stromatolite ou de platier géant à stromatolite suivant la dimension et l'extension de ces structures; les textures seront les laminites ou laminations cryptalgales;
- soit à l'encroûtement dans les biohermes et biostromes: les structures et les textures sont très variées et nous en décrirons quelques-unes dans les chapitres 4 (2ème partie) et 3 (3ème partie); MASSE (1979) a donné une revue de ces structures dans le Crétacé inférieur et il propose pour celles-ci la dénomination de schizophytoïdes.

Par extension, nous appellerons particules schizophytoïdales, les éléments figurés qui proviennent du démantèlement ou du remaniement des sédiments à structures d'origine cyano-bactérienne.

Dans ce travail, nous utiliserons pour les descriptions dans un sens très général le terme de cryptalgale, et pour les désignations plus précises d'objets biosédimentaires d'origine cyano-bactérienne l'appellation de schizophytoïde.

Il est un nouveau terme que nous introduisons dans ce travail, c'est celui de cryptospongiaire. Il désigne des structures énigmatiques caractérisées par des calcilutites riches en spicules calcitisés. Nous décrirons dans les chapitres 3.2 et 3.3 (3ème partie) les principaux morphotypes et morphostructures que nous avons découverts et que nous rangeons sous cette dénomination.

Si le décryptage des structures cryptalgales (AITKEN, 1967) a pu bénéficier des apports de l'actualisme, il ne peut pas en aller de même pour les structures cryptospongiaires car il

n'existe pas d'équivalents actuels. Mais des recherches très récentes en particulier dans des carbonates paléozoïques montrent l'importance méconnue parce que cachée de certaines catégories d'éponges, ceci en particulier dans l'édification de monticules de boue ("mud mound", cf. BOURQUE, 1983). Nous pensons que ce champ de recherche de la mise en évidence de structures cryptospongiaires ne fait que débiter et que bien des structures micritiques énigmatiques des carbonates de plate-formes paléozoïques ou mésozoïques précoces trouveront là une explication.

Chapitre 2 LE COMPLEXE MARGINOLITTORAL

2.1 INTRODUCTION

En dehors de l'arrière côte ou zone émergée en permanence (supralittorale), trois pôles ou tendances principales caractérisent le complexe marginolittoral:

- les vasières littorales paraliques;
- les platiers géants à stromatolites;
- les marais maritimes, évaporitiques ou subévaporitiques.

Suivant le modèle représenté à la fig. 15, nous allons décrire chacune de ces tendances qui s'est manifestée à un moment ou l'autre du développement de la plate-forme carbonatée, et qui y a laissé son empreinte particulière.

Le complexe marginolittoral apparaît dans 2 grands contextes différents, qui peuvent d'ailleurs se rejoindre, l'un transgressif à la base de la Formation et à la base de chaque Membre, ainsi que de certaines séquences, l'autre, régressif, dans les grands niveaux d'émergence qui apparaissent au toit des Membres de Dorchaux, du Lessus et des Andonces. Nous décrirons ces niveaux d'émergence à la fin de ce chapitre. La figure 16 nous donne la place du complexe marginolittoral dans les profils lithologiques.

2.2 LES VASIERES LITTORALES, PARALIQUES

Ce type d'environnement est caractérisé par une succession de dépôts carbonatés autochtones et allochtones d'origine marine à dolomitisation syngénétique, et de dépôts détritiques terrigènes fins à débris de végétaux d'origine continentale. Il n'apparaît que dans la phase transgressive à la base du membre de Dorchaux, c'est-à-dire à la base de la série carbonatée du Trias briançonnais (unité la).

Il se distingue des autres environnements marginolittoraux par le faible développement des structures algo-sédimentaires (ceci certainement à cause de l'afflux périodique d'un détritisme argileux), et par la présence d'éléments squelettiques variés qui témoignent d'influences épisodiques d'eaux marines à salinité normale. Nous avons 3 groupes de faciès alternants: Les dolomies, les marnes dolomitiques et les pélites. Ces dernières ont été analysées (cf. chap.3, 1ère partie) et elles con-

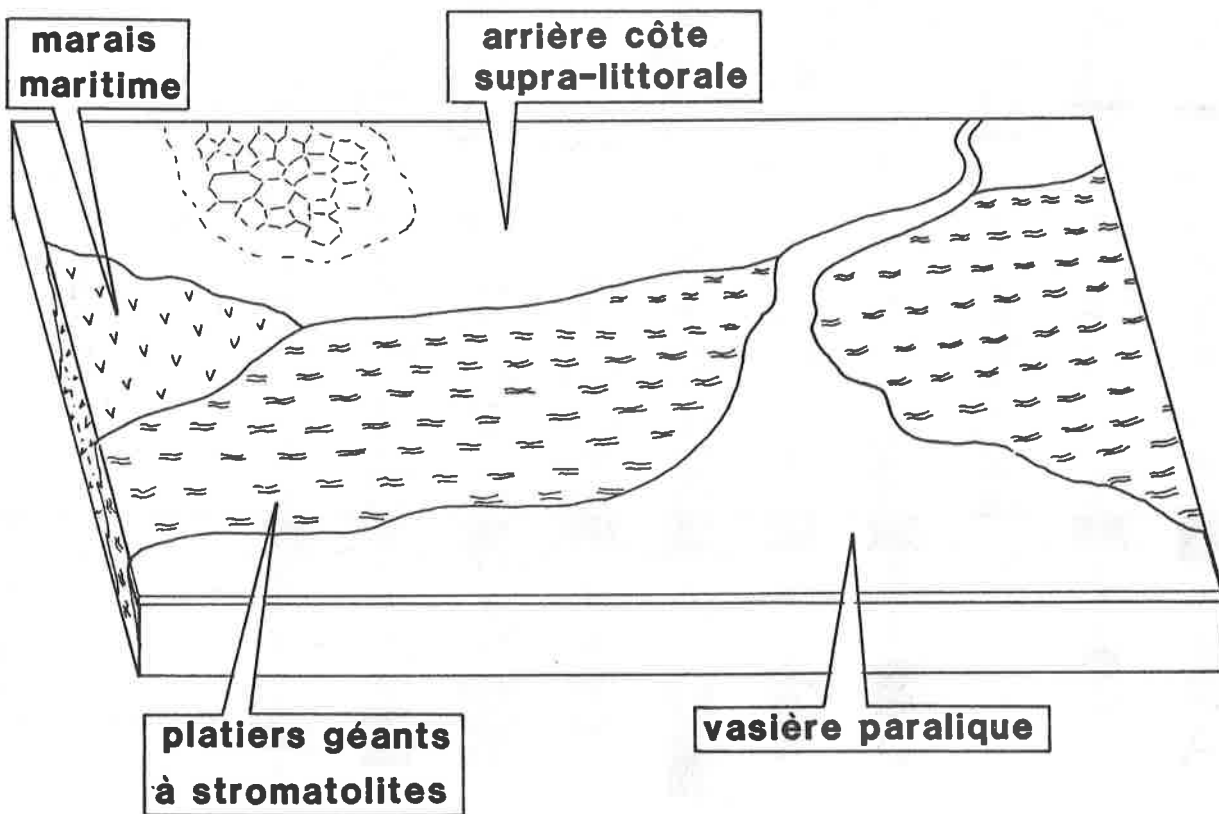


Figure 15: milieux de dépôts du complexe marginolittoral .

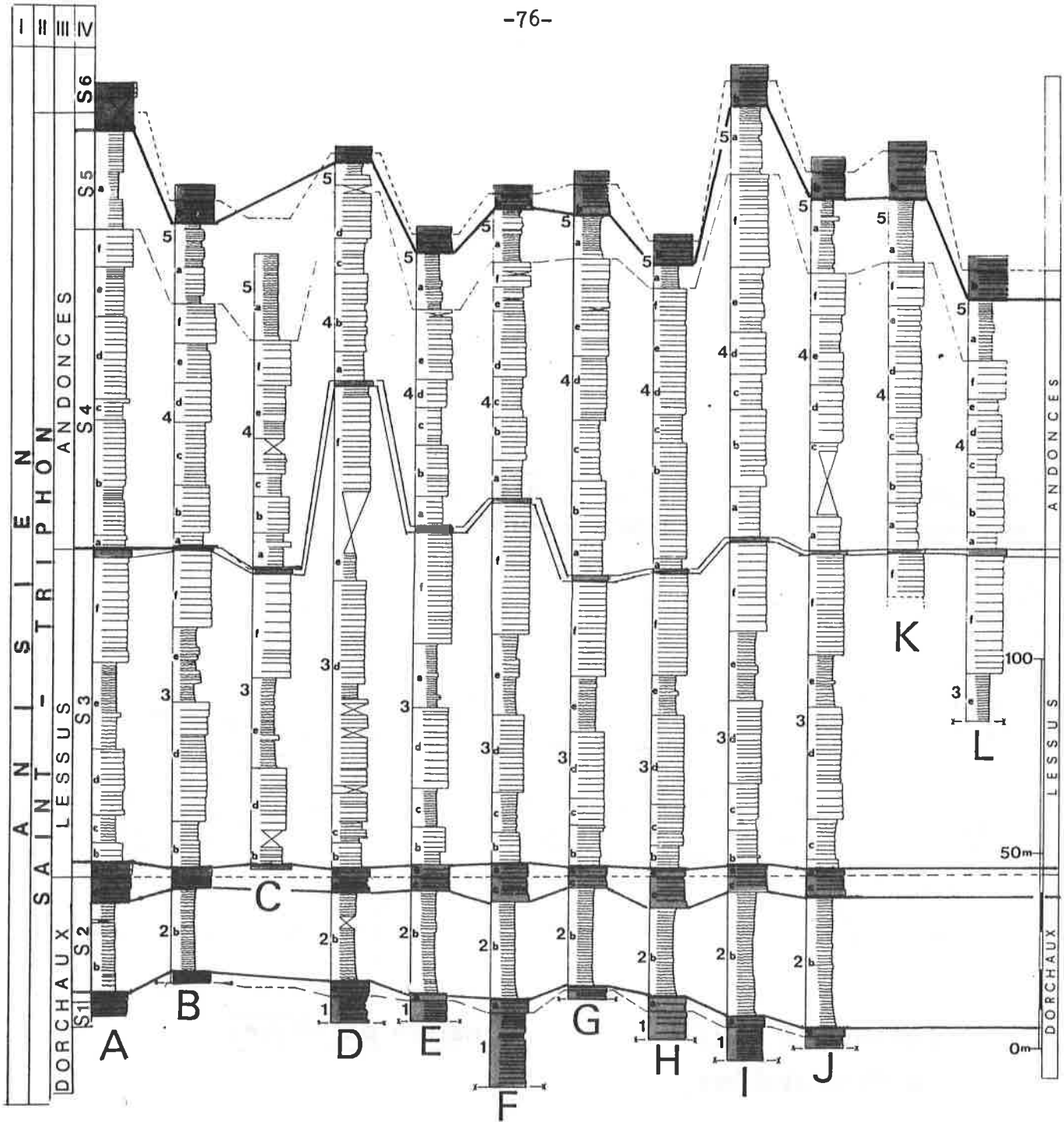


Figure 16: extension stratigraphique du complexe marginolittoral (en grisé). La localisation des profils A à L est indiquée in fig. 1 & 5 .

tiennent du quartz crypto-cristallin (jusqu'à plus de 30 %) et des argiles avec de l'illite et de la chlorite gonflante. Les marnes dolomitiques contiennent le même cortège argileux. Nous avons toutes les transitions entre les marnes dolomitiques et les dolomies franches, avec les faciès de dolomies micacées, dolomies quartzieuses, dolomies marneuses à débris végétaux, dolomies à débris d'os de petits reptiles et dents de poissons, dolomies à crinoïdes et dolomies à lingules.

Parmi les structures sédimentaires nous avons noté: les rythmites qui sont des structures de dépôts et les figures de charges, qui sont des structures de déformation synsédimentaires souples.

Les rythmites sont constituées par des petits niveaux de calcarénites (fig. 1 et 2, pl. 1) parfois granoclassées qui viennent interrompre périodiquement une sédimentation de nature boueuse (vase dolomitique). Ce type de dépôts, que nous verrons se développer sur la plaine d'estran et surtout sur les fonds du large (complexe pré littoral; cf. chap. 5.3), est de nature instantanée et a pour origine le transport en masse de sédiments, vers le littoral dans le cas présent, ceci par des courants exceptionnels créés lors de très fortes marées, de tempêtes ou de cyclones. La faible épaisseur, de l'ordre du cm, de ces rythmites, ainsi que l'absence de faunes semblables dans les boues autochtones nous indique une source d'apport relativement éloignée.

Nous avons illustré (fig. 5, pl. 1) une figure de charge d'un niveau de dolarénite dans un niveau riche en argile (couleur foncée). Ce type de déformation souple a été décrite en détail par SCHWARZ (1970) dans des séries du Wellenkalk d'Allemagne du sud.

Parmi les textures bio-sédimentaires, nous avons d'une part, dans certains niveaux de dolomie, des laminations discrètes qui pourraient avoir une origine algo-bactérienne et d'autre part de grosses bioturbations (fig. 3, pl. 1) qui sont des galeries d'organismes fousseurs dans une vase dolomitique riche en argile.

Les microfaciès sont relativement peu variés. Nous avons les boues dolomitiques, mudstone, sans éléments figurés, avec parfois de la pyrite et du quartz dispersés. Ces mudstones peuvent être soit autochtones, soit transportés comme les calcarénites. L'autre microfaciès relativement fréquent est justement celui de ces petits niveaux de calcarénites, soit un packstone à intraclastes, crinoïdes, ostracodes, petit lamelli-branche costulé (*Myophoria* sp.), foraminifères, ainsi que des micas et des quartz silteux (fig. 1, pl. 1).

Les séquences de dépôt de ces vasières littorales sont conditionnées par:

- 1) les apports de sédiments fins venant du continent (argile, silt) arrivant sous forme de décharges dues à un événement climatique, par exemple des pluies saisonnières;

- 2) les apports de sédiments venant du large sous l'effet des tempêtes, soit les boues et sables bioclastiques mêlés parfois à des sables quartzo-micacés fins.

L'alternance est centimétrique à décimétrique et nous avons la succession suivante, toujours en faciès dolomitique:
- marnes et argilites (ou pélites), - mudstone, - packstone à intraclastes et matériel squelettique (fig. 4, pl. 1).

2.3 LES PLATIERS GEANTS A STROMATOLITES

Les stromatolites, constructions bio-sédimentaires, ont fait l'objet de nombreuses descriptions détaillées récentes, soit dans les milieux anciens, soit dans les milieux actuels. Nous citerons deux ouvrages importants: "Stromatolites" de WALKER (1976) et "Fossil Algae" de FLUGEL (1977). De nombreux auteurs ont montré le rôle très important joué par les bactéries à côté des cyanophycées dans les constructions carbonatées. Les termes de Spongiostromata et de Porostromata de PIA (1927) ont été remplacés par schizophytoïdes (de schizophytes, embranchement regroupant les Cyanophytes et les bactéries, MASSE, 1976). Ce dernier auteur distingue, dans sa fig. 97 :

- les formes libres, soit les bothrolites et les oncholites;
- les formes fixées laminaires ou stromatolites s.l., soit les tapis, feutrages, mattes ou platiers algaires (schizophytoïdes); ce sont les "algal mats" des auteurs anglophones;
- les formes fixées non laminaires.

Dans la Formation de Saint Triphon, nous avons découvert et mis en évidence le grand développement épisodique des structures laminaires de type stromatolite. La fig. 17 nous indique la place occupée par ces platiers géants dans la série lithologique. Les faciès stromatolitiques du complexe marginolittoral sont toujours dolomitisés. Ils présentent des laminations planes ou ondulantes, souvent irrégulières, dont l'espacement va de quelques dizaines de microns jusqu'au mm et sur lesquelles se surimposent diverses textures diagénétiques telles que des figures d'extension ou de bréchification, des microcavités d'origine diverses, des stylolites etc.. Les stromatolites peuvent également apparaître dans d'autres milieux et aussi sous faciès calcaire. Nous verrons quelques cas dans les chapitres suivants. Nous avons illustré quelques exemples de faciès et microfaciès à la pl. 2.

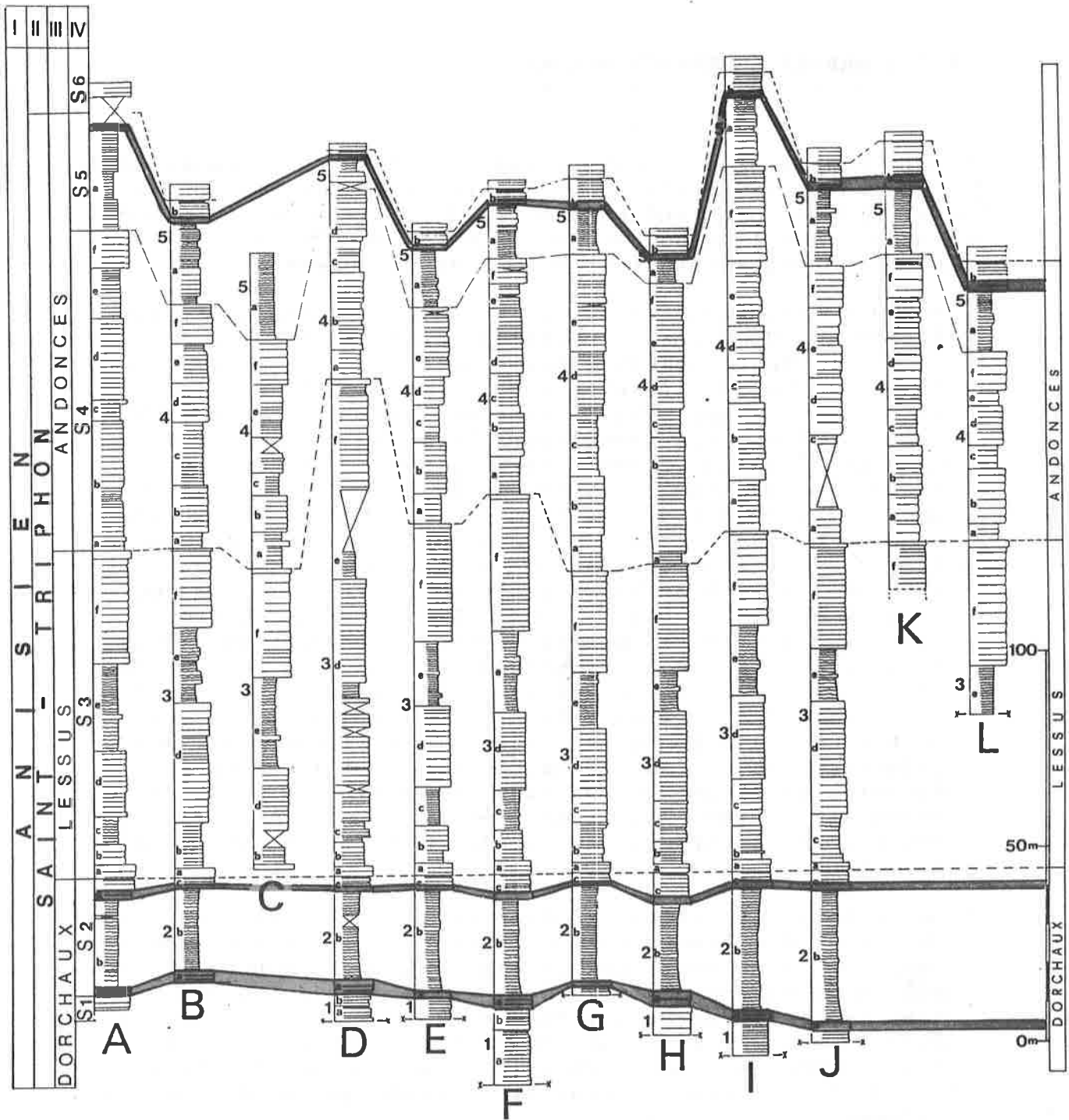


Figure 17: extension stratigraphique des platiers géants à stromatolites (en grisé). La localisation des profils A à L est indiquée in fig. 1 & 5 .

2.4 LES MARAIS SUBEVAPORITIQUES

Le pôle évaporitique complet, avec le dépôt de gypse et anhydrite massifs ne se réalisera jamais dans la Formation de Saint-Triphon. Des tendances subévaporitiques apparaissent cependant dans la base transgressive du Membre de Dorchaux. Dans ces dolomies inférieures nous avons observé :

- a) Des dolomies vacuolaires; c'est le cas de l'échantillon 41372b qui provient du profil de Plan de l'Etalle (Rocher du Midi), tout près du contact avec les cornieules du plan de chevauchement. Il s'agit d'une dolomie fine, riche en argile (mudstone) avec de petites cavités (mm à mm) réparties de manière irrégulière (fig. 3, pl. 3). La dolomite géodique qui colmate partiellement ces vacuoles est en voie de dédolomitisation sur la surface des cavités. Nous interprétons celles-ci comme étant à l'origine des nodules d'évaporite qui ont été dissous. Dans les vides il y a eu cristallisation de cette dolomite géodique qui elle-même a créé un halo de dédolomitisation à son pourtour. A la fig. 1 (pl. 3) les petites taches claires ont la même origine (petits nodules d'évaporites), mais dans ce cas il y a eu remplacement direct du sulfate par le carbonate. Dans l'échantillon 41372a (fig. 4, pl. 3) nous avons des argiles très finement laminées qui surmontent de la dolomie vacuolaire. Les vacuoles ont pour origine, dans ce cas, la calcitisation d'éléments de dolomies argileuse rendue ainsi pulvérulente par cette dédolomitisation. Nous interprétons la matrice de dolomie noire comme le produit de remplacement d'une matrice évaporitique.
- b) Des niveaux de calcaire à gros cristaux de calcite spathique et à éléments dolomitiques s'intercallant dans les bancs de dolomies fines. La fig. 2 (pl. 3) montre le faciès d'un de ces niveaux (éch. 41378) qui a été découvert dans le profil de Plan l'Etalle (Rocher du Midi). Ce faciès très curieux au sein des dolomies fines est interprété comme le produit de transformation de l'anhydrite par de la calcite en cristaux millimétriques, équigranulaires.

Les tendances subévaporitiques apparaissent également dans les grands niveaux d'émersion; nous les verrons au paragraphe suivant. Le fait que le complexe marginolittoral réapparaisse périodiquement dans la Formation de Saint-Triphon a eu des conséquences certaines dans les transformations diagénétiques. Nous en décrirons quelques manifestations lors de l'analyse des autres complexes paléoenvironnementaux.

2.5 LES GRANDS NIVEAUX D'EMERSION

Nous allons retrouver dans ces niveaux tour à tour les tendances vers les marais subévaporitiques et vers les platiers stromatolitiques, avec, en plus, des textures propres d'exondation et des passées de détritiques terrigènes fins. Suivant le confinement, les conditions climatiques, la présence ou non d'eaux météoriques et de végétation, nous aurons 2 types principaux de séquences émerives que nous examinerons successivement, en décrivant les faciès, les structures sédimentaires et diagénétiques. Le contexte géodynamique et eustatique de ces grandes émerions sera abordé en 4ème partie (chap. 2).

2.5.1 Séquence d'émerion en milieu confiné

Ce type de séquence du complexe marginolittoral apparaît deux fois dans la Formation de Saint-Triphon (fig. 18): la première au sommet du Membre de Dorchaux et la seconde au sommet du Membre des Andonces. La fig. 19 A illustre la séquence émerive relevée à Dorchaux (Mont d'Or). La séquence débute presque toujours par l'installation d'un vaste tapis à stromatolites (a). Les autres faciès principaux sont :

- les dolomies à pseudomorphoses de nodules ou cristaux d'évaporites (b), faciès semblable à celui de la fig. 1, pl. 3),
- les brèches dolomitiques intraformationnelles, ou
- les brèches à galets plats et à cupules (c),
- les argilites rouges, vertes ou noires (d).

La succession (a), (b), (c), (d) est celle de la séquence virtuelle (fig. 19 B). Parmi les structures sédimentaires et diagénétiques précoces nous examinerons d'abord les structures de déformation (atectonique) puis les autres structures. Nous présentons 2 exemples de déformation souple ou mixte:

- le premier est illustré à la fig. 1, pl. 4. Nous y voyons le plissement à petite échelle de niveaux de dolomies et d'argilites noires repris par des déformations cassantes. Ces structures sont interprétées comme la réponse à un déséquilibre interne d'un sédiment multicouche saturé en eau à contraste de viscosité moyen à fort (cf. chap. 5/4, 2ème partie);
- le second exemple (fig. 1, pl. 5) a été découvert dans le profil du Lac Blanc (Vanoise, France) avec Mme J. Mégard-Galli. Nous avons, en série renversée, un banc de dolomie jaune avec un pli métrique en genou qui s'accroît pour se casser vers l'extérieur et qui montre au coeur des replis et une bréchification syngénétique (fig. 2, pl. 5).

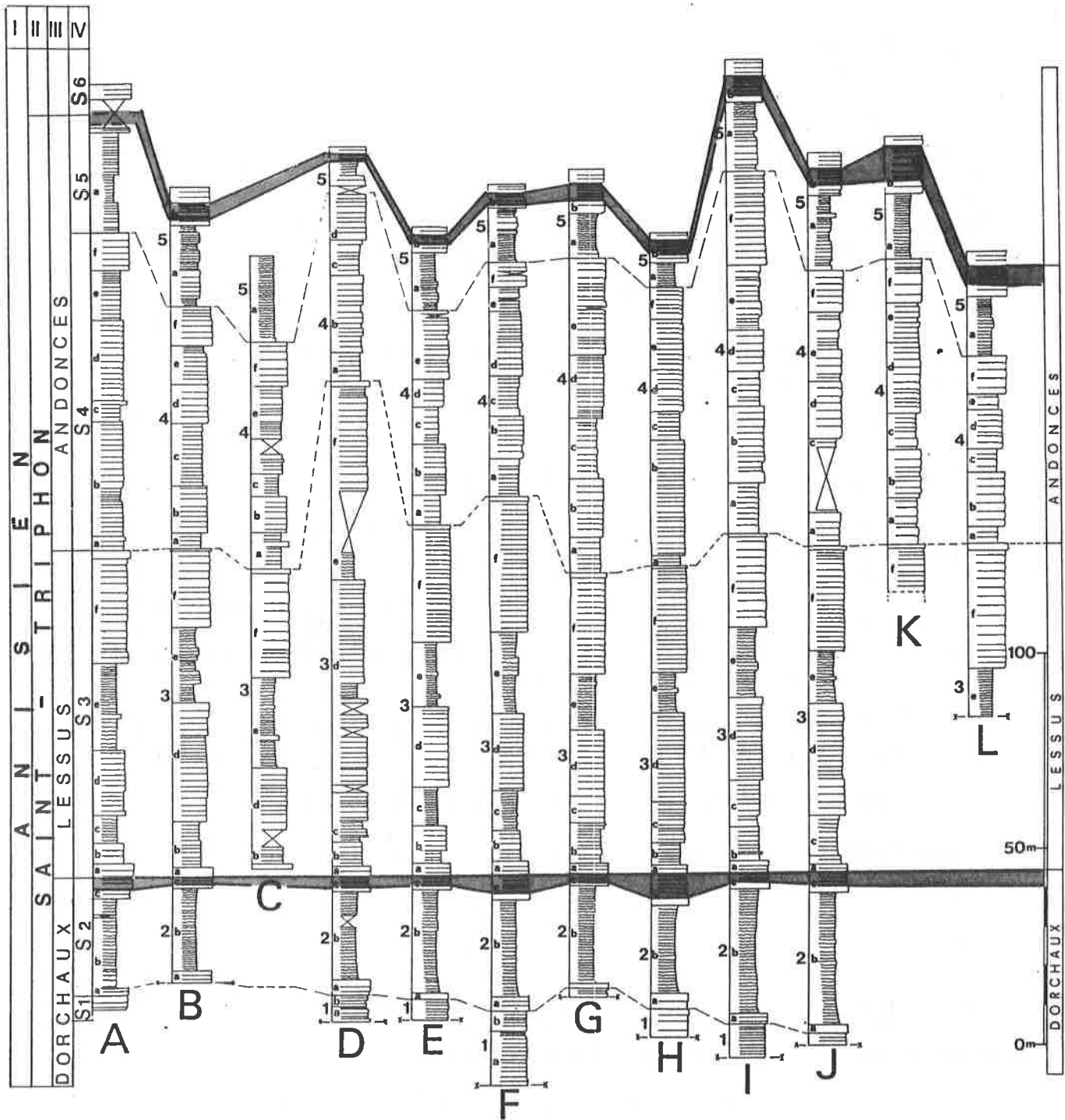


Figure 18: localisation stratigraphique des grands niveaux d'émergence, confinés (en grisé). La localisation des profils A à L est indiquée in fig. 1 & 5.

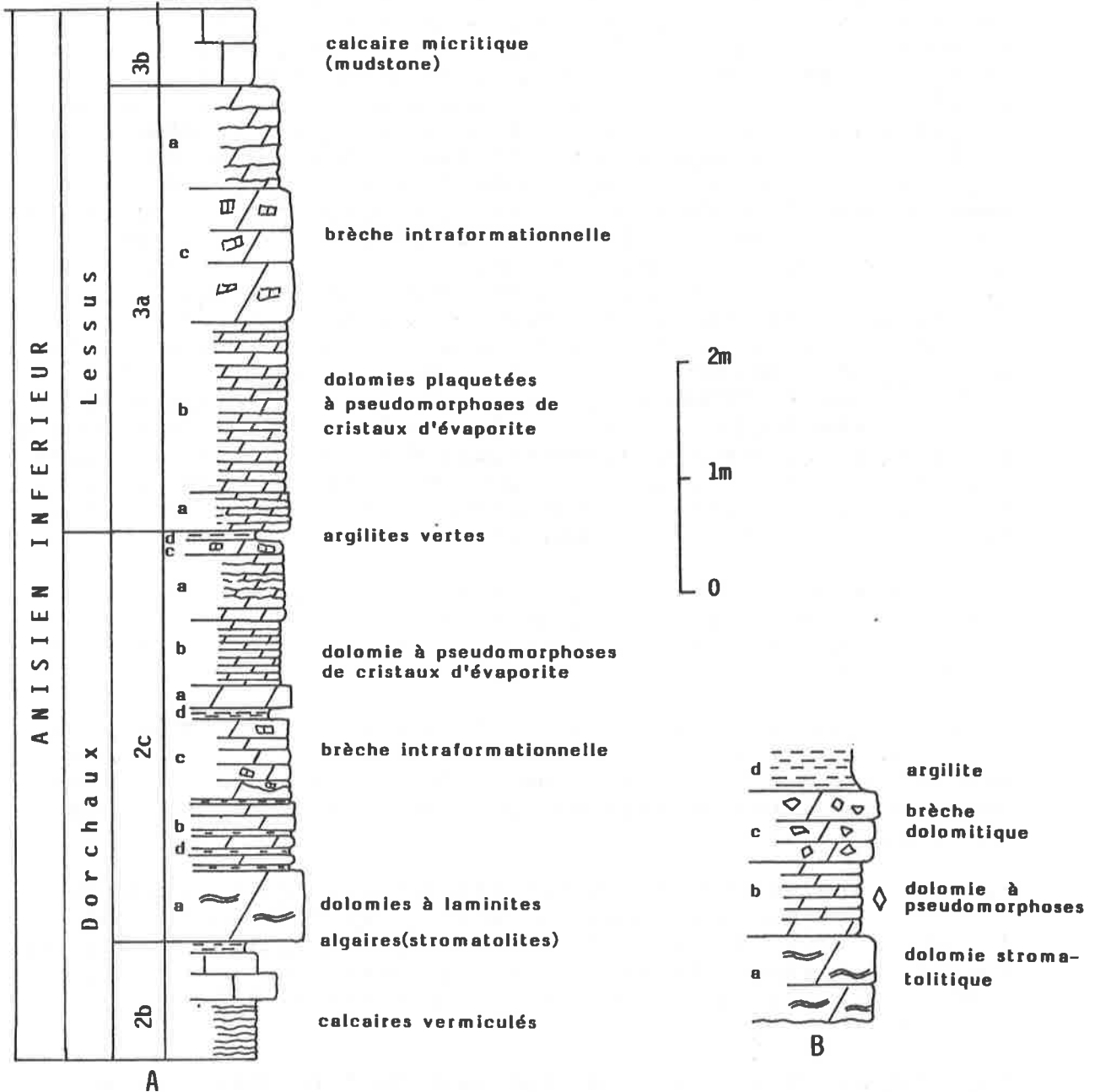


Figure 19: A- niveau d'émergence (unités 2c et 3a) relevé à Dorchaux (Mont d'Or)
B- séquence virtuelle d'un niveau d'émergence en milieu confiné .

Cette figure n'est pas sans analogies avec les "tentes indiennes" (tepee) dérites dans les sabkhas du Golfe persique (EVAMY, 1973, PURSER, 1980) et dans les milieux anciens (SMITH, 1974, BURRI et al. 1973, ASSERETO, 1977). Ces structures ont pour origine des déformations dues à des forces d'expansion par dilatation thermique et cristallisation interne.

Les déformations cassantes peuvent procéder d'au moins 2 mécanismes différents, soit les forces de contraction dues à la dessiccation, soit les déséquilibres internes dans un sédiment multicouche à fort contraste de viscosité (lithification différentielle, cf. chap. 5.4). Les figures de dessiccation les plus spectaculaires ont été observées dans la même localité et peu au-dessus du pli métrique précédemment décrit (Lac Blanc, Vanoise). Nous voyons à la fig. 4 (pl. 4) un réseau polygonal de fente à remplissage dolomitique, ici en relief à cause de la position inverse des couches alternantes de dolomies fines et pélites noires. Au voisinage, fig. 3 (pl. 4) apparaissent des amas de brèches dolomitiques hétérométriques, brèches de remaniement des polygones démantelés, et brèches de disjonction sur place du banc écartelé, (brèche intraformationnelle). Un type de brèche semblable a été illustré par BOTTERON (1961, fig. 3). Nous avons retrouvé dans la même écaille (Mont d'Or) et dans le même niveau, mais en sondage des brèches dolomitiques à bancs et lits facturés donnant parfois de longs galets ou éléments anguleux plats nageant dans une matrice d'argilite verte et de dolomie fine (fig. 2, pl. 4 et fig. 5, pl. 2).

Un autre type de déformation cassante est illustré à la fig. 1 (pl. 3). Surmontant des argilites, un petit niveau de dolomie est affecté par un système de microfailles d'extensions, synsédimentaires.

Parmi les autres structures sédimentaires, nous signalerons: des figures d'injection de matériel argilitique rouge dans des niveaux disjoints de dolomie (fig. 5, pl. 4), ainsi que des niveaux lenticulaires de dolomies interprétés comme remplissage de chenaux.

Les principales structures biosédimentaires sont celles dues à l'activité des schizophytes. Nous avons déjà noté le développement très important des structures laminaires fixées. Les formes compactes sans cavités ni vacuoles sont les plus courantes; nous les avons décrites et illustrées à la fig. 3 (pl. 2).

La présence de petits lits (laminae) de dolosparite grossière, équigranulaire (fig. 6, pl. 2) est interprétée comme le produit de la transformation (remplacement) d'évaporite par de la dolomite. Nous aurions là le cas d'une influence évaporitique directe sur le platier stromatolitique. Un cas peu fréquent de stromatolite en dômes de type LLH-C (LOGAN et al. 1969) a été découvert dans le niveau d'émersion du

sommet de la Formation, dans l'écaille de la Grande-Eau. Les dômes ont une hauteur et un diamètre égal, compris entre 5 et 7 cm.

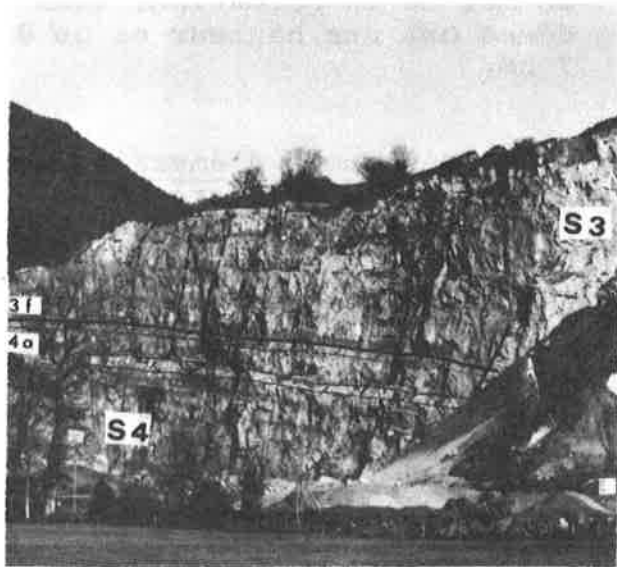
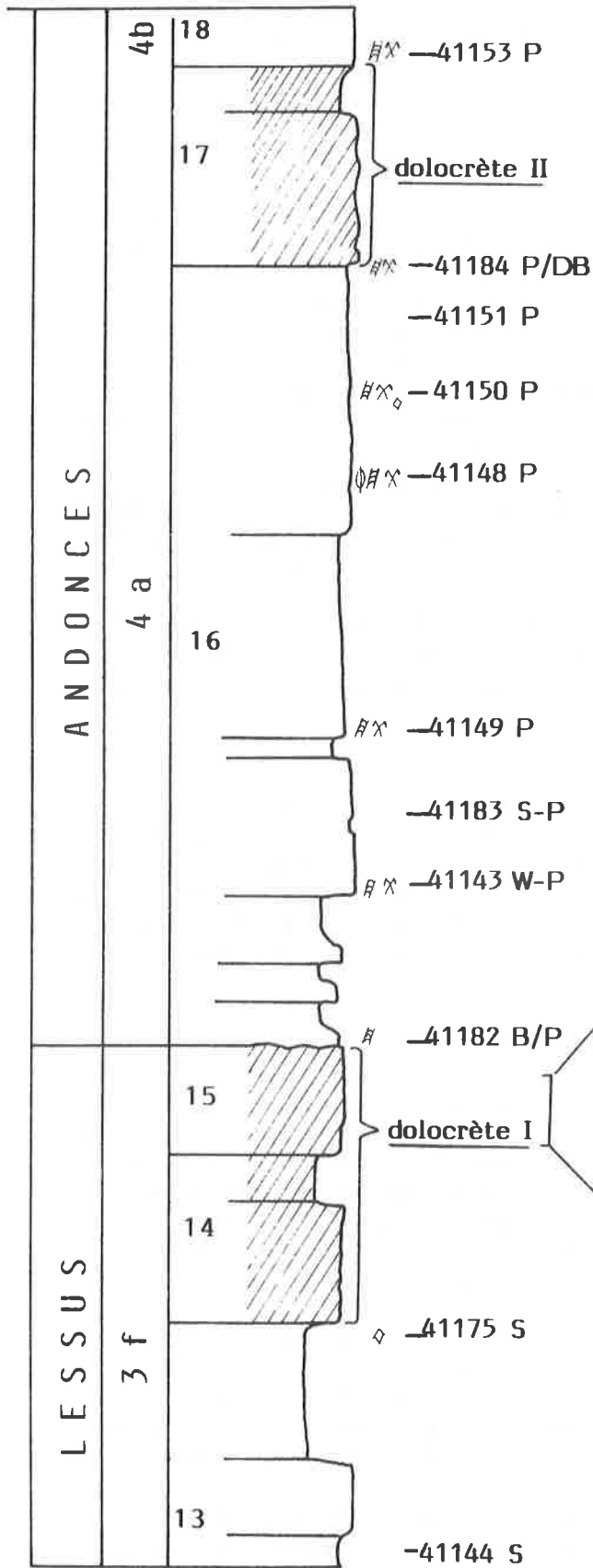
2.5.2 Séquences d'émersion en milieu schizohalin: les croûtes dolomitiques (dolocrètes)

Le milieu schizohalin a été défini par FOLK in FOLK & al. (1974) comme une alternance, durant la sédimentation et la diagenèse précoce, d'influences sursalées et météoriques ceci tour à tour par des eaux hyper- et hyposalines. Comme nous le verrons, c'est ce type de milieu qui prévaut au sommet du Membre du Lessus et qui va conditionner les textures particulières de ce niveau d'émersion, marginolittoral par sa grande extension. Le profil détaillé que nous donnons (fig. 21) a été relevé dans la carrière du Lessus fig. 20 (Saint-Triphon). Nous avons dénombré, parmi les nombreux faciès et microfaciès qui composent cette succession, 5 catégories principales de croûte, partiellement ou entièrement dolomitiques :

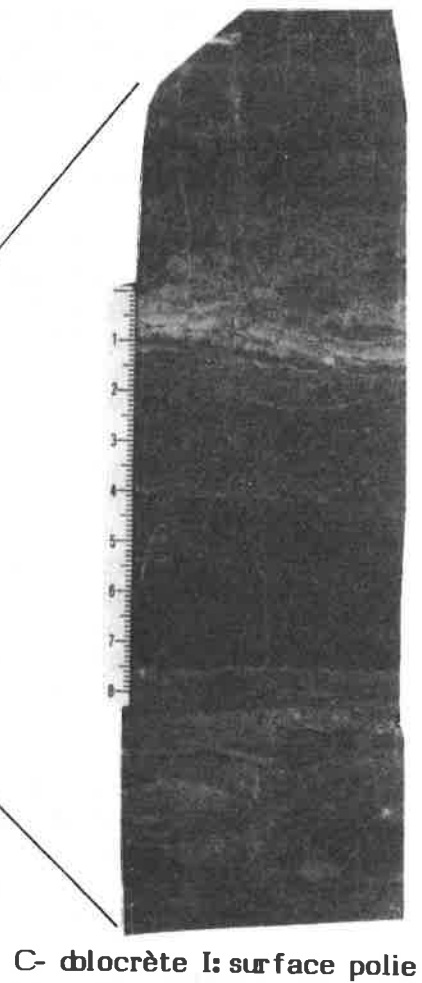
a) Les croûtes laminées; elles se caractérisent par des alternances millimétriques à micrométriques de laminites de nature diverse parmi lesquelles nous relevons les textures suivantes :

- les laminations diffuses (fig. 1 et 2, pl. 6); on les trouve à la base (niveau 14b) dans une dolomicrosparite à structure en queue de cheval ("horsetail stylolite") soulignée par des petits stylolites et une granulométrie plus fine qui donnent des laminations irrégulières plus sombres que la matrice. A la différence des niveaux sus-jacents, cette dolomie ne présente ni cavités de dissolution ni vacuoles;
- les laminations à micro-péloïdes; les fines laminites jaunes dans les calcaires foncé illustré à la fig. 3 (pl. 6) sont constituées par de la dolomicrosparite et elles encadrent des "grainstones" calcaires à micro-pélo des qui montrent parfois une texture micro-fenestrée, laminaire (fig. 4, pl. 6). Dans ce microfaciès vient s'intercaler des laminites sombres de dolomite crypto-cristalline, très contournées et montrant dans certain cas des figures d'injection;
- les laminations serrées; il s'agit d'une alternance rapprochée (100 à 300 microns) de laminites dolomicrosparitiques et de laminites dolomicritiques à microstructure alvéolaire et ondulations centimétriques (fig. 5 et 6, pl. 6). C'est une texture stromatolitique typique.

b) Les croûtes micritiques; d'une épaisseur généralement faible, elle se distinguent en lame mince par une couleur sombre, et par une couleur claire sur surface polie. Nous avons observé 3 microtextures différentes dans ces dolomicrites denses :

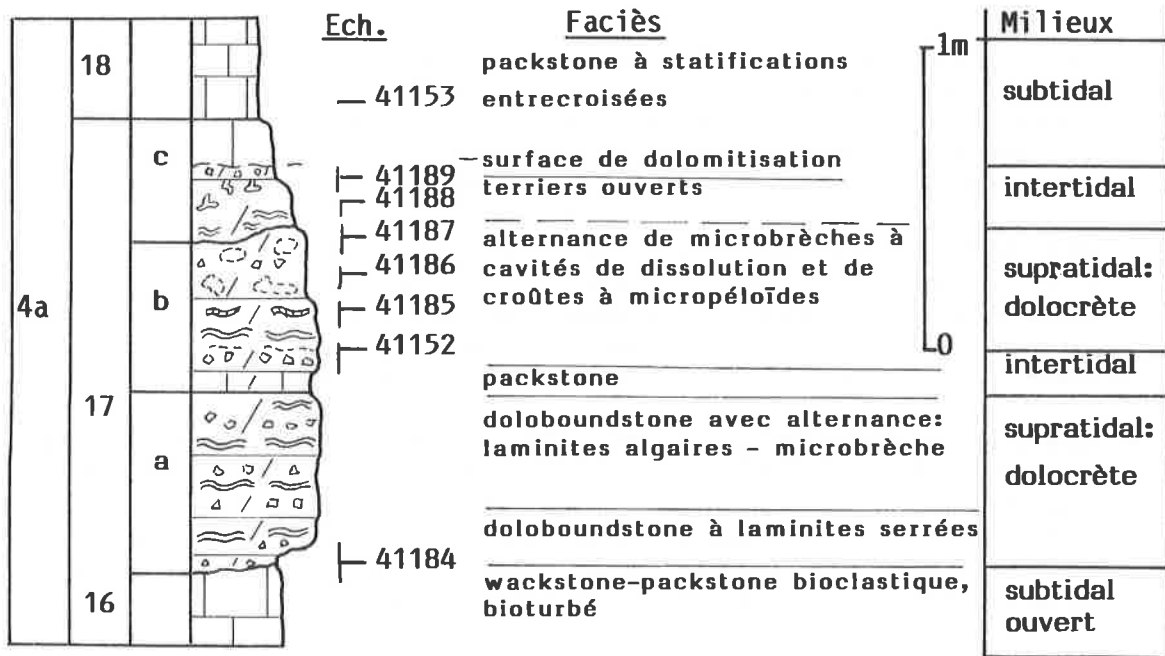


B- la carrière du Lessus: position des dolocretes (série renversée)



A- profil lithologique général
Figure 20: Les dolocretes de la carrière du Lessus (Saint-Triphon).

-87-
dolocrète II



dolocrète I

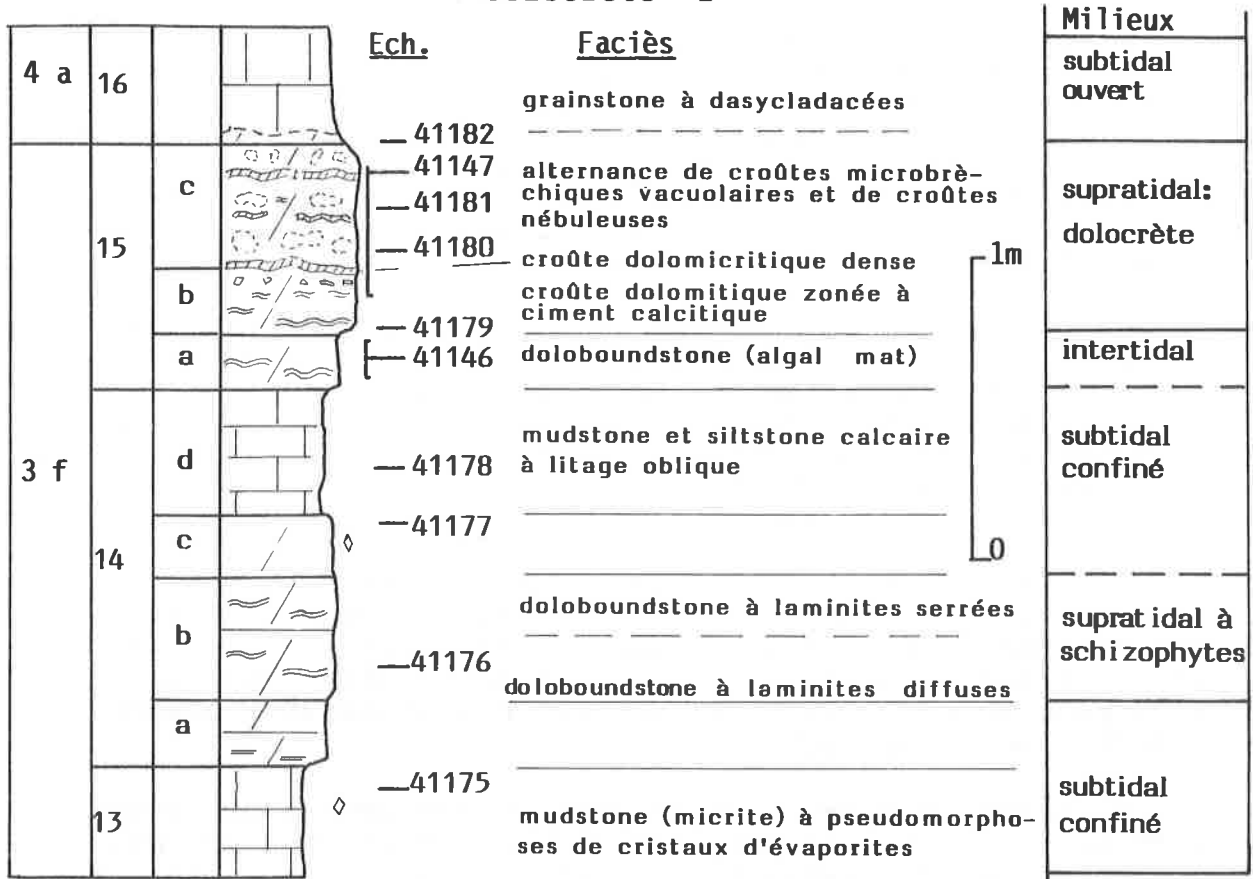


Figure 21: profils lithologiques détaillés des dolocrètes de la carrière du Lessus (Saint-Triphon). L'emplacement des dolocrètes est indiqué à la figure 20. Illustration: planches 6 à 10 .

- des microfentes horizontales, parfois légèrement incurvées, laminaires qui apparaissent dans les croûtes de sommet de micro-séquence (fig. 1, pl. 7). Mais à plus grande échelle apparaissent des figures de retrait de morcellement et également d'expansion (fig. 2, pl. 7).
 - des grains dissous (fig. 3, pl. 7); il s'agit dans ce cas de sédiments allochtones provenant de l'environnement marin adjacent et amené par une marée exceptionnelle ou une tempête. Les grains et les éléments squelettiques sont remplacés par des monocristaux de dolomite.
 - des microtubes (fig. 1, pl. 7); l'interprétation de ces textures particulières est délicate. Il peut s'agir d'un chevelu de racinières dans un sol micritique ou de colonies stromatolitiques continentales. Elles sont très semblables à celles illustrées par JAMES (1972, fig. 6d) provenant des caliches récents de la Barbade.
- c) Les croûtes zonées; elles montrent des bandes millimétriques de calcite sparitique en cristaux équigranulaires séparées par des films ou ponts parfois brisés de dolomicrosparite (fig. 1 et 2, pl. 8).
- d) Les croûtes nébuleuses; elles font la transition avec les croûtes microbrèchiques et elles apparaissent surtout dans la partie supérieure de la séquence décrite (fig. 2, pl. 7). On y voit des éléments horizontaux onduleux tels que des films micritiques et des plages microsparitiques à laminations floues et des éléments verticaux, tels que des tumulis à microtexture alvéolaire. Le tout est recoupé par différents types de vacuoles.
- e) Les croûtes micro-brèchiques; nous avons observé d'une part des microbrèches à fragments plus ou moins arrondis (fig. 4, pl. 7) qui rappellent les agrégats pédologiques illustrés par PURSER (1980, fig. 189 D), et d'autre part des brèches provenant du démentellement et remaniement de croûtes antérieurement déposées (fig. 5, pl. 7).

Les érosions et ravinement sont l'une des caractéristiques de ces séquences émerives et ce n'est que dans de rares cas, que nous pouvons observer comme ici l'altération qui suit l'exposition subaérienne. Certaines des croûtes décrites sont très semblables à celles illustrées par STRASSER & DAVAUD (1982) dans le Purbeckien.

Les différentes catégories de croûtes que nous avons vues sont séparées par des surfaces parfois ravinantes qui peuvent être matérialisées par des stylolites apparus postérieurement lors de la compaction. Les fig. 3 et 4 (pl. 8) nous montrent le sommet de la séquence émerive. Nous remarquons que toutes les microtextures de la croûte nébuleuse supéri-

eure, y compris les cavités tardives sont recoupées par une surface d'érosion irrégulière le long de laquelle est apparu un stylolite. Cela implique que cette croûte a subi en milieu émergé les phénomènes de lithification précoce, d'altération superficielle avec dissolution et formation de réseaux de cavités, de cimentation puis d'érosion.

Parmi les nombreuses figures diagénétiques qui apparaissent dans les croûtes, nous signalerons deux variétés de textures particulières :

- 1) Les vacuoles; nous utilisons ce terme général pour décrire des vides, volumes de formes quelconques, remplis à l'origine par de la matière organique, ou par un liquide (eau de mer) ou par un gaz (air), et qui ont été colmatés par un sédiment interne et/ou un ciment de nature géodique. Suivant leur origine, nous avons distingué dans cette séquence 3 types de vacuoles :
 - les fentes courbes; elles ont pour origine le retrait par dessiccation; elles ont été décrites par PURSER (1980), fig. 190A) et nous les illustrons à la fig. 1, (pl. 9).
 - les microcavités ou cavités de dissolution; de formes variées elles apparaissent surtout vers le haut de la séquence (fig. 2, pl. 9).
 - les tubules; ce sont des cavités circulaires ou allongées généralement entourée d'un anneau micritique et qui sont dues à la présence originelle de racines. Nous les avons découvertes dans le niveau et illustrées à la fig. 3, (pl. 9).
- 2) Les pseudomorphoses; nous avons remarqué, surtout dans le haut de la séquence (niveau 15c) la présence de nombreux faisceaux de cristaux en batonnets allongés, de 20 à 100 microns d'épaisseur sur 0,5 à 1 mm de longueur, pseudomorphosé en dolomite (fig. 4 et 5, pl. 9). A l'origine, nous pensons qu'il s'agit de cristaux d'anhydrite s'imbriquant en batonnets sub-rayonnants, tel ceux illustrés par CARROZI et al. (1972, pl. 24).

Ces 2 variétés de textures témoignent bien de la présence respective d'eaux sursalées et d'eaux météoriques caractéristiques du milieu schizohalin.

Chapitre 3 LE COMPLEXE DE PLAINE D'ESTRAN

3.1 INTRODUCTION

La plaine d'estran ou "tidal flat" des auteurs anglo-saxons est l'une des grandes zones de production et de distribution des sédiments carbonatés. Une partie des sédiments produits peut être piégée à proximité de la région d'origine avec ses structures sédimentaires propres, mais la plus grande part va migrer et être redistribuée soit vers le large, soit vers le continent, suivant le régime transgressif ou progradent de la plate-forme carbonatée. D'autre part, la plaine d'estran est un lieu d'échange entre des eaux d'origines et de salinités diverses.

Selon l'indice d'exondation, la plaine d'estran est subdivisée en 3 zones principales :

- 1) La zone supratidale (supralittorale) à longues périodes d'émersion
- 2) La zone intertidale (médiolittorale) à émerisons temporaires
- 3) La zone subtidale (infralittorale) toujours immergée ou émergée que de manière exceptionnelle.

Les principales séquences de dépôt sont les séquences tidales ou tidalites.

La fig. 22 nous montre le modèle de plaine d'estran que nous proposons, en analogie avec les plaines d'estran actuelles. Nous nous y référons pour la description des zones principales et des différents milieux sédimentaires.

Le complexe de plaine d'estran n'apparaît, dans la Formation de Saint-Triphon qu'avec le Membre du Lessus et ne se développe pleinement que durant le dépôt du Membre des Andonces. La fig. 23 nous montre son extension stratigraphique.

Le développement du complexe de plaine d'estran a été observé dans la carrière N du Lessus (S4 in fig. 20 B). La figure 24 en donne la description et l'interprétation.

Nous décrivons d'abord 2 exemples de séquences de dépôt, l'un dans la zone supratidale et l'autre dans la zone intertidale haute, là où les indices d'exondation sont apparents dans les structures sédimentaires ou dans les structures diagénétiques.

Puis nous analyserons ensuite les dépôts de la zone intertidale distale et la zone subtidale adjacente.

3.2 LA PARTIE PROXIMALE DE LA PLAINE D'ESTRAN: LES SEQUENCES

EMERSIVES

Nous avons déjà vu au chapitre précédant les grands niveaux d'émersion ainsi que les milieux partiellement ou entièrement émergés, à salinité variable, qui peuvent, à certains stades de l'évolution de la plate-forme, border la plaine d'estran vers le continent et que nous avons rattaché, de par leur très vaste extension, au complexe marginolittoral.

L'étude des séquences lithologiques nous montre qu'il existe également des niveaux d'émersion, qui sont d'extension latérale réduite, et qui appartiennent au complexe de plaine d'estran. Nous en verrons 2 situés dans la carrière N du Lessus (niveaux 17 et 27, fig. 24).

D'après les nombreuses études des sédiments carbonatés actuels, le sommet des séquences émerives locales est le plus souvent détruit, c'est-à-dire érodé ou remanié avant le dépôt de la séquence suivante. Mais dans certains cas, la séquence entière avec ses microrhythmes est fossilisée. Le premier exemple de séquence émerive locale provient de la base du Membre des Andonces, dans l'unité 4a de la carrière N du Lessus. Cette unité des calcaires à physoporelles montre une prolifération des algues calcaires dans les parties abritées de la plaine d'estran (cf. chap. 3.1, 3ème partie). La productivité de carbonate de calcium biogénique devenant très importante, il en résulte des séquences émerives (séquence de lagon, ELF-AQUITAINE, 1977). Des accumulations ou dépôts vont être soustraits temporairement au milieu marin inondé.

L'exemple choisi (dolocrète II, fig. 21) apparaît 5,5 m au-dessus du grand niveau d'émersion décrit au chap. 2.4.2, 2ème partie. La partie inférieure (17a) est constituée de 3 microrhythmes décimétriques à 2 termes :

- des dololaminites ondulées d'origine algo-bactérienne;
- des brèches et microbrèches à texture nébuleuse.

Nous retrouvons là des textures de croûte dolomitique déjà décrites dans le chap. 2.4.2, en partie les catégories d et e. La rythmicité traduit la superposition de phase de piégeage de sédiment et de phases d'altération supratidale, dont les termes finaux sont les croûtes brèchiques.

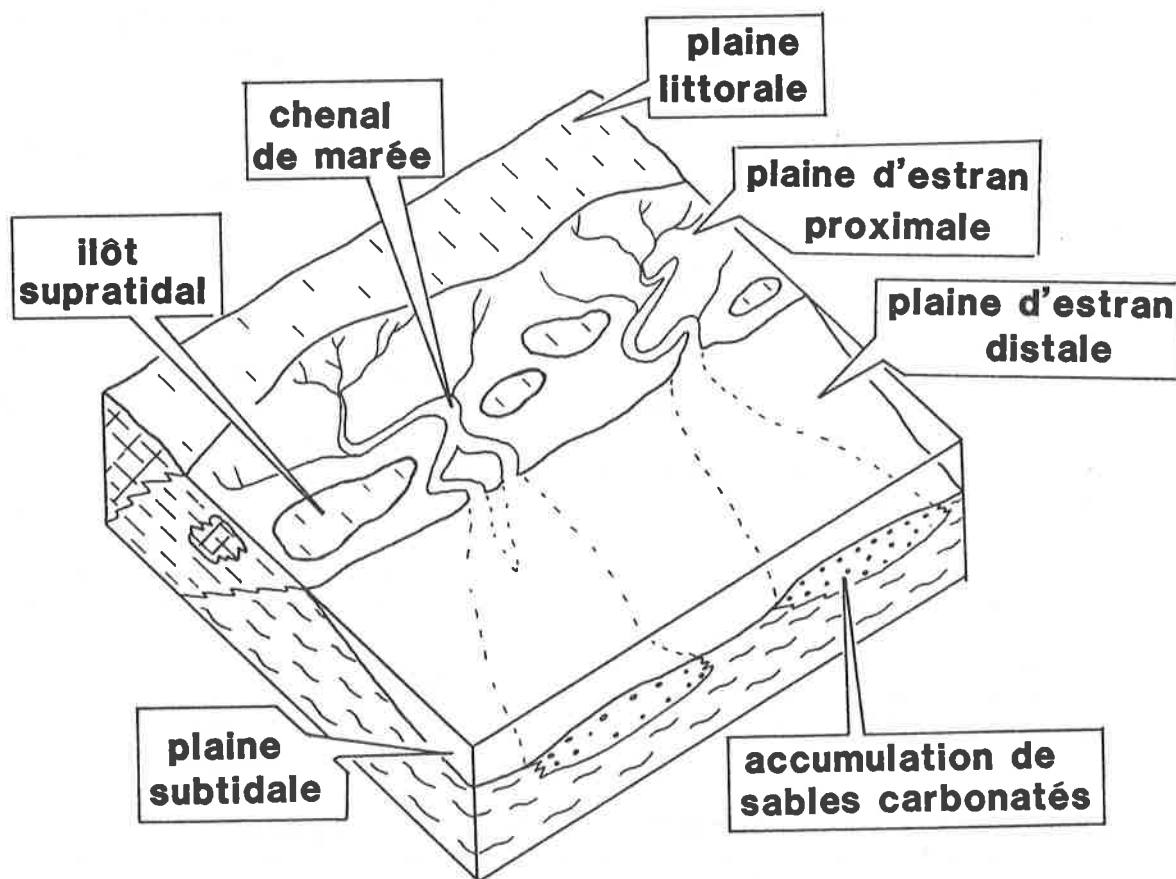


Figure 22: milieux de dépôts du complexe de plaine d'estran.

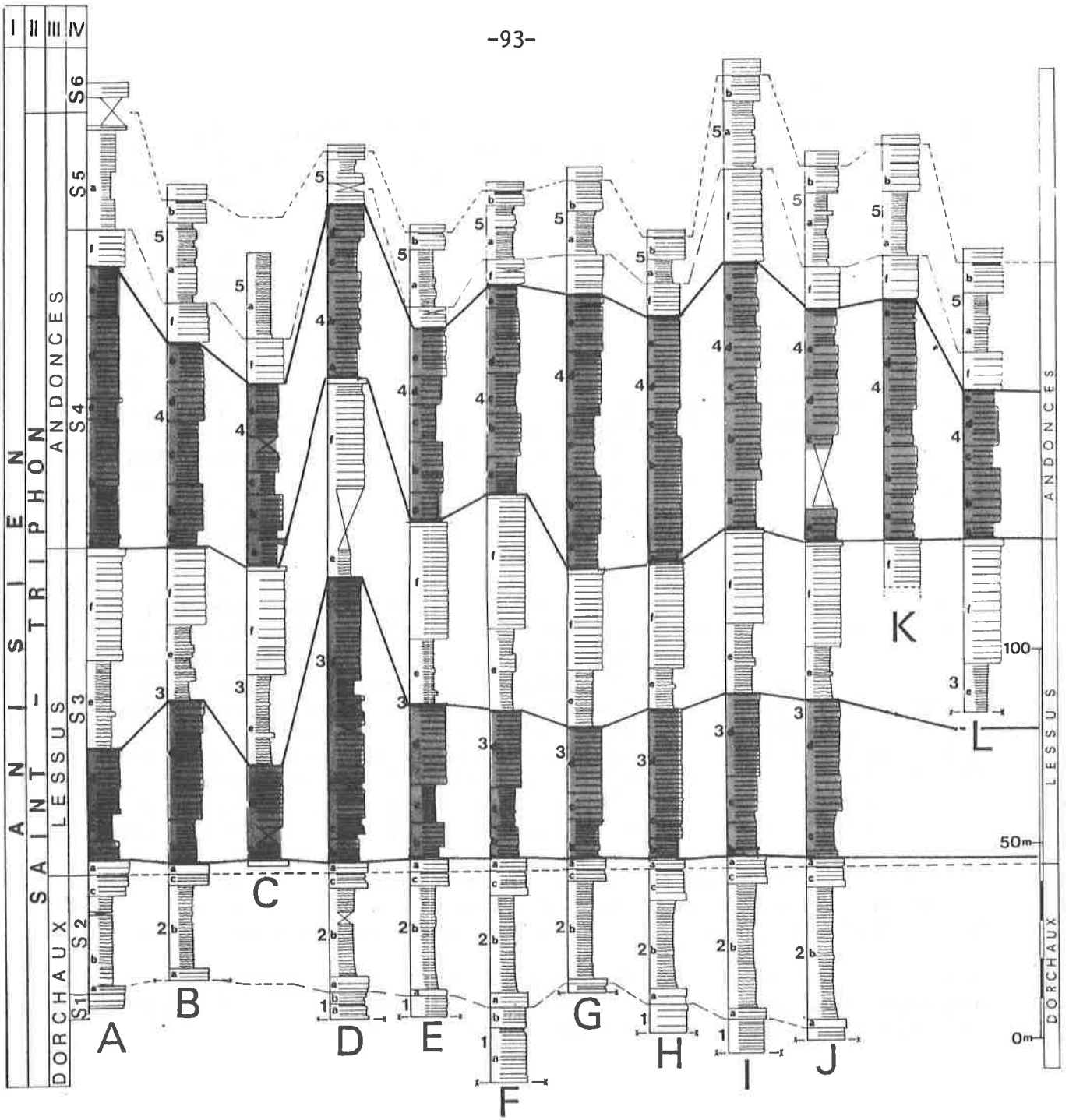


Figure 23: extension stratigraphique du complexe de plaine d'estran (engrisé). La localisation des profils A à L est indiquée in fig. 1 & 5 .

La partie supérieure (17b, fig. 21) nous montre l'apparition de croûte de dolomicrite dense, de croûtes dolomitiques à micropeloïdes ainsi que les mêmes faciès de brèches et micro-brèches déjà décrits. Différents systèmes de cavités de dissolution viennent se surimposer. Ils sont les témoins de l'activité corrosive des eaux météoriques. Le sommet de la séquence montre un retour progressif à des conditions intertidales avec le dépôt d'un packstone à débris de dasycladacées; un front de dolomitisation irrégulier souligne les figures de bioturbation: des galeries de diamètre centimétrique, obliques ou verticales, descendent jusqu'à plus de 10 cm sous la paléosurface. La morphologie de ces galeries est très semblable à celle produite actuellement par les crustacés décapodes sur la plaine d'estran carbonatée des Bahamas. Il est intéressant de noter le pluri-remplissage de ces galeries, remplissage micritique qui est calcaire sur le premier centimètre et qui devient dolomitique au-dessous.

Le deuxième exemple que nous illustrons est celui de surfaces d'émergence discrètes qui ne se signalent que par une dolomitisation locale et la présence de croûtes dolomitiques remaniées sous forme de galets plats. Il a été mis en évidence dans l'unité 4d à la base de la carrière N du Lessus. La séquence relevée (niveau 27, fig. 24) nous montre l'apparition de 3 bancs de couleur claire, partiellement dolomitique à intraclastes de croûtes dolomitiques séparés par des dépôts de boue à spicules et de sables à laminations de petites rides de courant. Ces indices sont l'indication probable de la constitution d'îlots émergés plus ou moins proches au sein de la plaine d'estran. Les fig. 1 et 2 (pl. 10) illustrent des niveaux à galets dolomitiques qui sont les témoins discrets d'émergences, alors que les fig. 3 et 4 (pl. 10) montrent, elles, des croûtes bréchiques au sein des dolocrètes.

Nous pouvons comparer cet exemple avec celui des petites séquences émergives de la séquence S4 de la coupe des Peygus en Briançonnais décrite par MEGARD-GALLI (1975, p. 80).

3.3 LA ZONE INTERTIDALE DISTALE ET LA ZONE SUBTIDALE DE ----- LA PLAINE D'ESTRAN -----

Les subdivisions au sein de cet ensemble, où les indices d'exondation ne sont plus apparents ou inexistantes vont être les suivantes :

- la zone de migration des chenaux de marée;
- les zones abritées, subtidales;
- les zones d'épandage et d'accumulation locale de sable carbonaté.

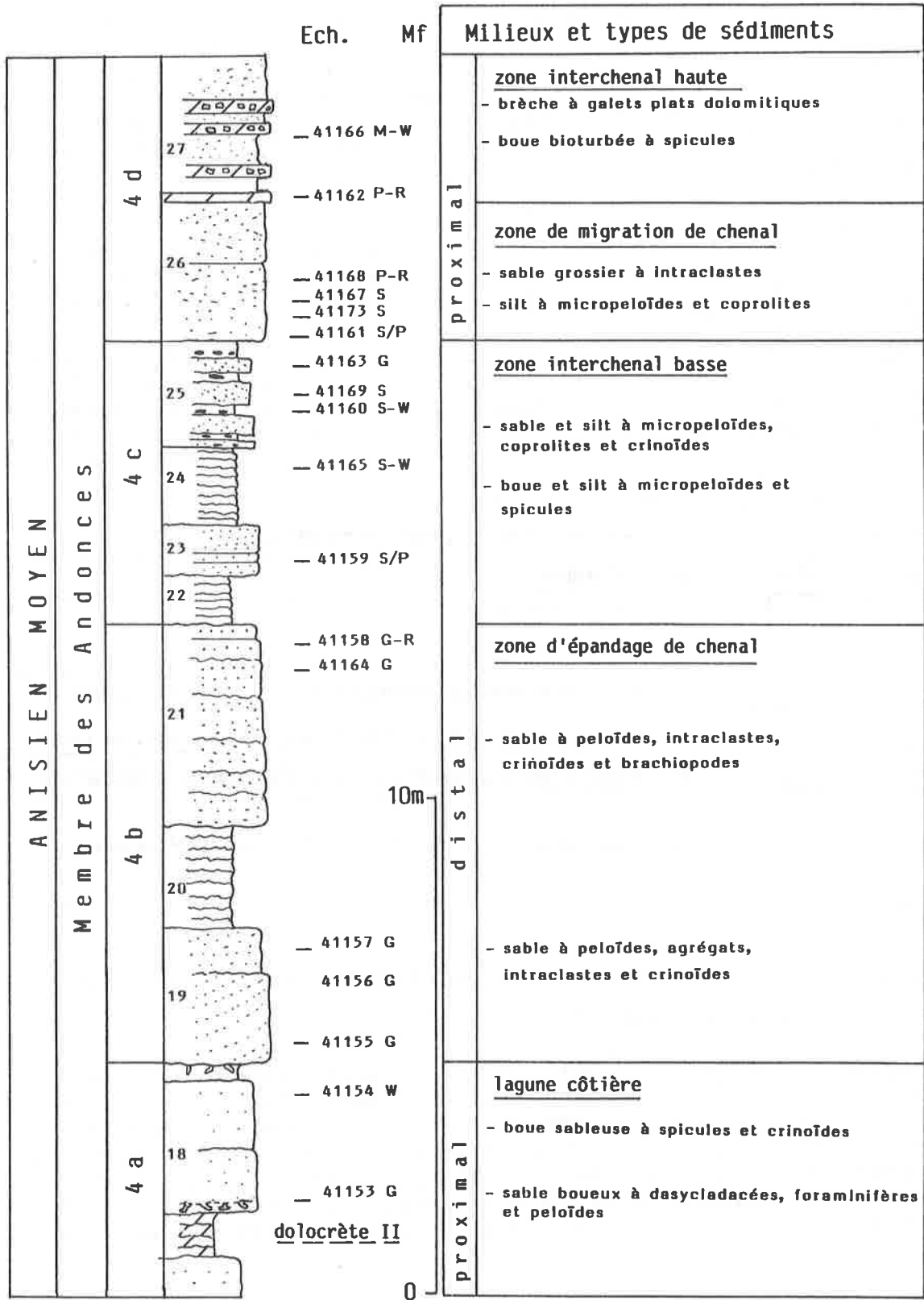


Figure 24: profil lithologique et interprétation des milieux de dépôts de plaine d'estran dans la carrière N du Lessus (Saint-Triphon).

3.3.1 La zone de migration des chenaux de marées

C'est dans cette zone que se développent les séquences tidales (DELFAUD 1973) ou séquences de chenal de marées (ELF AQUITAINE, 1977). Dans la série lithologique c'est l'alternance des sables fins et des boues carbonatées avec des structures de types "flaser" et "linsen" (REINECK et SINGH, 1980) qui est caractéristique de cette zone. Ces textures sont bien connues dans les "tidal flat" actuels et elles ont été décrites en détail dans le "watt" de la mer du Nord.

A partir d'observations faites en particulier à la base du Membre des Andonces, nous avons construit une séquence tidale idéale ou virtuelle (fig. 25). Séquence de comblement, elle comprend 5 niveaux principaux numérotés de a à e; elle exprime tout d'abord l'installation du chenal avec une base qui peut être érosive et qui contient un sable hétérogène, parfois grossier avec de nombreux intraclastes, galets semilithifiés arrachés au bord du chenal. Vers le haut de la séquence, il y a remplissage puis éloignement du chenal, par migration.

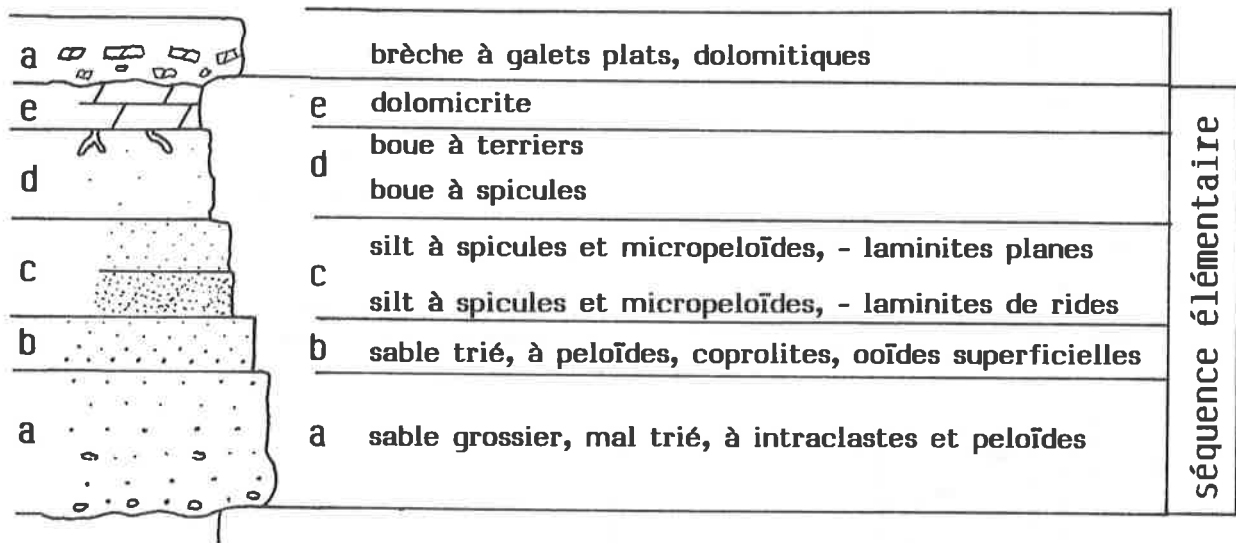


Figure 25: modèle de séquence tidale idéale ou virtuelle. Echelle décimétrique à métrique.

Voyons maintenant le détail de quelques rythmes tidaux que nous avons relevés dans l'unité 4c de la carrière du Lessus à St-Triphon. Dans un intervalle de 2 m nous avons 6 séquences superposées (fig. 26). Nous remarquons que les niveaux inférieurs et supérieurs de la séquence virtuelle (a et e) ne sont pas représentés et que ce sont les niveaux c et d qui sont les plus fréquents. Nous allons en décrire quelques microfaciès.

- La lame 41163 (fig. 1 et 2, pl. 11) illustre un microfaciès du niveau b. C'est un grainstone dont la matrice est localement boueuse à la suite de bioturbation (dismicrite) et dont les éléments figurés sont constitués par des ooides superficielles, des péloïdes et des intraclastes; de rares éléments squelettiques sont présents: il s'agit d'articles de crinoïdes et de foraminifères.

- La lame 41169 (fig. 3, pl. 11) nous montre un microfaciès typique du niveau c2, soit un silt carbonaté ("lime silt-stone") à micropéloïdes et micro-éléments squelettiques non identifiables alignés suivant des laminites mécaniques planes.
- Un microfaciès du niveau d est figuré par la lame 41174 (fig. 4, pl. 11). Il s'agit d'un mudstone bioturbé à coprolites sans structure interne, qui a été partiellement lithifié de manière précoce. Une deuxième génération d'organismes fouisseurs a creusé alors des galeries ouvertes dont le remplissage ultérieur a été le siège d'une dolomitisation préférentielle ainsi que de la croissance de cristaux d'évaporite.

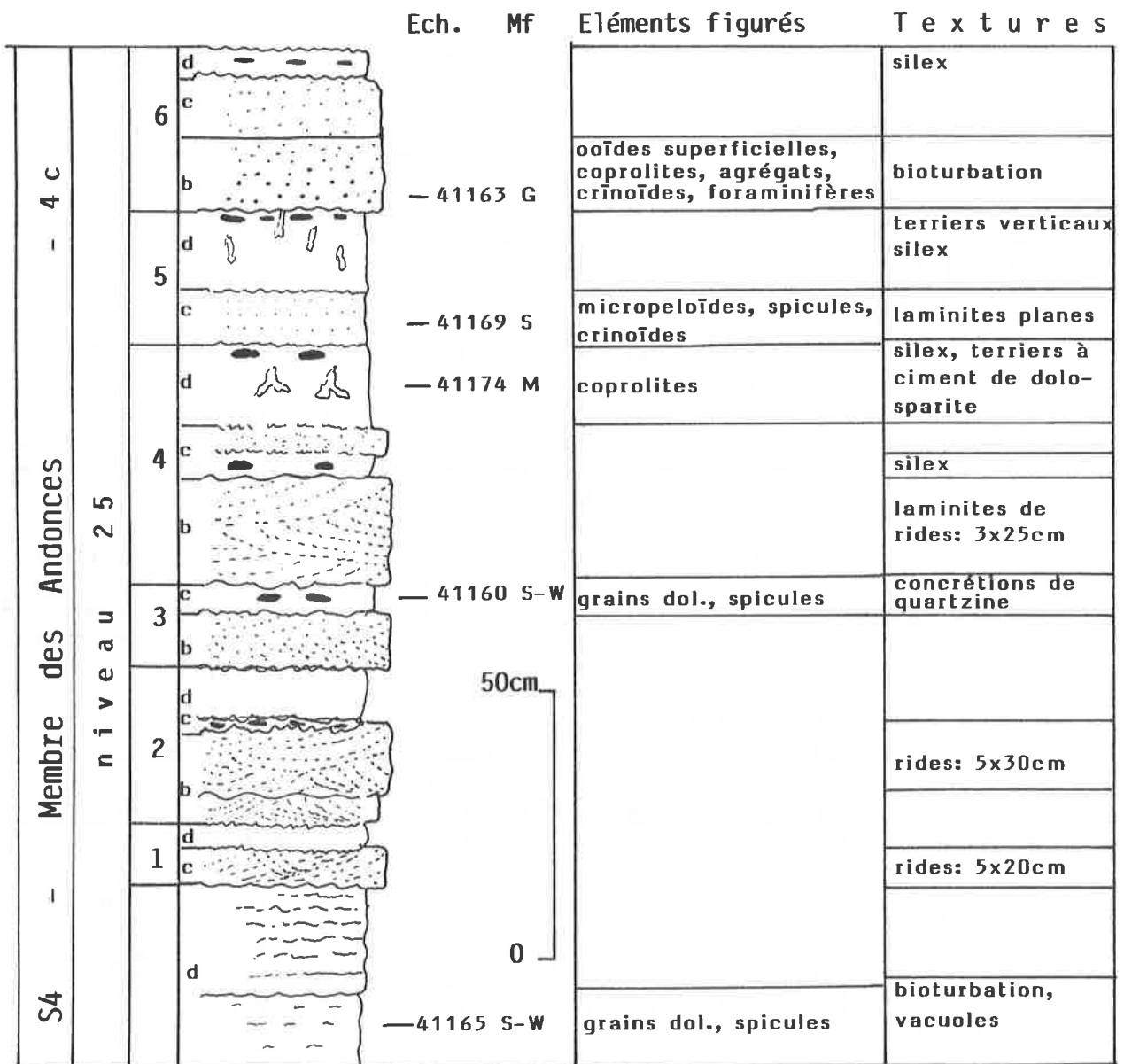


Figure 26: séquences tidales (1 à 6) relevées dans la carrière N du Lessus (Saint-Triphon). Les lettres b, c, d se rapportent aux niveaux de la séquence tidale idéale décrite à la fig. 25. Illustration: planches 11 et 12 .

Les structures sédimentaires qui apparaissent dans ces séquences tidales sont nombreuses. Elles sont dues à quatre facteurs principaux, agissant seuls ou de manière conjuguée, soit:

- l'action des courants;
- l'action des organismes fousseurs;
- une variation rapide de la granulométrie et de la teneur en eau du sédiment;
- une lithification précoce variable suivant le sédiment.

Les structures sédimentaires que nous figurons proviennent de l'unité 4c dans la carrière du Lessus. Parmi les structures dues à l'action des courants (exocinématiques) nous voyons apparaître à la fig. 1, pl. 12 :

- des laminites mécaniques planes (b);
- des laminites entrecroisées à l'échelle centimétriques (a).

Ces dernières correspondent à des petites rides de courant, d'élévation centimétrique et distantes de 5 à 10 cm les unes des autres.

Les organismes fousseurs sont à l'origine de figures bio-sédimentaires. Dans la séquence tidale on les trouve surtout dans le niveau d, comme nous l'avons vu précédemment. Lorsque les sédiments sont encore meubles, ces organismes détruisent les structures de dépôts en introduisant une nouvelle hétérogénéité. Dans les sables par exemple ils font disparaître les laminations de courant et ils peuvent y introduire de la boue comme nous l'avons vu pour l'échantillon 41163 (fig. 1, pl. 11). Lorsque le sédiment est précocement induré, les galeries de ces organismes fousseurs vont servir de pièges aux sédiments sus-jacents. Or les terriers du niveau d montrent fréquemment de la dolosparite en remplissage. Nous interprétons ceci comme l'indication d'un confinement postérieur au dépôt de notre niveau d. Ce confinement prend place au sommet de la séquence tidale idéale, terme ultime non préservé mais dont il ne reste de traces que dans les terriers.

Les deux derniers facteurs sont à l'origine des figures de déformation atectonique. Nous illustrons trois types de déformations souples qui apparaissent dans les rythmes tidaux de la carrière du Lessus. Nous décrirons plus loin, au chapitre 5.4, les mécanismes généraux de ces déformations.

La première de ces structures est une ondulation de l'interface de deux couches de granulométrie différente; il y a pénétration de la couche supérieure, de granulométrie plus grossière dans la couche inférieure et la formation de figures de charges ("load casts" fig. 2, pl. 12).

La deuxième est une accentuation de la première; apparaissent alors des structures de "ball and pillow" telles celles illustrées à la fig. 3, pl. 12. Dans cette figure, nous remarquons la disparition presque complète du niveau de silts clairs qui séparait les sables supérieurs à laminites parallèles, des sables inférieurs à laminations de rides.

La troisième nous montre un boudinage sédimentaire d'un petit niveau de boue (C) pris dans des sables fins laminés (fig. 2, pl. 12).

3.3.2 Les zones abritées de la plaine d'estran

Ces lieux sont les endroits de piégeage ou de formation des sédiments à matrice boueuse dominante. A salinité normale, un certain nombre d'organismes vont se développer dans ces milieux abrités. Ils définiront les lieux de colonisation et seront à l'origine de lithofaciès et de microfaciès caractéristiques.

- Tout d'abord les dasycladacées, qui vont proliférer à deux reprises et envahir alors une grande partie de la plaine d'estran dans les unités 3b et 4a. Il se crée alors de vastes herbiers dans lesquels apparaissent une faune naine de mollusque avec des microgastéropodes et des bivalves. Le microfaciès est celui d'un mudstone - wackstone à dasycladacées (fig. 1, pl. 13).
- Les spongiaires apparaissent dès la base du membre des Andonces et colonisent différents milieux de la plate-forme. Sur la plaine d'estran on les trouve plutôt dans les zones abritées du domaine subtidal. Ils sont à l'origine des mudstones à spicules et micropéloïdes, microfaciès fréquents des unités 4c et 4e (fig. 2, pl. 13).
- Les crustacés, présents dans tous les environnements sédimentaires de la plate-forme, proliféreront, lors de circonstances favorables, dans les vasières de la plaine d'estran. En fouissant dans la vase carbonatée, ces organismes rejettent des myriades de pelotes fécales ou coprolites avec ou sans structures internes, que l'on trouvera dans les boues bioturbées des zones abritées comme l'illustre le microfaciès de mudstone-wackstone à coprolites (fig. 4, pl. 11). Dégagées et remaniées, ces pelotes iront alors alimenter les accumulations sableuses (fig. 3, pl. 14 et fig. 2, pl. 15).

D'autres lithofaciès de ces milieux abrités peuvent être caractérisés soit par des microfossiles tels que les ostracodes ou les foraminifères, soit par des éléments figurés non squelettiques comme les péloïdes.

Lorsque la salinité augmente (milieu confiné), les organismes disparaissent et les boues deviennent azoïques. Il peut y avoir alors la croissance de cristaux ou nodules d'éva-

porites comme le montre le microfaciès 41674 (fig. 3, pl. 13), ou alors installation d'un platier à stromatolites comme dans l'unité 4c du Rocher du Midi (fig. 4, pl. 13).

3.3.3 Les dépôts sableux de la plaine d'estran

Dans les zones d'épandage, zones de haute énergie de la plaine d'estran, ce sont surtout les termes sableux ou granuleux de la séquence tidale qui sont représentés. Nous allons les trouver principalement au débouché des grands chenaux de marées sur la plaine subtidale. Les Membres du Lessus et des Andonces nous montrent une grande variété de sables carbonatés.

Nous en présenterons ici quelques microfaciès caractéristiques et au chapitre suivant nous décrirons les sables qui appartiennent au complexe barrière. Tout d'abord, nous avons constaté que les sables à éléments non squelettiques sont plus fréquents que ceux à éléments squelettiques. Dans ces derniers, nous trouvons deux groupes principaux d'organismes qui les alimentent: ce sont les crinoïdes et les dasycladacées.

De manière générale, on trouve les articles de crinoïdes dispersés dans la plupart des lithofaciès calcaires de la Formation de Saint-Triphon. Ils peuvent être concentrés et triés dans certaines rythmites et plus rarement ils constituent des accumulations comme le montre l'échantillon 41539 (fig. 1, pl. 14) provenant de l'unité 4e des Spillgarten.

Nous avons vu les dasycladacées dans les milieux abrités, mais ces flores alimentent également des sables comme l'illustre le microfaciès 41430 (fig. 2, pl. 14), un rudstone - grainstone à physopores et diplopores. Les manchons sont relativement peu brisés; ils sont ici préservés en calcite, ce qui est rare, car de manière systématique on observe une épigénie des manchons, aragonitiques à l'origine par de la dolomite. Là, la calcite de remplacement précoce a préservé la fine bordure micritique, témoin dans un premier temps de l'attaque térébrante algo-bactérienne.

Nous remarquons que la première génération de ciment de calcite palissadique est suivie d'une deuxième génération de calcite en mosaïque, disposition qui indique une diagenèse précoce en milieu phréatique marin.

Parmi les sables bien triés, à éléments non squelettiques, nous illustrerons trois microfaciès significatifs de la plaine d'estran. Tout d'abord, les déjections de crustacés décapodes que nous avons illustrées au paragraphe précédent (3.3.2) peuvent être remaniées et s'accumuler dans des sables bien lavés. Le microfaciès 41029 (fig. 3, pl. 14) nous montre un grainstone à coprolites et péloïdes qui provient de l'unité 4d du profil du Wiriehorn. La fig. 4 (pl. 14) nous montre le microfaciès 41330 de l'unité 4e du profil de l'Ecuale (Mont d'Or), un

grainstone à ooïdes, peloïdes, agrégats et crinoïdes. Un troisième microfaciès, que l'on trouve fréquemment dans l'unité 3f est illustré à la fig. 1 (pl. 15). Ce packstone à grains dolomitiques et peloïdes est caractérisé par une dolomitisation sélective des grains. Cette dolomitisation se place dans le cadre d'une évolution diagénétique comprenant au moins une phase évaporitique comme nous en verrons un exemple ci-après.

Des sables hétérogènes apparaissent principalement dans les unités 4b et 4f. Ils comprennent des éléments squelettiques et non squelettiques mélangés et de granulométrie variée. L'échantillon 41439 nous montre un grainstone à ooïdes, pélécy-podes, articles de crinoïdes et peloïdes (fig. 4, pl. 15).

Un autre microfaciès, provenant de l'unité 4e du profil du Wiriehorn (41688, fig. 3, pl. 15) est riche en bioclastes. C'est un grainstone à brachiopodes lisses, pélécy-podes crinoïdes, algue rouge?, intraclastes et peloïdes. De grandes plages de célestine remplacent le ciment géodique intergranulaire et le ciment d'ombrelle, ainsi que partiellement certains tests dissous. De la dolomite ferrifère en cristaux ipidiomorphes remplace localement et plus tardivement la célestine ainsi que certains éléments figurés. Nous avons ici les indications au sein d'une évolution diagénétique complexe, d'une phase évaporitique de remplacement sélectif du ciment géodique de calcite en mosaïque, par des monocristaux de célestine. Par la suite une dolomitisation elle aussi sélective s'opérera principalement au détriment de la célestine, avec dans certains cas la pseudomorphose des monocristaux, ce qui a pour résultat l'apparition de granulométrie bimodiale du ciment de dolomite de remplacement.

Chapitre 4 LE COMPLEXE BARRIERE

4.1 INTRODUCTION

A au moins deux reprises dans la Formation de St-Triphon, une stabilisation ou une lithification rapide des accumulations sableuses permettront à celles-ci de former des reliefs topographiques qui isoleront alors la plaine d'estrans du complexe pré littoral. La barrière va se former par accrétion verticale de séquences régressives (séquences quercynaises DELFAUD 1975) qui peuvent comporter des barres sableuses atteignant jusqu'à 2 m ou plus d'épaisseur, des édifices construits à schizophytes et éponges ainsi que des calcilutites cryptospongiaires sombres, riches en micro-organismes.

Ainsi, le complexe barrière n'apparaît vraiment que dans le haut du membre du Lessus (unité 3f) et se développe surtout au sommet de la séquence 4 (unité 4f) et au passage à l'unité 5a. Nous illustrons à la fig. 27 la position du complexe barrière au sein des profils lithologiques que nous avons relevés. Dans l'unité 4f la séquentialité des dépôts est très bien marquée et nous allons la découvrir au travers de 2 exemples types, le premier étant choisi dans la carrière des Andonces à St-Triphon et le second dans le massif du Rothorn (Dientigtal).

4.2 LA BARRIERE SABLEUSE DES ANDONCES

Connue autrefois pour son banc des bassins réputé où ont été taillées un grand nombre de fontaines du canton (BONNARD 1972) et pour sa pierre de construction employée dans maints bâtiments officiels, la carrière des Andonces s'est beaucoup agrandie et fournit maintenant du calcaire concassé utilisé par les CFF.

Durant les années 70, l'exploitation avait dégagé, au sommet des parois, de très belles surfaces glaciaires dont la patine exceptionnelle permettait l'observation non seulement des stries et lunules (MASSON & BAUD, 1974) mais également le détail des figures sédimentaires. Nous avons pu en tirer une série d'observations et de documents dont nous présentons une synthèse ci-après. Actuellement, malheureusement le front d'attaque a entièrement détruit ces surfaces remarquables.

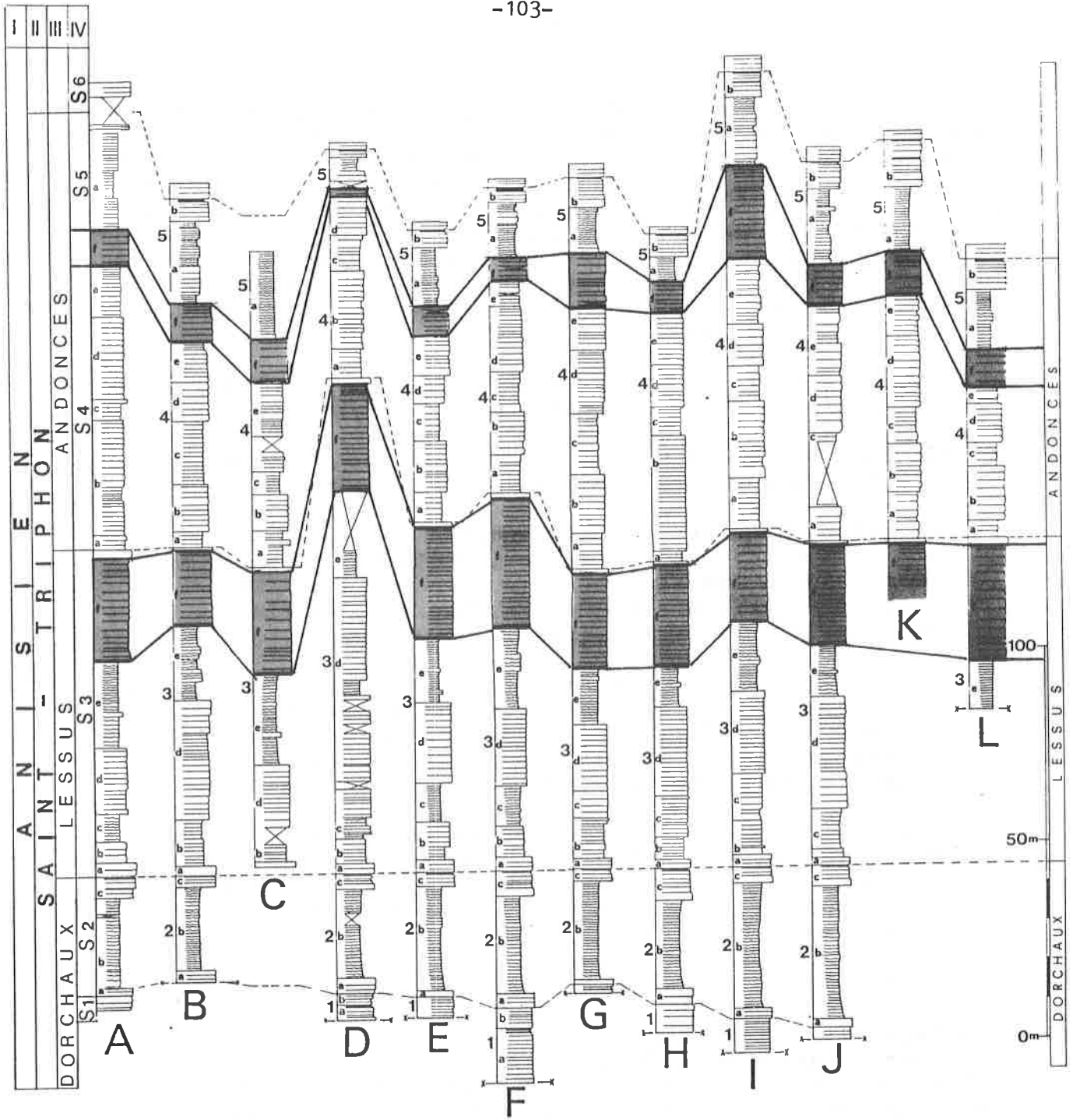


Figure 27: extension stratigraphique du complexe barrière (en grisé). La localisation des profils A à L est indiquée in fig. 1 & 5 .

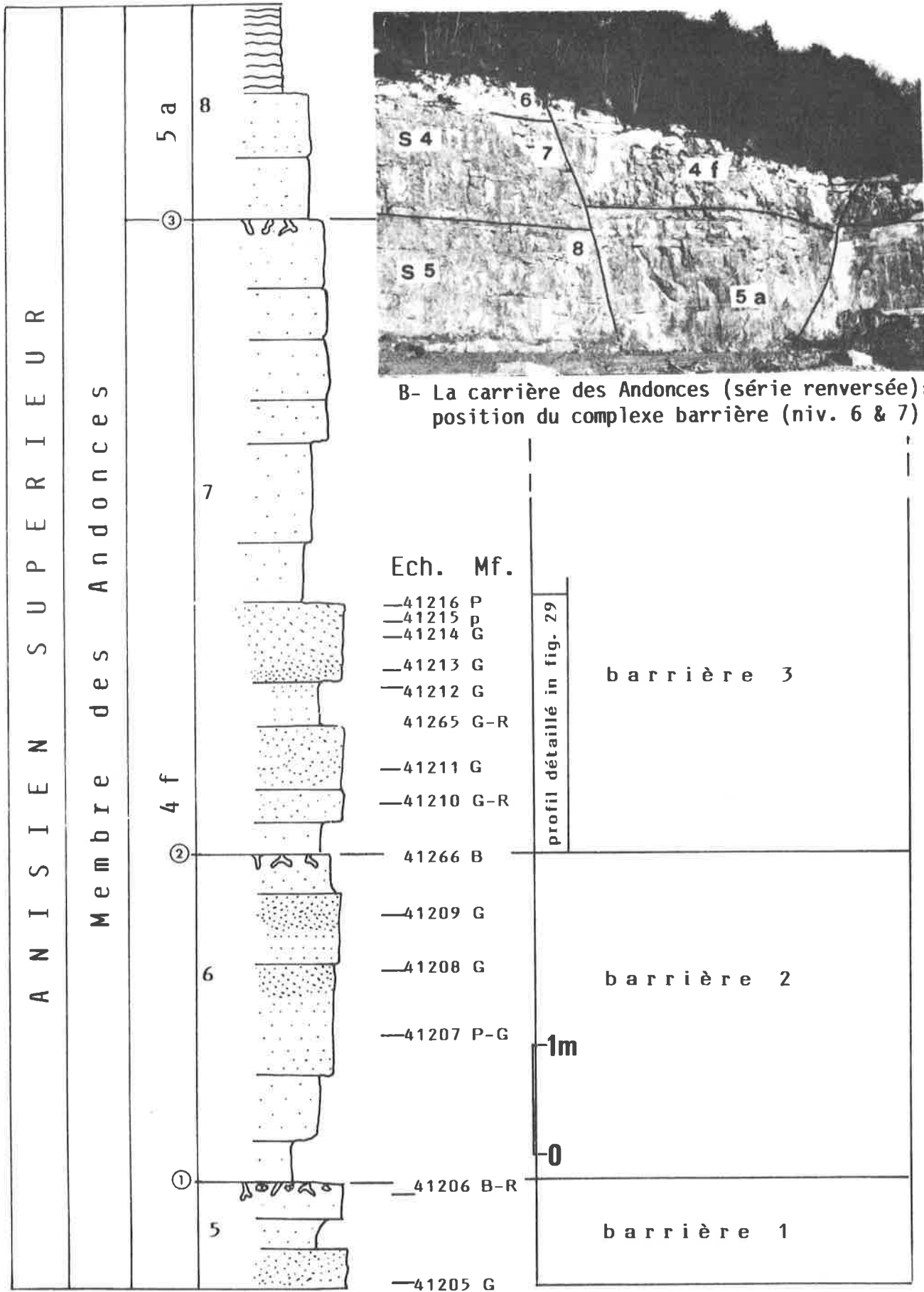
Une photographie prise en 1973 (fig. 28 B) nous montre comment se présentait alors la carrière. Nous avons indiqué la limite des séquences 4 et 5 (Membre des Andonces) avec les unités 4f et 5a. L'unité 4f se subdivise elle-même en 3 séquences de dépôt superposées (5, 6, 7, fig. 28 A), séquences limitées par des surfaces durcies régionales à terriers branchus, dolomitisés. Sous la première de ces surfaces durcies, observée alors au sommet de la partie centrale de l'exploitation, nous avons 3 lithofaciès caractéristiques, soit de bas en haut (stratigraphiquement):

- des calcarénites à patine claire montrant des stratifications entrecroisées pluridécimétriques;
- des calcarénites à patine sombre avec laminations obliques et entrecroisées centimétriques, de type rides de courant;
- une brèche à galets de calcilutite à spicules qui passe latéralement et verticalement à des bancs à spongiaires micritisés où les structures originales des édifices construits ont entièrement disparu (bancs et édifices crypto-spongiaires, cf. chap. suivant, 5.5.3).

A la fig. 29 E nous avons relevé le détail sur un front de 26 m, du développement de la barrière sableuse directement au-dessus de la deuxième surface durcie. Nous avons un premier intervalle (1) de boue sableuse à débris de crinoïdes, avec à la base des galets de boues jusqu'à 5 cm de longueur.

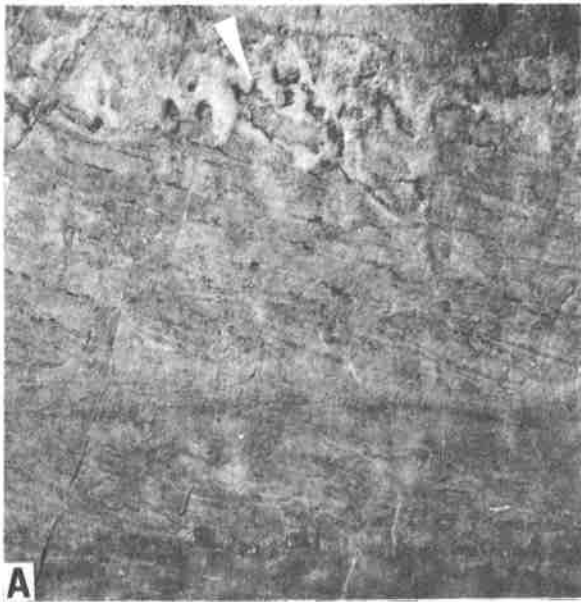
Le niveau sus-jacent (2) est composé de calcarénites à granulométrie hétérogène, sable fin et éléments grossiers soit des galets de calcilutite, de gros oncoïdes et des fragments de spongiaires micritisés comme dans la brèche à galets de calcilutite citée plus haut.

L'intervalle (3) nous montre sur 60 cm d'épaisseur des calcarénites à stratifications de cuillères emboîtées (détails in fig. 29 C) dont l'amplitude varie entre 3 et 5 m et la hauteur actuelle mesurée entre 15 et 20 cm. Ces structures sédimentaires seraient caractéristiques d'un système de dunes sous-marines tels qu'on les rencontre à des profondeurs inférieures à 10 m sur la plate-forme carbonatée des Bahamas, avec des crêtes non rectilignes. Parmi les quelques éléments grossiers dispersés, nous avons noté la présence de galets de calcilutite ainsi que de tests de brachiopodes silicifiés de l'espèce Tetractinella trigonella (SCHLOTH). Le microfaciès 41211 (fig. 30 D) nous montre un grainstone bien classé à peloïdes, agrégats, intraclastes, grains dolomitiques et éléments squelettiques (crinoïdes, tests de brachiopodes et gastéropodes).

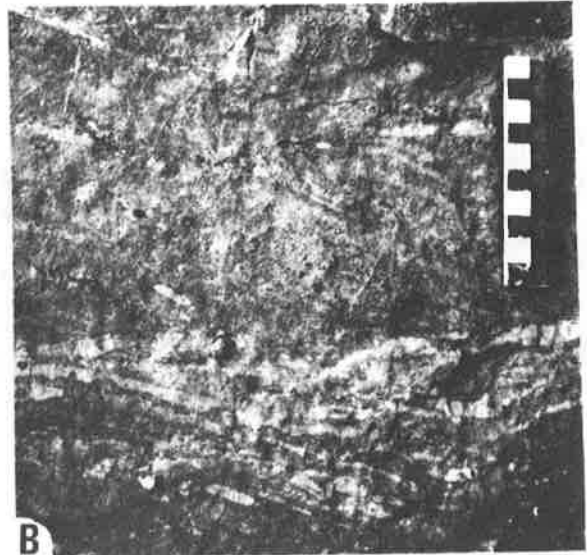


A- Profil lithologique général

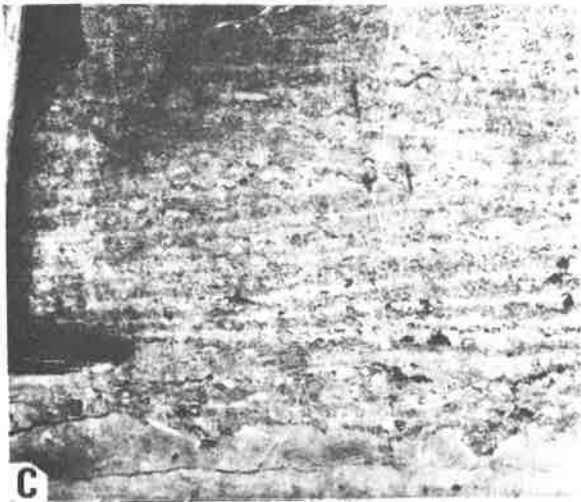
Figure 28: le complexe barrière dans la carrière des Andonces (Saint-Triphon).
(1), (2), (3) = surfaces durcies. Description dans le texte.



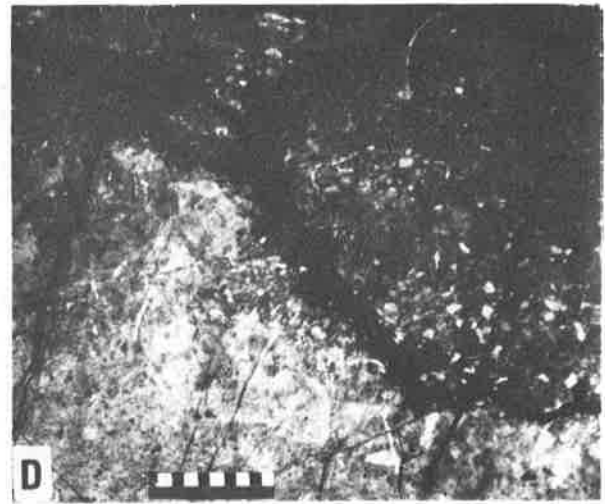
A Silicification (flèche) au toit du niveau 5



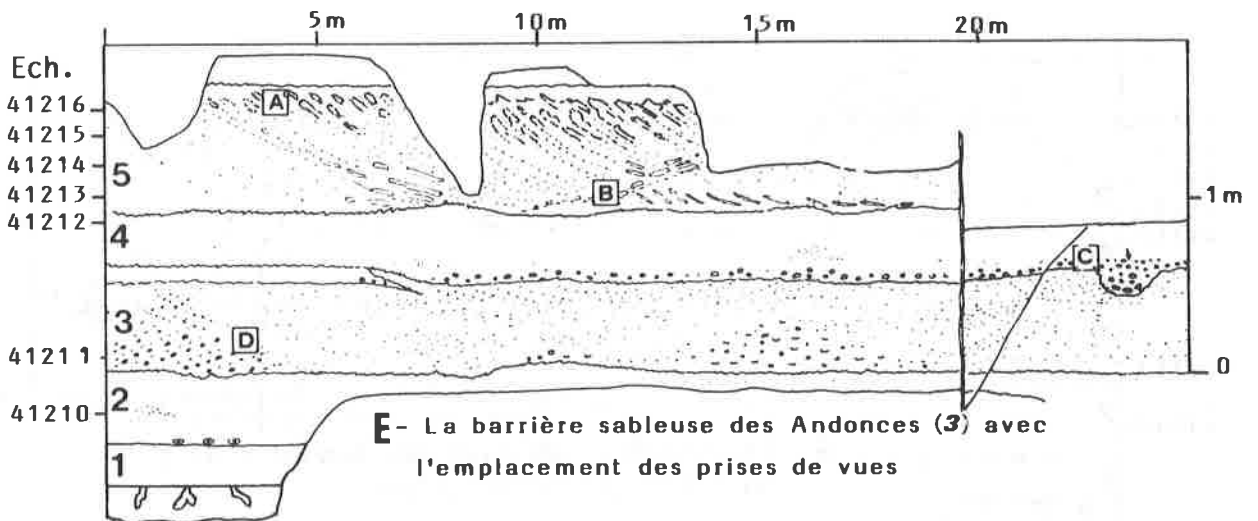
B Galets de boue à la base du niveau 5



C Niveau 3: stratification en auge

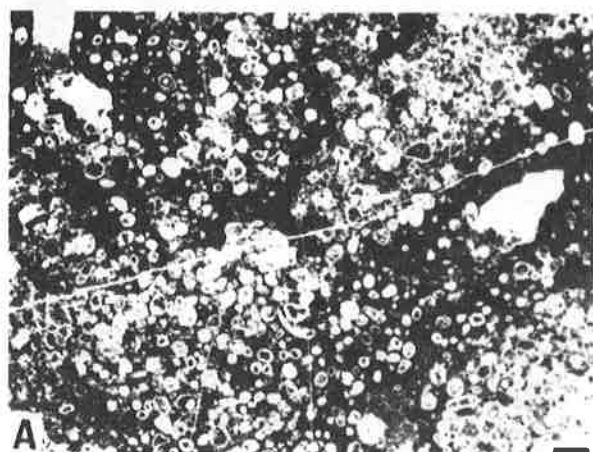


D Chenal d'érosion à la base du niveau 4

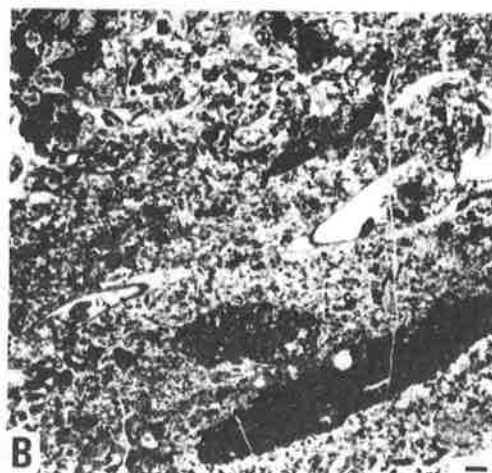


E - La barrière sableuse des Andonces (3) avec l'emplacement des prises de vues

Figure 29: faciès principaux et dessin de la barrière sableuse (3) de la carrière des Andonces (Saint-Triphon). La position stratigraphique est donnée à la fig. 28. Description dans le texte.

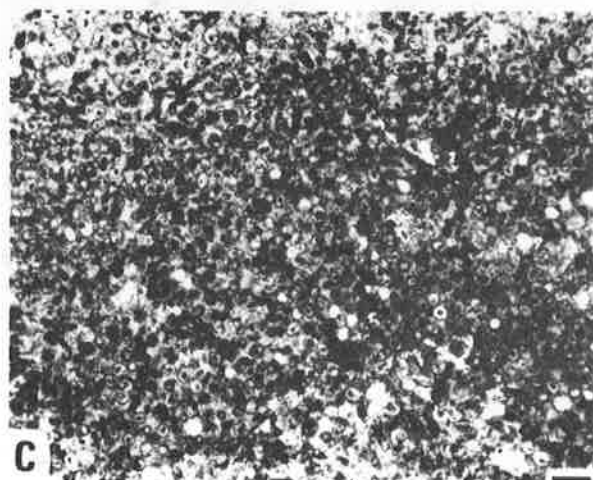


Microfaciès 41215

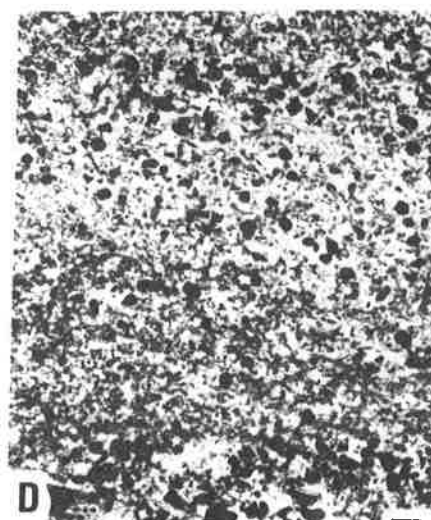


Microfaciès 41212

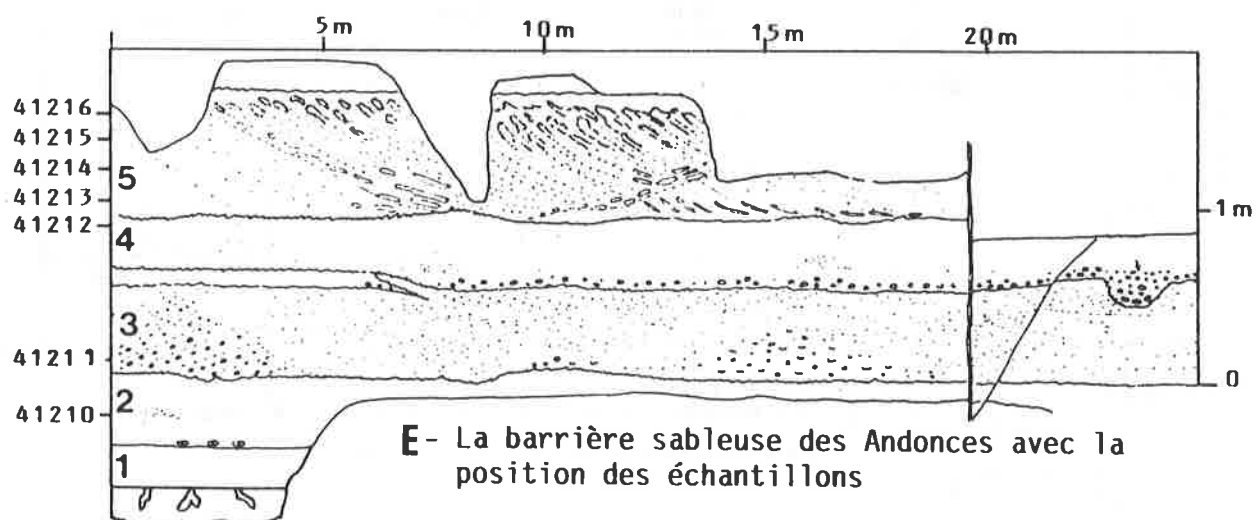
trait = 1mm



Microfaciès 41213



Microfaciès 41211



E- La barrière sableuse des Andonces avec la position des échantillons

Figure 30: les microfaciès principaux de la barrière sableuse (3) de la carrière des Andonces (Saint-Triphon). Description dans le texte.

Le niveau suivant (4) débute par des calcirudites à intra-clastes variés et tests plus ou moins entiers de brachiopodes. Ces graviers vont remplir en particulier un chenal d'érosion de plus de 15 cm de profondeur (fig. 29 D). Vers le haut, il y a passage à des stratifications entre-croisées discrètes. Nous interprétons ce niveau, dont l'architecture est tout à fait différente de ceux qui l'encadre, comme un dépôt instantané à base érosive comparable aux traînées cycloniques actuelles de la plate-forme des Bahamas, telles qu'elles ont été décrites par BOURROUILH LE JAN (1981).

Le microfaciès 41212 (fig. 30 B), qui vient de la partie supérieure, est un grainstone - rudstone à intraclastes, péloïdes, agrégats, schizophytoïdes, algues calcaires, éléments cryptospongiaires, brachiopodes et crinoïdes.

La limite inférieure de l'intervalle (5) est matérialisée par un stylolite et la limite supérieure par une surface complexe de silicification. Comme le montre la fig. 30 E, nous avons ici le développement d'un deuxième système de dunes sous-marines avec cependant des structures en cuillères de plus grandes dimensions que dans le niveau (3) puisqu'elles atteignent près de 40 cm de hauteur et plus de 10 m d'amplitude. On remarque que la base de ces grandes structures est jalonnée de galets plats, allongés, de boue à spicules (fig. 29 B). La silicification irrégulière de la tête des lamines (fig. 29 A) témoigne d'un piège géochimique lié probablement à des variations de la teneur en matière organique ainsi que des variations de paléoplans d'eau lors de la diagenèse précoce. De ce niveau, nous avons illustré 2 microfaciès (41213, 41215) de type packstone à peloides (fig. 30 C et 30 A).

Après la description et l'illustration de quelques détails caractéristiques de ce premier exemple nous présentons ci-dessous le second exemple.

4.3 LE COMPLEXE BARRIERE DANS LE PROFIL DU ROTHORN

Affleurant au-dessus de 2000 m dans la dépression qui sépare le Rothorn du Kalberhorn (Diemtigtal), l'unité 4f présente là de très bonnes conditions d'observations et des particularités qui nous ont déjà permis d'y consacrer 2 publications. La première (ZANINETTI & al., 1972) décrit surtout des foraminifères nouveaux et quelques microfaciès particuliers, tandis que la seconde (BAUD, 1975) s'attache plus particulièrement aux séquences diagénétiques avec l'apparition de la quartzine, de la célestine et de la fluorine. Nous aborderons ici surtout l'arrangement séquentiel et les particularités dues à la présence de faciès construits, de niveaux d'émersion et d'altération locale.

Le profil général nous montre, sur environ 12 m la succession de 7 séquences sédimentaires régressives (fig. 31), que nous présentons ci-dessous, de bas en haut et numérotée de A à F.

A) Nous avons illustré seulement la partie supérieure de cette première séquence qui est formée de sables carbonatés de type grainstone à oïdes superficielles, pelloïdes, agrégats, intraclastes, tests de brachiopodes et articles de crinoïdes. Vers le haut, ces sables montrent des phénomènes de recristallisation accompagnés de silicification et dolomitisation. Au toit des sables, nous avons un niveau de 10 cm d'épaisseur de silt laminé à spicules d'éponges et des nodules d'anhydrite pseudomorphosés par de la silice sous forme de mégaquartz.

B) A la base, il y a un niveau de remaniement à gros éléments provenant du démantèlement de tapis à algues et à éponges, et latéralement des boues bioturbées à coprolites de type Palaxius. Au-dessus, sur plus de 2 m d'épaisseur, des sables (grainstone) à oïdes superficielles, pelloïdes et coprolites, montrent un système de stratifications entrecroisées décimétriques, de type dune sous-marine. Lors de la diagenèse précoce, la partie supérieure de la barre sableuse a subi sur 1 m d'épaisseur une altération diagénétique en milieu marin vadose (BAUD, 1975) avec dissolution des grains (oïdes, oncoïdes) puis cimentation subséquente géopète par de la calcite et de la fluorine. Elle est suivie par une dolomitisation sélective et une silicification dispersée sous forme de petits quartz ipidiomorphes. Nous avons là typiquement une séquence diagénétique régressive par abaissement du paléo-plan d'eau.

Le sommet de cette barre sableuse est percé par des galeries de crustacés décapodes de type Thallassinoïdes, à remplissage dolomitisé. Nous retrouvons ici le même type de surface durcie que celui que nous avons signalé aux Andonces (St-Triphon).

C) Cet intervalle, le moins épais de cette succession (50 cm), est composé à la base d'une boue sableuse (wackestone - packstone) à coprolites, micropelloïdes, articles de crinoïdes et d'ophiures. Par-dessus vient une calcarénite (grainstone) à stratification oblique avec des forsets inclinés jusqu'à 20°, comprenant des pelloïdes et coprolites recristallisés et des articles de crinoïdes.

D) La partie inférieure (1 m) est constituée d'une calcilutite claire bioturbée. La partie supérieure est composée de sables à éléments parfois grossiers (grainstone-rudstone) avec des intraclastes schizophytoïdaux, des éléments cryptospongiaires, des articles de crinoïdes, des micropelloïdes et des coprolites.

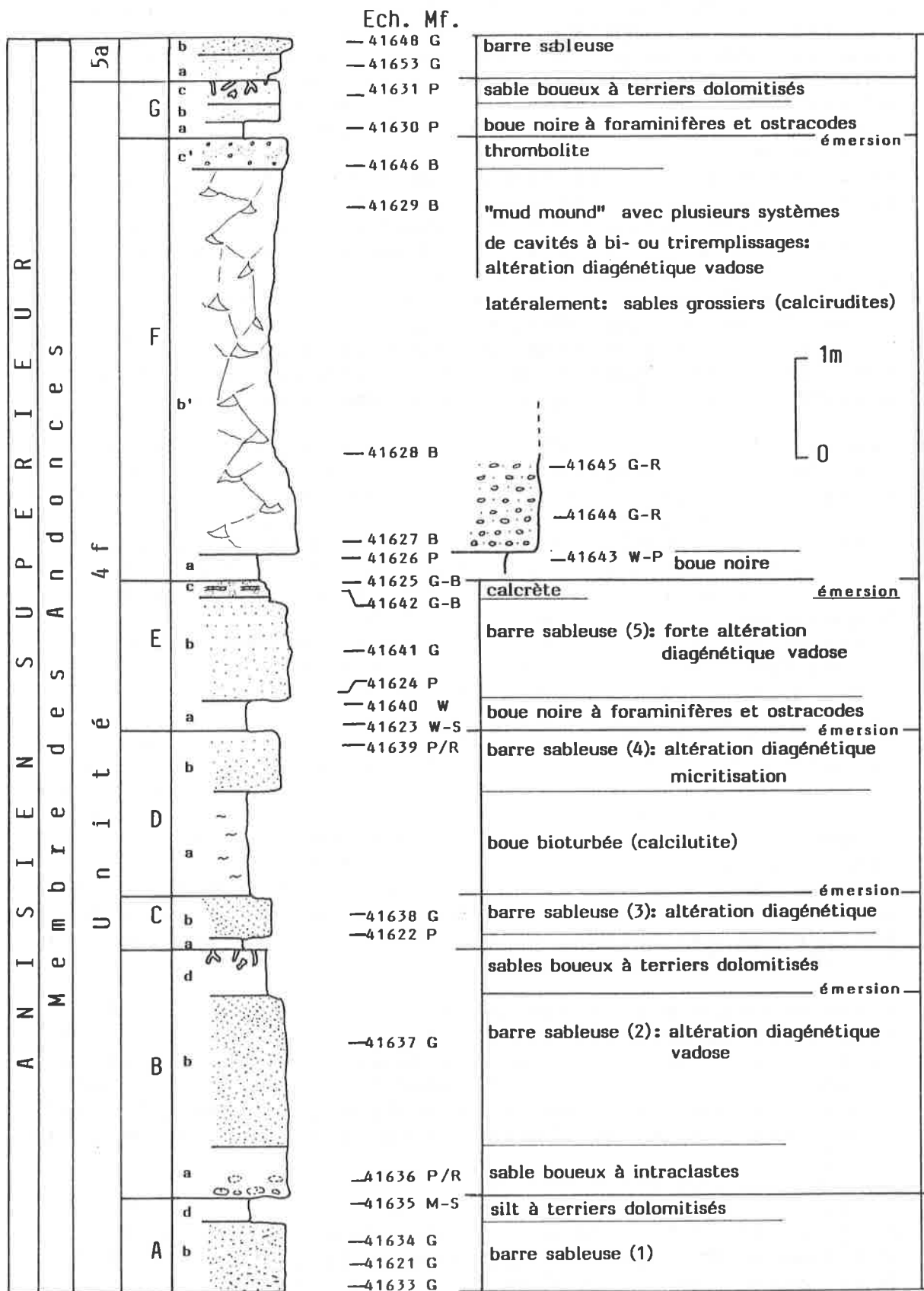


Figure 31: profil lithologique, échantillons, microfaciès (cf. légende annexe A) et interprétation du complexe barrière de l'unité 4f de l'échelle du Rothorn (Diemtigal). Les lettres a à d se réfèrent aux modèles de séquences (fig. 33).

E) La séquence de dépôt E est la plus complète des séquences régressives du complexe barrière. En effet, nous y trouvons au sommet un niveau parfaitement conservé de croûte calcaire, construite puis altérée par évolution insulaire supratidale. Trois lithofaciès caractérisent cette séquence. A la base nous retrouvons des boues type wackestone ou siltstone à spicules qui marquent la colonisation d'un substrat lithifié par des organismes constructeurs, principalement des éponges et plus rarement des schizophytes (faciès cryptospongiaire). Accompagnant ces organismes on remarque de nombreux débris charbonneux qui témoignent d'une couverture végétale sur un milieu insulaire adjacent, ainsi que d'abondants foraminifères, des genres Endothyra et Meandrospira (ZANINETTI & al., 1972) des ostracodes et des gastropodes. Le toit des ces calcilutites sombres est imprégné par de la fluorine en cristaux millimétriques, xénomorphes à ipidiomorphes, brunâtres.

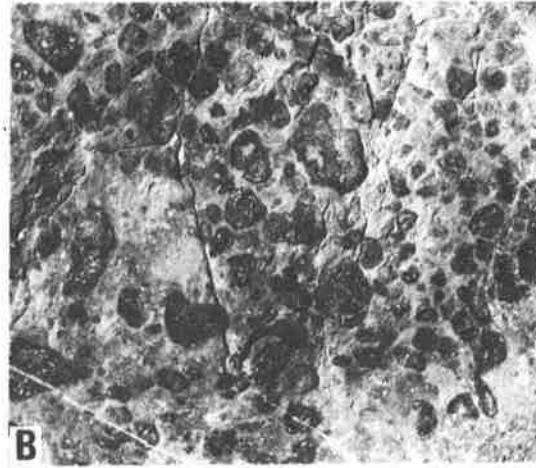
Des calcarénites grossières surmontent les micrites bioclastiques. Ces grainstones et rudstones ont subi une altération diagénétique précoce vigoureuse puis une cimentation en milieu météorique phréatique puis vadose. Nous avons illustré (BAUD, 1975) les silicifications asymétriques des grains recristallisés, par du micro-quartz et de la quartzine. Le sommet de ce banc sableux de 1 m d'épaisseur est constitué par une véritable croûte calcaire de 20 cm d'épaisseur, soumise à une émerision prolongée (calcrète). Nous observons (fig. 6, pl. 16) l'alternance de pisoides vadoses à granoclassement inverse et de croûtes micritiques sombres, laminée de type schizophytoïdale. En lame mince (fig. 7, pl. 16) nous remarquons le remplacement de l'aragonite des oïdes et pisoides par de la calcite sparitique. Les textures cortiquées concentriques originelles apparaissent sous forme de traînées d'impuretés. De la fluorine, en cristaux idiomorphes à hypidiomorphes brunâtres, d'aspect corrodé et riche en inclusions de calcite et de quartz, a précipité dans les grains situés au toit de la croûte calcaire. Les éléments charbonneux qui apparaissent dans la matrice suggèrent ici, la présence de racines.

F) Cette séquence est intéressante, car c'est la seule où nous avons pu observer des faciès construits sur plusieurs mètres d'épaisseur. Les figures sédimentaires et diagénétiques y sont aussi particulièrement nombreuses et variées et ce sont des petits édifices semblables qui sont à l'origine d'une partie des éléments figurés du complexe barrière.

La fig. 32 nous donne une coupe de l'intervalle E' - G' relevée à 50 m de distance du profil de la fig. 31. Pourtant peu éloignés, ces profils montrent déjà de notables différences dans le développement de la séquence de dépôt. Nous retrouvons, comme dans l'intervalle précédent (E), 20 à 30 cm de micrite bioclastique noire à débris charbonneux à la base. Dans la coupe F', c'est ce niveau qui a

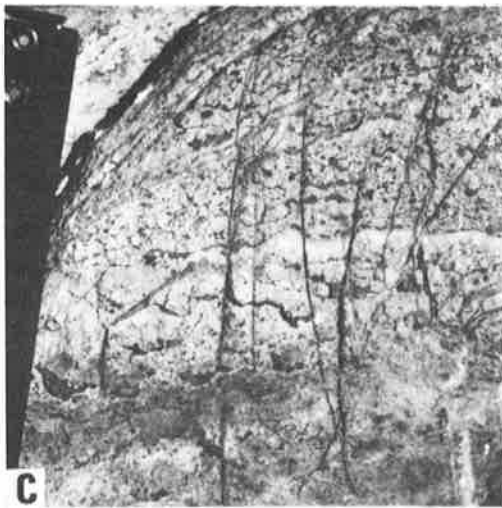


A
Terriers dolomitisés au sommet de G'



B
Sommet de l'édifice 3: corps ovoïdes de schizophytoïdes

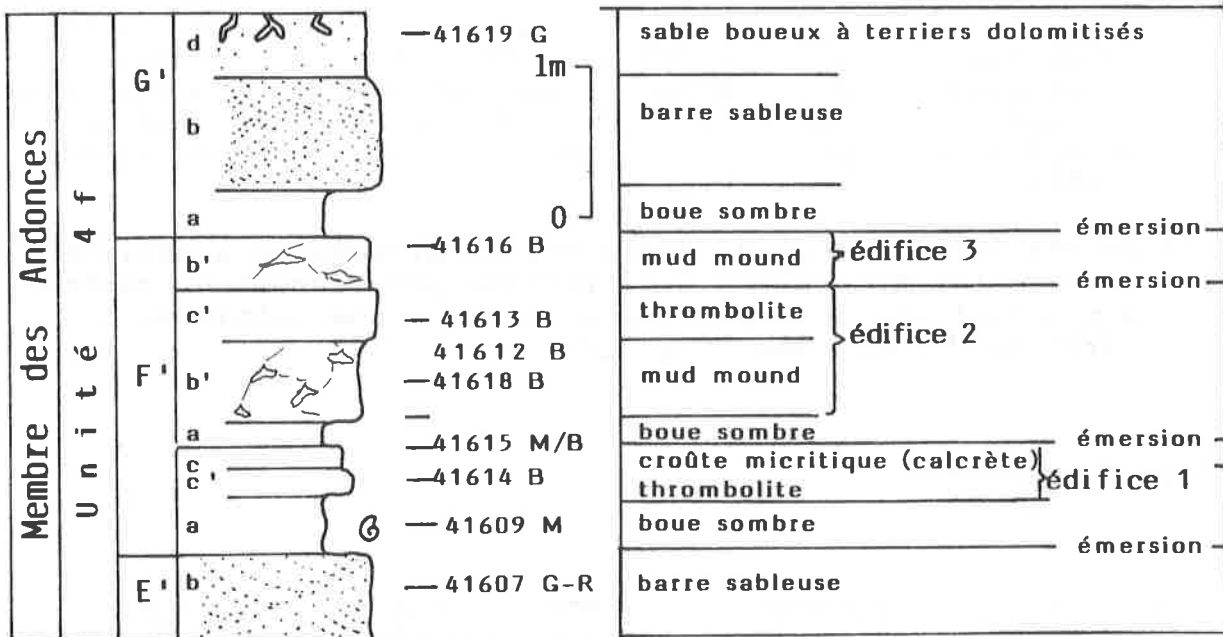
5 cm



C
Edifice 2: thrombolite 1cm



D
Edifice 2: nombreuses cavités (en clair)



- Profil E' - G' du complexe barrière du Rothorn

Figure 32: profil lithologique et faciès principaux du complexe barrière E'-G' au toit de l'unité 4f de l'écaïlle du Rothorn (Diemtigtal). Les lettres a à d se réfèrent aux modèles de séquences (fig. 33).

fourni l'unique ammonoïde du Trias briançonnais (cf. chap. 3.3.1, 3ème partie). Au top des micrites (profil F), apparaissent des imprégnations de fluorine noire (fig. 5, pl. 16) en cristaux xénomorphes à hypidiomorphes ainsi que de petites concrétions de même couleur en calcédoine (BAUD, 1975, fig. 6 A).

Nous trouvons par-dessus, et sur une épaisseur de près de 4 m un petit édifice construit micritique à spongiaires et schizophytes. Une altération diagénétique multiphasée et complexe en milieu météorique phréatique puis vadose (pour la partie supérieure) a eu entre autres pour conséquences la formation d'un système de cavités séquentes par dissolution météorique (fig. 3 et 4, pl. 16).

Ce monticule de boue ou "mudmound" passe latéralement à des calcirudites (rudstone) dans lesquels l'évolution diagénétique montre une recristallisation des éléments figurés constitués par des débris d'algues et de spongiaires (éch. 41645, fig. 3, pl. 29). Ces évolutions diagénétiques divergentes s'expliquent par des différences dans le potentiel d'oxydo-réduction: d'un milieu agité, oxygéné, on passe à un milieu stable, confiné et réducteur.

Un "boundstone" à oncoïdes, peloïdes et cavités, niveau de type thrombolite (MONTY, 1976) partiellement dolomitisé, couvre le sommet du monticule (fig. 4, pl. VIII, in ZANINETTI et al. 1972b). Nous avons illustré le faciès dans les fig. 32 C et 1, pl. 16 et le micro-faciès à la fig. 2, pl. 16).

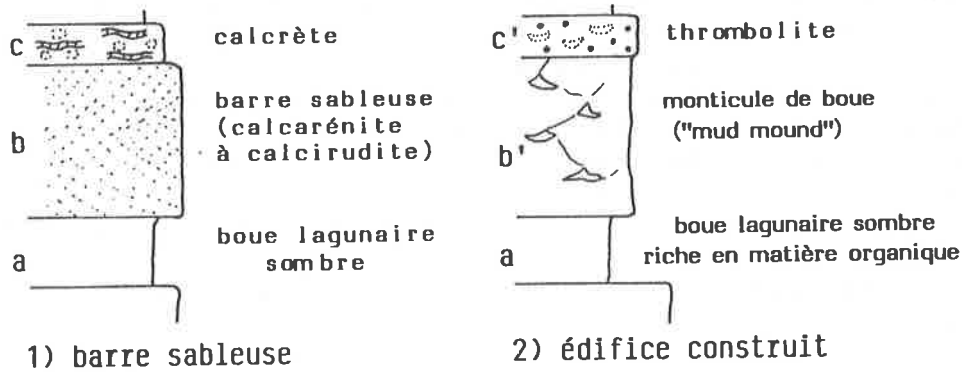
Dans le profil E' une zonation apparaît avec 3 petits édifices à schizophytes. Les 2 premiers sont séparés par des boues noires cryptospongiaires, et le niveau de "boundstone" à oncoïdes (thrombolite) sépare les 2 édifices supérieurs. La partie haute du dernier est percée de cavités de dissolution (fig. 32 D) qui montrent un bi- ou tri-remplissage de silt vadose et une cimentation géodique pluriphasée. Les organismes constructeurs, schizophytes et spongiaires, apparaissent sous forme de corps ovoïdes centimétriques (fig. 32 B).

- G) Ce dernier intervalle, formé d'une calcarénite à matrice boueuse (packstone), a été lithifié précocement et montre à son toit une surface durcie percée d'une multitude de terriers dolomitisés (fig. 32 A).

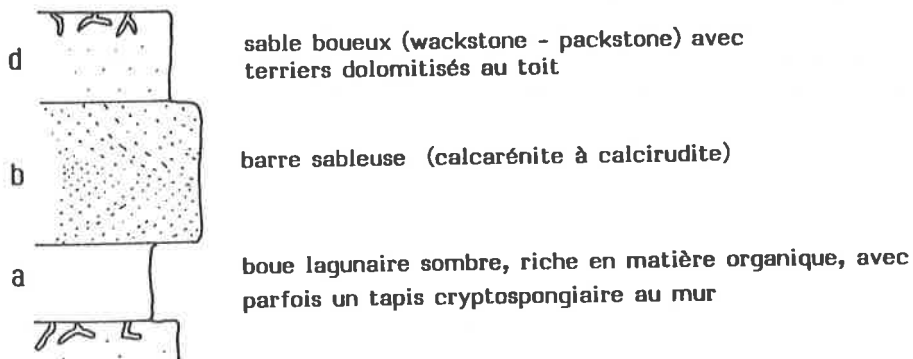
4.4 CONCLUSIONS

A partir des deux exemples que nous venons de décrire se dégage l'originalité de ce complexe barrière dans la Formation de Saint-Triphon. Ci-après nous allons résumer nos principales interprétations.

La succession des dépôts peut être ramenée à deux modèles ou séquences virtuelles (fig. 33). Ces 2 séquences se distinguent par leur terme supérieur, l'un régressif, proximal, l'autre lacunaire, plus distal. Le terme inférieur est constitué soit par des micrites bioclastiques pouvant contenir des galets de boue à spicules, soit par un tapis à spongiaires et algues micritisées. Le deuxième terme représente l'armature de la barrière avec un ou plusieurs bancs de sable calcaires à stratifications obliques, ou en cuillers, respectivement cordons de plage ou dunes sous-marines. La séquence proximale idéale (fig. 33 A) se termine par une émergence plus ou moins prolongée et par la formation d'une croûte calcaire (calcrète). La séquence distale (fig. 33 B), elle, montre une surface durcie riche en terriers branchus, verticaux, dolomitisés sélectivement.



A- modèles de séquence du complexe barrière: partie proximale



B- Modèle de séquence du complexe barrière: partie distale

Figure 33: modèles de séquences élémentaires du complexe barrière.
Echelle métrique.

A partir de ces 2 modèles, les séquences observées se révèlent souvent incomplètes et nous avons noté deux particularités:

- le passage latéral des bancs de calcarénite ou de calcirudites à de petits édifices construits (exemple du Rothorn);
- l'intercallation de dépôts de tempêtes ou de traînées cycloniques qui modifie l'évolution séquentielle virtuelle (exemple des Andonces, niv. 4 in fig. 29).

La diagenèse précoce va avoir un rôle fondamental dans l'édification du complexe barrière. C'est en effet, cette diagenèse vigoureuse qui, au travers des phénomènes de dissolution - précipitation, de cimentation et de recristallisation - , va donner la rigidité nécessaire aux sédiments et aux petites bioconstructions pour résister, du moins en partie, à l'action destructrice de la houle et des tempêtes. Mais quels sont les facteurs qui conditionnent cette diagenèse particulière? Le plus important, à notre idée, est un facteur externe: c'est la variation relative du niveau marin, phénomène que nous pensons être origine eustatique; cet abaissement, en exposant les sédiments aux eaux météoriques, a activé les transformations et la lithification. Il est intéressant de noter les cinq modes de remplacement d'éléments figurés ou de ciments internes qui ont agi sélectivement suivant la zone de faciès et l'emplacement dans la séquence de dépôt, soit: - la calcitisation (inversion de l'aragonite), - la dolomitisation, - la fluorinisation, - la célestinisation, - la silicification.

Les autres facteurs qui conditionnent la diagenèse précoce sont internes au sédiment et sont liés à la richesse en matière organique ainsi qu'aux variations du potentiel d'oxydoréduction.

Le complexe barrière du Membre des Andonces montre ainsi de bons exemples de petites constructions ou "récifs" diagénétiques, biohermals ou biostromals; nous avons en fait des lithohermes sensus PURSER (1980, p. 193).

Chapitre 5 LE COMPLEXE PRELITTORAL

5.1 INTRODUCTION

Comme nous l'avons défini au chapitre 1.3, le complexe pré-littoral succède vers le large aux autres complexes paléoenvironnementaux. C'est dans ce milieu marin abrité qu'apparaît une famille de faciès, les calcaires vermiculés, qui a connu un grand développement dans la première moitié du Trias; nous y reviendrons en fin de chapitre.

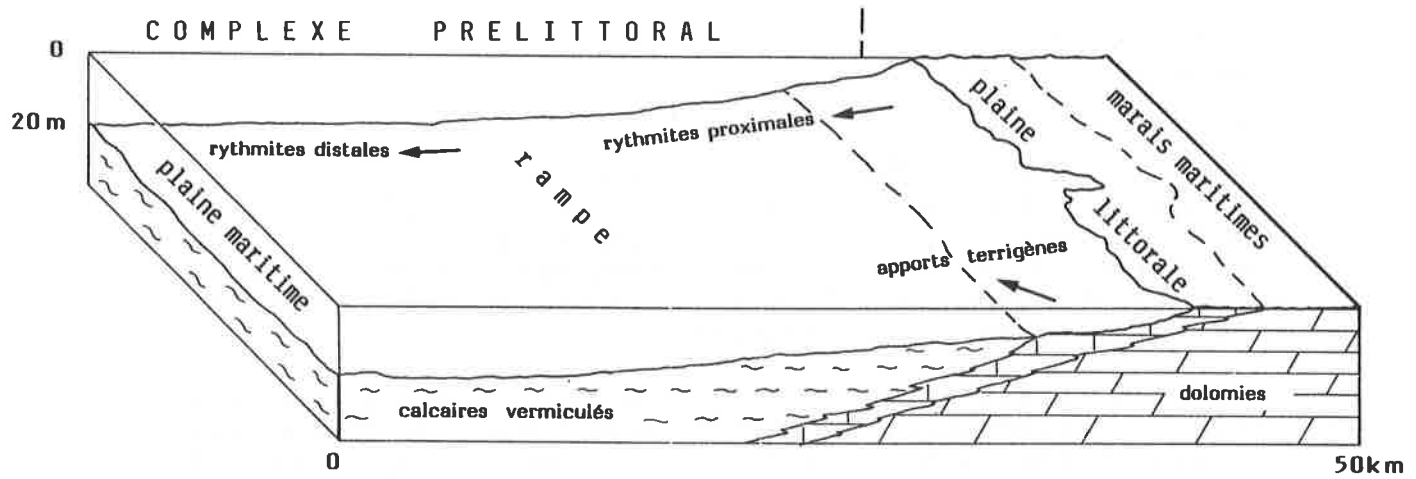
Les trois installations successives de ce complexe dans la série stratigraphique sont liées aux étapes de l'évolution de la plate-forme carbonatée du Trias moyen briançonnais (cf. 3ème partie):

- durant la phase juvénile, il n'y a pas encore de véritable plaine d'estran; le complexe pré-littoral vient alors se relier directement aux vasières littorales par une rampe faiblement inclinée (fig. 34 A);
- puis avec l'apparition de la plaine d'estran, le milieu pré-littoral lui fait directement suite;
- durant la phase mature, qui voit la constitution d'une barrière, il se trouve au-delà de celle-ci (fig. 34 B).

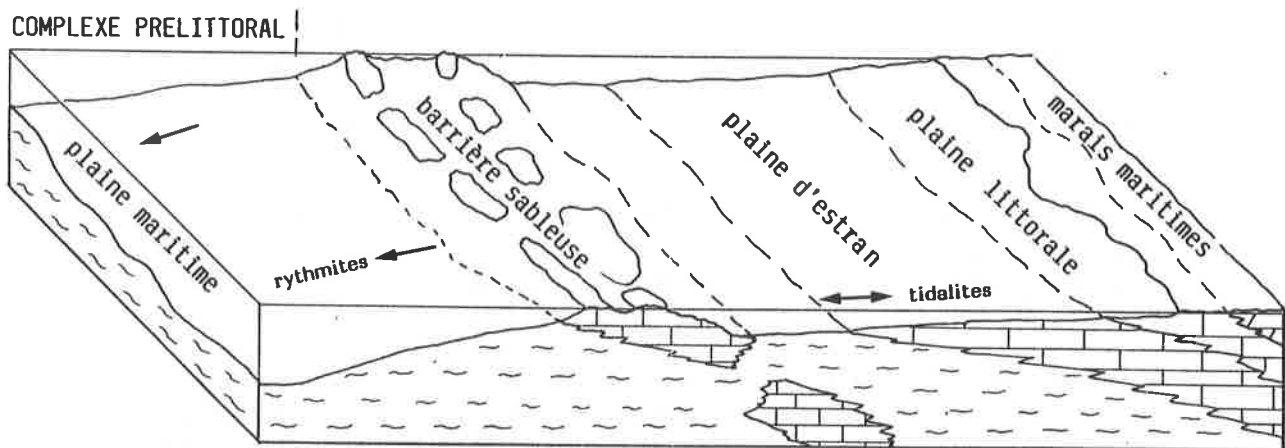
La figure 35 illustre l'emplacement de ce complexe sur les différents profils que nous avons relevés.

Une des caractéristique de ce complexe, c'est qu'il se trouve, de manière générale au-dessous de la limite d'influence directe de la houle ou des marées. La sédimentation y est rythmée, avec deux phases principales:

- l'une, "allochtone", de haute énergie, est constituée par un apport brusque qui a pour origine un événement climatique, une tempête ou un cyclone périodique qui met en déplacement d'énormes masses d'eau et de sédiments. Cet apport brusque montre certaines analogies avec les turbidites. Il a été décrit dans la littérature sous les termes de "tempestites" (AGER, 1973, EINSELE, 1982) ou de "rythmites" (REINECK & SINGH, 1972). C'est ce terme là que nous avons utilisé;
- l'autre phase, "autochtone", de basse énergie, est formée essentiellement de calcilutites.



A - Plate-forme juvénile - transgression



B - Plate-forme mature - progradation

Figure 34: position du complexe pré littoral en fonction de l'évolution de la plate-forme carbonatée.

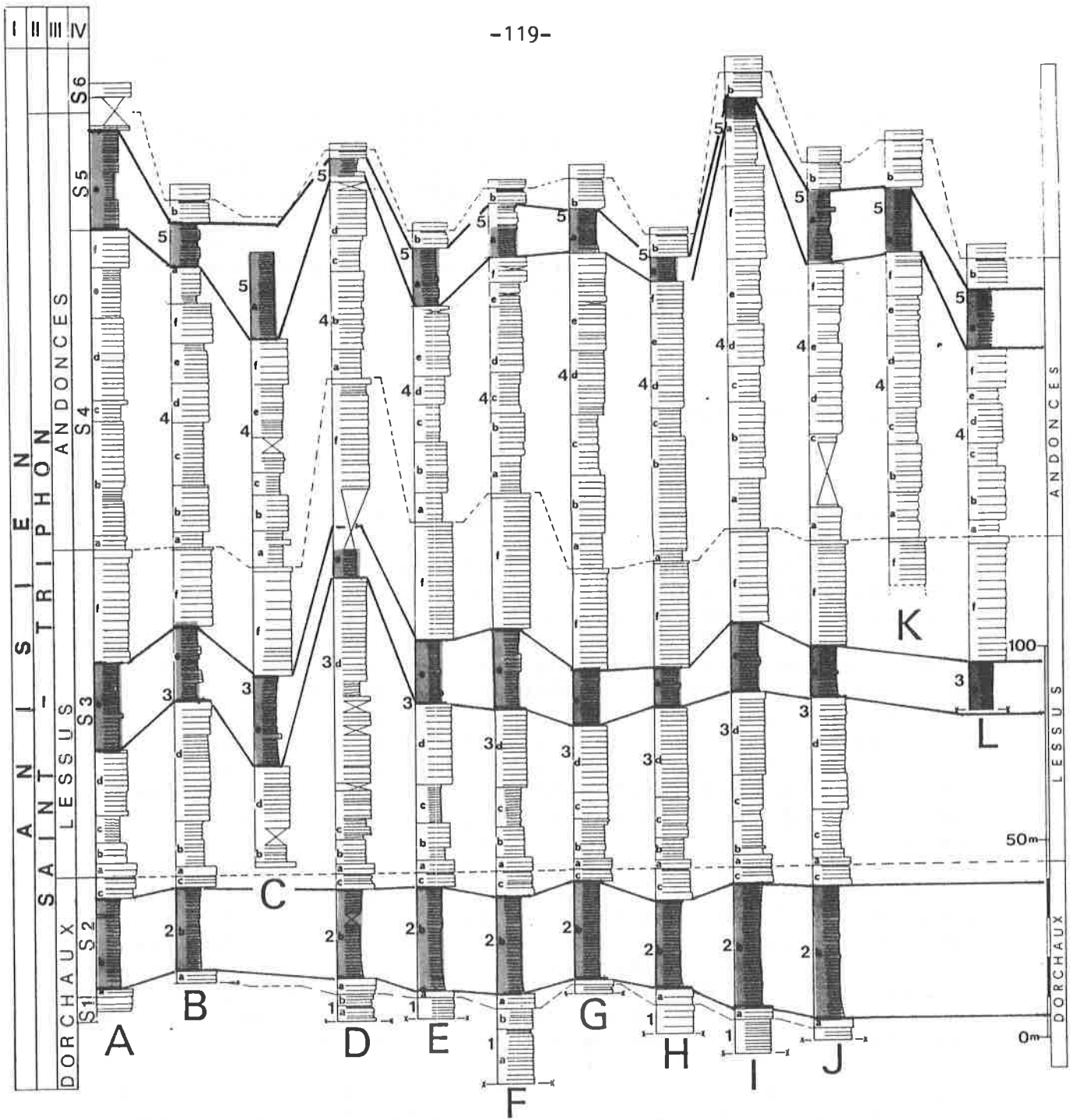


Figure 35: extension stratigraphique du complexe pré littoral (en grisé). La localisation des profils A à L est indiquée in fig. 1 & 5.

Les figures sédimentaires et syngénétiques y sont nombreuses. Pour les classer, nous avons repris et adapté le schéma d'ELLIOTT (1965) que nous présentons à la p. (tab.4). Comme nous sommes ici dans un milieu à pentes nulles ou très faibles, les structures exocinématiques correspondent au dépôt du sédiment et les structures endocinématiques aux déformations internes de ces dépôts. Les structures biocinématiques, quant à elles, jouent un rôle très important, comme nous l'avons déjà montré in BAUD (1976).

5.2 LES CALCILUTITES

Si, comme nous l'avons vu, une partie des calcilutites est déplacée, allochtone, l'autre partie est autochtone, et il n'est souvent pas possible de distinguer l'une de l'autre. Les calcilutites sont des dépôts qui prédominent largement dans le milieu pré littoral. L'origine de ces calcilutites est l'un des problèmes qui a déjà beaucoup intrigué les géologues qui se sont occupés de ces niveaux. Nous n'apporterons pas de réponse absolue ou définitive à ce problème, mais nous présenterons quelques processus possibles parmi tous ceux qui concourent à la formation des micrites (voir FLUGEL, 1982, tab. 11) et nous essaierons de voir ceux qui ont pu jouer un rôle dans les calcilutites de Saint-Triphon. Tout d'abord, il est important de se rappeler que la célestine est souvent présente comme ciment interne d'éléments figurés dans ce milieu pré littoral. Ceci est en faveur d'une composition minéralogique originelle aragonitique du sédiment, car l'aragonite peut contenir des quantités importantes de strontium (jusqu'à 10'000 ppm) qui seront libérées lors de dissolutions, inversions ou recristallisations. Donc nous allons rechercher les processus qui concourent à la formation de boues aragonitiques. Nous en voyons 2 principaux qui ont joué certainement un rôle important dans les couches qui nous occupent:

- le premier est celui de la précipitation d'aragonite microcristalline induite par l'activité bactérienne ou algobactérienne. Ce type de processus a fait l'objet d'études récentes (cf.: MAURIN & al., 1977) et il a déjà été évoqué par VEIZER (1972, p. 1297) comme hypothèse de l'origine des micrites des calcaires vermiculés.
- le second processus important intervient lors de la décomposition de la matière organique des algues calcaires à squelette interne par libération des aiguilles microniques d'aragonite qui forment ce squelette. C'est un processus qui a été étudié en détail dans la sédimentation actuelle de la baie d'Abaco aux Bahamas par NEUMANN & al. (1975). Ces auteurs ont montré l'importance fondamentale des algues calcaires dans la production de boue carbonatée dans un

| ETAT DU SEDIMENT | | S O U R C E D' E N E R G I E | | | | Biocinématique |
|------------------|-----------------------------|--|--|--|---|--|
| | | Exocinématique (courants) forte instantanée | | Endocinématique (gravité) déformations internes | | |
| | | énergie faible | moyenne | translation | | |
| Liquide | formation grains par grains | laminites planes décantation | tidalites: stratifications obliques et entrecroisées | remaniements dépôts grossiers | | piégeage des grains |
| Quasiliquide | formation en masse | | | dépôts de tempête (rythmite) | coulée de boue turbidite granoclasement | stabilisation par les schizophytes, homogénéisation par les organismes fouisseurs |
| Hydroplastique | déformations souples | linéations de surface — convolute | | | | intrusion clastique, volcan de boue convolute striction, figures de charge, figures d'échappement d'eau |
| Quasisolide | déformations cassantes | | | brèche d'érosion, traînée cyclonique brèche sismiques | brèche d'escarpement le long de failles actives | traces et pistes de surface, bioturbation, galeries d'organismes fouisseurs terriers |
| Solide | déformations cassantes | | | | | perforations |

Tableau 4: classification des structures de dépôts et de déformations syngénétiques en fonction de l'état du sédiment et des facteurs énergétiques. Modifié d'après ELLIOT (1965, p. 194).

milieu de lagune partiellement confinée et peu profonde. Nous pensons que le complexe pré littoral de la Formation de Saint-Triphon était en grande partie colonisé par ces algues vertes à squelette interne. Probablement plus sensibles aux conditions écologiques défavorables, les dasy-cladacées (algues vertes à squelette externe) n'apparaissent, de manière importante qu'à deux reprises comme nous l'avons vu dans le chapitre consacré à la plaine d'estran (3.3.2).

Parmi les autres processus, il est possible que des phénomènes de précipitation directe ("whiting") aient pu intervenir. Mais il semble que, en ce qui concerne la sédimentation actuelle, ce phénomène n'entre que pour une très faible part dans les mécanismes d'accumulation des boues carbonatées. La bioérosion et micritisation par les algues térébrantes de squelettes d'organismes ont certainement joué un rôle, comme le montre en lames minces l'attaque très fréquente des tests de mollusques et de brachiopodes. Mais ce rôle est faible dans le budget total de la boue carbonatée.

Il reste encore la désintégration complète de squelettes calcaires d'organismes autres que les algues. En dehors des mollusques tels les gastéropodes et bivalves nains qui affectionnaient ce milieu pré littoral, il existe deux types d'invertébrés qui ont pu être à l'origine de boues carbonatées et que l'on ne connaît que de manière indirecte: il s'agit des crustacés décapodes dont la carapace peut contenir du carbonate de calcium en quantités non négligeables (SOHN & al. 1978) et des éponges à squelette partiellement calcaire ou à tissus calcifiés qui apparaissent dès l'unité 3f et qui sont abondantes dans les unités 4c, 4f et 5a. Ces 2 groupes ont joué un rôle certain, mais difficile à évaluer.

5.3 SEQUENCES DE DEPOT: LES RYTHMITES

De manière générale, les dépôts de type rythmites ont une très grande importance dans la sédimentation des mers épiconcontinentales (KREISA, 1981), et en particulier ces dépôts vont conditionner les faciès péritéthysiens du début du Trias (BAUD & MARCOUX, 1982). Ces rythmites se retrouvent dans tous les domaines sédimentaires de la plate-forme briangonnaise. Mais là où elles vont être le mieux conservées et fossilisées, c'est soit dans le domaine marginolittoral externe, soit sur les vastes étendues du complexe pré littoral. Par contre, sur la plaine d'estran, si ce type de dépôts a effectivement joué un rôle important, ce sont cependant les courants de marées qui vont régler l'organisation finale des sédiments et par là les structures sédimentaires, comme nous l'avons vu au chapitre 3; toutefois dans la partie distale de la plaine d'estran certains dépôts de rythmites sont

parfaitement reconnaissables.

A chaque stade de l'évolution de la plate-forme carbonatée, les rythmites auront leurs caractéristiques propres et nous verrons leur contenu se modifier. C'est ce que nous allons essayer de montrer ci-dessous.

5.3.1 Les rythmites du Membre de Dorchaux

En plus de celles essentiellement formées de boue carbonatée, qu'il est difficile, sinon impossible de distinguer des dépôts autochtones, nous avons observé trois catégories principales de rythmites:

- celles qui sont composées de matériel détritique terrigène de la classe des silts, avec quartz, micas et argiles;
- celles formées de calcarénites bioclastiques;
- celles mixtes, qui comprennent les 2 types de matériaux.

Le microfaciès 41383 (fig. 1, pl. 17) nous montre à la base un lit millimétrique, riche en quartz et micas accompagné d'ostracodes à parois minces et de petits foraminifères (Glomospires); il est surmonté d'une boue carbonatée à rares débris. Ce faciès de rythmite est très fréquent à la base de l'unité 2b.

Les gastéropodes, les lammellibranches et les crinoïdes vont fournir l'essentiel des sédiments bioclastiques.

Le microfaciès 41309 (fig. 2, pl. 17) nous montre un lit de 2 cm d'épaisseur d'un packstone à microgastéropodes, rares pélicypodes et peloïdes. Seule la micritisation a préservé certains tests d'une dissolution complète. Le ciment interne, partiellement composé de dolosparite, montre de belles figures géopètes d'ombrelles. La limite inférieure actuelle de la rythmite est représentée par un joint complexe de dissolution sous pression avec plusieurs générations de microstylolites. Sur le premier centimètre, les tests sont partiellement brisés, alors qu'ils sont entiers dans la partie supérieure. Ceci a probablement pour cause une compaction différentielle entre les tests à remplissage boueux de la base et les tests à ciments internes précoces du sommet.

Un autre exemple de rythmite bioclastique nous est donné par le microfaciès 41557 (fig. 3, pl. 17) qui montre une accumulation de pélicypodes à tests fins, micritisés ou entièrement dissous, avec effet d'ombrelle dans une matrice micritique. Le ciment interne est soit de la célestine, soit de la dolomite.

Le troisième grand groupe d'organismes, nous le trouvons dans la rythmite du microfaciès 41554 (fig. 5, pl. 17) avec d'abondants articles de crinoïdes; accompagnant ceux-ci, nous trouvons des tests de pélicypodes ainsi que de petits foraminifères (Glomospires), et des péloïdes. Le tri et le granoclassement

sont tout à fait caractéristiques. Nous retrouvons, comme dans le microfaciès précédent, un ciment de célestine sous l'ombrelle des tests de lamellibranches.

Enfin, le dernier microfaciès de ce Membre de Dorchaux que nous illustrons (lame 41573, fig. 4, pl. 17) nous montre la base d'une rythmite à intraclastes, articles de crinoïdes, spirorbis, ostracodes à parois épaisses et tests brisés de pélécy-podes. Au sein de ce matériel se développe un ciment anké-ritique, brunâtre. La base de la rythmite forme une petite poche qui est une figure de charge typique d'un niveau plus dense qui pénètre par rééquilibrage dans la boue carbonatée sous-jacente.

5.3.2 Les rythmites du Membre du Lessus

Les rythmites sont bien caractérisées dans l'unité 3e. Deux variétés y dominent alors: celles à matériel bioclastiques et celles à galets mous.

Il est possible de les observer dans de bonnes conditions dans la carrière des Fontenailles à Saint-Triphon. La fig. 1, pl. 18, nous montre une surface exposée dans la partie S de l'ancienne exploitation. Les flèches indiquent la position des 3 rythmites à crinoïdes superposées. Entre ces rythmites bioclastiques, nous avons des faciès pseudo-noduleux que nous avons déjà illustrés (BAUD, 1976: pl. 2/4) et que nous traitons aux chapitres 5.4 et 5.5. En plus des nombreux articles de crinoïdes, les microfaciès montrent la présence de pélécy-podes, ostracodes et péloïdes. La lame 41120 nous a livré un microfaciès type de rythmite granoclassée et granograduée (fig. 3 et 4, pl. 18). De la base au sommet de la section, qui est coupée perpendiculairement, à la stratification, nous avons tout d'abord (a) une boue bioturbée à rares ostracodes et débris de foraminifères (frondiculaires). Puis apparaît une première rythmite (b) à péloïdes épigénisé par de la dolomite, rythmite qui est partiellement érodée par l'arrivée de la suivante. Dans cette dernière nous avons distingué 4 horizons superposés:

- c) - le premier centimètre montre un packstone à péloïdes épigénisé par de la dolomite, avec des tests de pélécy-podes, de gastéropodes, d'ostracodes à parois épaisses, des articles de crinoïdes et de rares foraminifères;
- d) - le deuxième horizon (3 mm) est un packstone à crinoïdes abondants, éléments d'ophiures et débris de tests minces de pélécy-podes, ainsi que des ostracodes à parois épaisses;
- e) - dans le troisième horizon, la granulométrie moyenne diminue et la texture devient celle d'un wackstone à crinoïdes et ostracodes, cette fois-ci à parois minces; nous observons dans la matrice micritique des figures de turbulence et d'échappement d'eau;

- f) - le quatrième niveau montre une partie inférieure laminée avec des débris silteux de bioclastes et rares grains non squelettiques, comprenant également du quartz et de rares micas; ce dernier matériel, terrigène, se concentre dans la partie supérieure; cette concentration n'est pas originelle, mais il s'agit d'un phénomène diagénétique de redistribution des carbonates par compaction et dissolution préférentielle; cette dissolution est particulièrement bien visible dans les bioclastes au contact de cet horizon supérieur.

L'autre variété de rythmite est un cas à part des faciès à galets mous que l'on trouve fréquemment dans les calcaires vermiculés, et en particulier à plusieurs niveaux, dans l'unité 3e. Ce type de faciès peut avoir des origines multiples (cf. paragraphe 5.4.2). Le mode de formation qui nous intéresse ici est celui de la fracturation, soit par onde de choc, soit par phénomène de retrait d'une boue carbonatée semi-lithifiée. Cette fracturation est suivie d'un remaniement en masse des éléments par une tempête ou un cyclone. Vu la taille centimétrique à pluricentimétrique des éléments et l'épaisseur décimétrique à métrique de couches à galets mous, il faut imaginer des événements météoriques d'une intensité considérable.

Le microfaciès 41055 (fig. 2, pl. 18) de l'unité 3e du profil de Chable-Croix (Dréveneuse) est un rudstone à galets mous (intraclastes) qui illustre ce cas particulier. Le sédiment est mal trié avec des éléments figurés dont le diamètre varie dans une proportion de 1 à 20, depuis les petits péloïdes jusqu'aux grands galets plats. La pétrographie de ces galets montre une certaine variété, depuis le mudstone azoïque jusqu'au packstone à péloïdes, grains ou coprolites. Plusieurs sections de galets montrent des fentes de retrait, ce qui nous donne une indication sur le processus de fracturation précédant le remaniement. Parmi les éléments figurés bioclastiques nous avons des articles de crinoïdes; en plus, ce qui est peu courant, nous remarquons une section de dent de Pycnodonte. La matrice est un ciment mosaïque de calcite claire (sparite), qui montre un remplacement partiel, avec diminution de la taille des cristaux, par de la dolomite ferrifère.

5.3.3 Les rythmites du Membre des Andonces

Comme nous l'avons vu pour le complexe barrière (chapitre 4), le complexe pré littoral qui lui fait suite affleure également dans d'excellentes conditions dans l'exploitation des Andonces près de Saint-Triphon gare. Nous avons relevé, en base de carrière, un profil dans l'unité 5a (fig. 36).

Dans ces faciès noirs, vermiculés, nous avons 3 catégories principales de rythmites, soit en allant du plus grossier au plus fin:

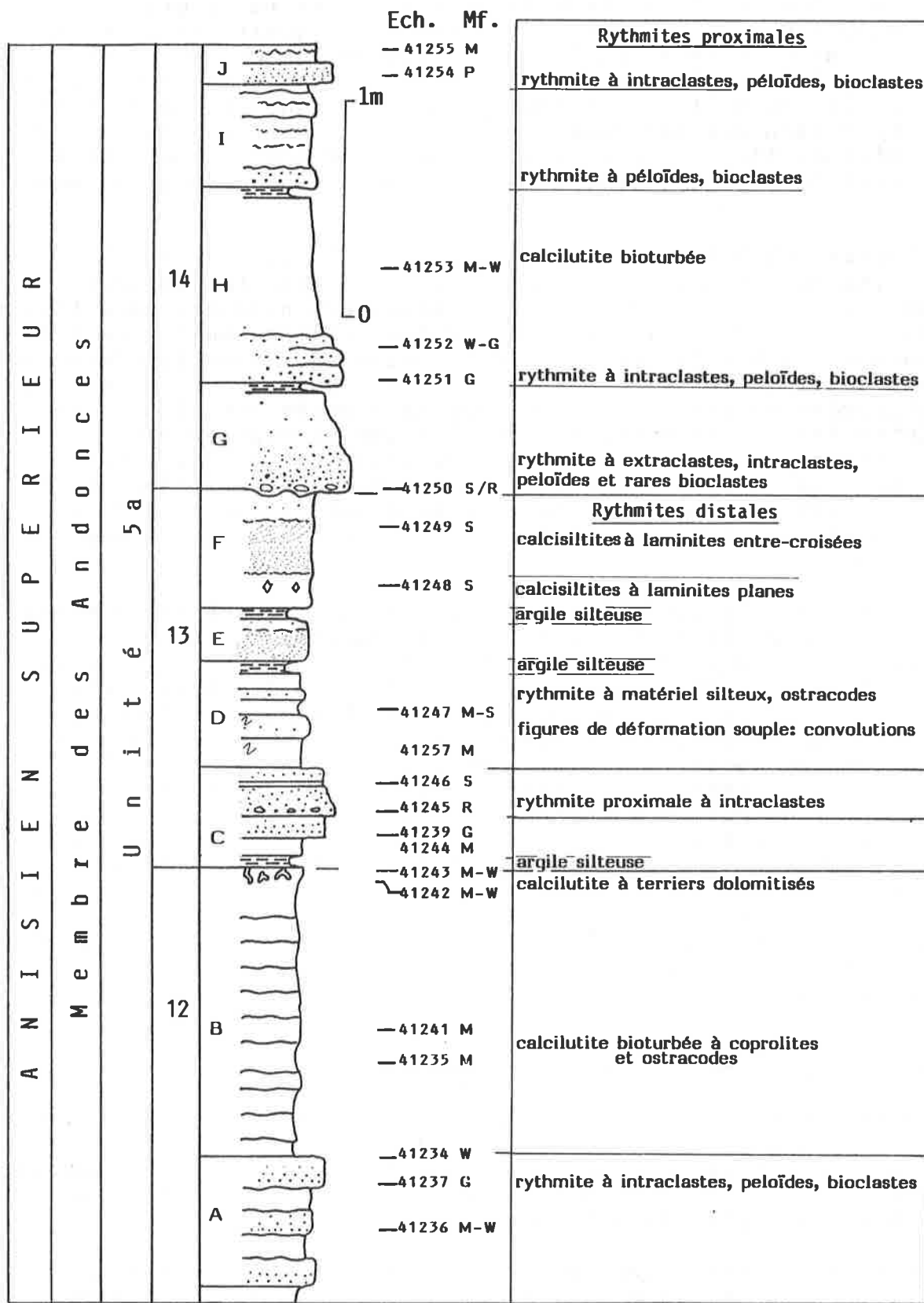


Figure 36: profil lithologique et types de sédiments du complexe pré littoral dans l'unité 5a de la carrière des Andonces (Saint-Triphon). Quelques microfaciès sont illustrés à la planche 19 .

- Des rythmites à intraclastes, tel le microfaciès 41250 (fig. 1, pl. 19), rudstone qui forme la base d'un banc de 40 cm d'épaisseur. Nous retrouvons là un faciès à galets mous, mais avec une matrice micritique. Un autre microfaciès comparable, le 41245 (fig. 2, pl. 19), est composé d'intraclastes variés (calcisiltites à micropéloïdes et ostracodes, calcilutites à fentes de retrait) avec cette fois une matrice de calcarénite fine à péloïdes, micropéloïdes et ostracodes.
- Les rythmites à matériel calcarénitique qui sont les plus nombreuses; les éléments figurés, aussi bien squelettiques que non squelettiques sont d'une assez grande variété. Le microfaciès 41252 nous montre, surmontant une micrite bioturbée à microgastéropodes, un grainstone à tests brisés et micritisés de pélécytopodes, à articles de crinoïdes, microgastéropodes ostracodes à parois épaisses, spirorbis, péloïdes et intraclastes de calcilutite.
- Les rythmites à matériel fin de calcisiltite apparaissent surtout dans la partie médiane du profil, où l'on note également le dépôt de plusieurs niveaux riches en argile. En exemple, le microfaciès 41243 (fig. 3, pl. 19) montre des concentrations millimétriques d'une calcisiltite granoclassée et granograduée à micropéloïdes, grains carbonatés silteux, valves d'ostracodes à parois minces et petits foraminifères de type glomospire.

En dehors de ce profil des Andonces, nous avons choisi 2 microfaciès que l'on trouve dans cette partie supérieure de la Formation de Saint-Triphon. Tout d'abord le microfaciès 41659 (fig. 4, pl. 19) qui provient du profil du Rothorn. Nous avons, surmontant un niveau de micrite, une rythmite, à matériel très bien classé, en 3 couches, de bas en haut:

- a) - un packstone à classement bi-modal avec une matrice silteuse et micropéloïdes et des bioclastes recristallisés comprenant des tests minces de pélécytopodes, des microgastéropodes, des spirorbis et de rares crinoïdes;
- b) - un packstone à tests de bivalves alignés, avec des microgastéropodes, dans une matrice micritique;
- c) - un wackestone passant vers le haut à un mudstone, avec des valves très fines de bivalves juvéniles.

L'autre rythmite, dans la lame 41698 (fig. 5, pl. 19) du profil du Wiriehorn, est entièrement constituée par une accumulation de spirorbis, entiers ou brisés.

5.3.4 Les structures de courant associées aux rythmites

Nous venons de voir quelques figures sédimentaires associées aux rythmites, soit la granograduation, le tri (granoclassement), et les laminites planes.

Il existe également d'autres types de structures exocinématiques, plus rares:

- localement nous avons observé des laminites entrecroisées dans l'unité 2b de l'Eperon de Nant, ceci dans une granulométrie fine (calcisiltite) et à une échelle millimétrique à centimétrique (fig. 1, pl. 20);
- des linéations de courant, soit de fines stries apparaissant à la surface d'un banc; elles indiquent probablement le mur d'une rythmite. Nous les avons découvertes dans l'unité 2b de l'Eperon de Nant;
- de nombreuses surfaces des calcaires vermiculés montrent des galeries d'organismes fouisseurs en relief; un des processus possibles de cette exhumation est celui d'une lithification précoce des terriers puis d'un lessivage de la boue calcaire encaissante par des courants occasionnels; la présence fréquente d'un plaquage d'insoluble sur la surface nous indiquerait l'influence subséquente de phénomènes de diagenèse tardive avec la dissolution sous pression (cf. BAUD, 1976);
- de petites rides de courant, de hauteur cm. et d'éloignement dm. sont visibles sur certaines surfaces de la base de l'unité 2b de l'Eperon de Nant (fig. 2 et 3, pl. 20).

5.4 LES STRUCTURES DE DEFORMATION ATECTONIQUES (ENDOCINEMATIQUES)

Si les structures sédimentaires associées à la translation et au dépôt du sédiment sont produites principalement par des facteurs externes ou exocinématiques comme nous venons de le voir, les figures de déformation atectoniques seront le fait de facteurs physiques à action interne au sédiment soit, - la gravité, - la pression hydro- et lithostatique, - la viscosité.

Les sédiments pré littoraux présentent un haut potentiel d'instabilité de par la conjonction de 3 éléments. Les deux premiers sont liés au dépôt lui-même et le troisième apparaît, et va jouer un rôle important, lors de la diagenèse précoce; ce sont:

- a) Une sédimentation rythmée, multicouche, répétitive, avec la prédominance d'une granulométrie fine (calcisiltite et calcilutite).

- b) Un fréquent gradient de densité inverse.
- c) Le développement de forts contrastes de viscosité, ceci soit de manière progressive par lithification différentielle, soit de manière instantanée par thixotropie.

Nous allons illustrer d'abord quelques exemples dont l'origine est liée aux deux premiers facteurs puis nous découvrirons ensuite l'importance du dernier facteur dans la genèse de la nodularisation et la bréchification.

5.4.1 Déformations sous contraste de viscosité faible ou nul

C'est dans ce domaine qu'intervient principalement le facteur de gradient de densité inverse tel qu'il a été expérimenté par ANTKELL et al. (1968, 1970) et nous renvoyons le lecteur aux descriptions minutieuses de ces auteurs. Dans un état quasi-liquide du sédiment naissent des figures de sinuosité et de convolution de l'interface de 2 couches soulignées par une légère différence de patine. Des 2 exemples que nous figurons, le premier (fig. 1, pl. 21) vient de l'unité 3e de la carrière des Fontenailles, et le second (fig. 2 et 3, pl. 21) de l'unité 5a de la carrière des Andonces (Saint-Triphon).

A la base de certaines rythmites, le contraste de densité amène la formation de figures de charge ("load casts"). A l'échelle de la lame mince, nous avons déjà illustré (fig. 4, pl. 17) une petite poche formée de matériel grossier dans la boue sous-jacente. A l'échelle de l'affleurement, nous montrons une figure de charge de profondeur décimétrique provenant de l'unité 2b de l'Eperon de Nant (fig. 4, pl. 20).

5.4.2 Déformations sous contraste de viscosité moyen à fort

Se surimposant à une hétérogénéité de la sédimentation en couches alternantes (rythmites) saturées en eau au départ, apparaît une hétérogénéité secondaire durant la diagenèse précoce. Elle est due d'une part à une perte en eau différentielle suivant les possibilités de drainage de chaque couche et d'autre part au phénomène de la cimentation différentielle. C'est ainsi que des contrastes de viscosité moyens à forts prennent naissance.

Dans le milieu pré littoral que nous examinons ici, la cimentation est sous-marine. Elle peut se produire à l'interface eau - sédiment ou sous couverture sédimentaire plus ou moins importante. Nous présentons ci-dessous quelques facteurs qui influencent l'apparition d'une hétérogénéité secondaire en général et la cimentation en particulier:

- la composition des eaux d'imbibition et la possibilité de mouvement de ces eaux (drainage),
- la proportion de minéraux argileux par rapport aux minéraux carbonatés et la nature de ces argiles,

- la quantité de matière organique.

C'est la compréhension de ce phénomène, c'est-à-dire l'apparition et le développement des contrastes de viscosité, qui va nous permettre d'aborder sous un angle nouveau, à la suite également des travaux expérimentaux de EINSELE et al. (1974) et surtout de MICHEL (1982), l'origine des nombreuses structures de déformation atectonique, de bréchification et de nodularisation que nous avons, soit déjà signalées (BAUD & MEGARD, 1975, BAUD, 1976), soit découvertes par la suite dans les unités 2a, 3e et 5a de la Formation de Saint-Triphon.

Dans des roches de même âge et de faciès semblables des plates-formes péritéthysiennes, ces structures de déformation ont été inventoriées et ont fait l'objet de descriptions diverses. Nous nous référons aux travaux de SCHWARZ (1970, 1975) dans le Muschelkalk d'Allemagne du S, de BOCACZ et al. (1968), de BIALIK et al. (1972) et de TRAMMER (1975) dans le Muschelkalk de Pologne, de DAMIANI (1973), DAMIANI & GANDIN (1973, 1974), GANDIN (1978) dans le Muschelkalk de Sardaigne.

Dans l'enchaînement des phénomènes qui conduisent à la nodularisation ou à la bréchification, MICHEL (1982) distingue deux processus différents (A et B), qui dépendent du rapport de l'épaisseur des couches indurées sur l'épaisseur des couches incompetentes ainsi que du rapport des viscosités.

Processus A

Il ne se développe que dans les alternances à couches incompetentes (quasi-liquides) très peu épaisses par rapport aux couches compétentes (lithifiées). Ce processus débute par une fissuration des couches compétentes et l'injection du matériel fluide dans les fentes ainsi créées; s'il se poursuit, il aboutit d'abord à la dissociation des couches lithifiées et enfin à la formation d'une brèche pauvre en matrice, variété de brèche dite intraformationnelle.

Un certain nombre de figures de déformation que nous allons illustrer peuvent être rattachées à ce premier processus. Tout d'abord des figures restées longtemps énigmatiques, dénommées "sigmoidal slab joints" par SCHWARZ (1970, 1975), ou encore "piesoclasti" par DAMIANI (1973) et que nous appelons joints sigmoïdes, - en chevron, - obliques etc. Il s'agit de discontinuités (fissurations) espacées, parallèles entre elles et perpendiculaires ou obliques par rapport à la stratification. Elles sont généralement matérialisées par des joints argileux très fins. Ces joints affectent des bancs ou des lits de 2 jusqu'à 20 cm d'épaisseur. Nous avons tous les cas de figures entre les joints verticaux, obliques, en chevron ou sigmoïdes (fig. 37). SCHWARZ (1975) a passé en revue les différentes théories de formation de ces joints. A la suite des expériences de EINSELE et al. (1974), il donne l'explication de joints de drainage apparaissant lors de la perte en eau des sédiments.

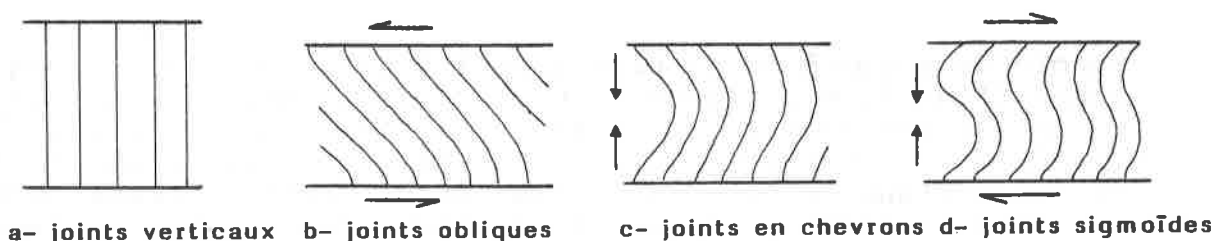


Figure 37: déformations des joints de drainage dans un sédiment en état hydroplastique.

Les expériences de MICHEL (1982) complètent et vont plus loin que celles de EINSELE et al. (1974). Le processus décrit par le premier auteur et appliqué aux figures de déformation observées, nous permet de proposer le scénario suivant, dont les conditions de départ sont celles indiquées au début de ce paragraphe:

- 1) Apparition d'une fissuration rectiligne et régulièrement espacée dans un banc compétent (du moins partiellement lithifié), banc surmontant un petit niveau plus riche en argiles, saturé en eau, d'état quasi-liquide; cette fissuration a pu se produire par perte d'équilibre interne lors de la simple compaction ou alors à la suite d'un événement exceptionnel qui va agir sur la pression hydrostatique, tels un tremblement de terre, un tsunami ou une tempête (ouragan, cyclone, etc). Le matériau liquide du petit niveau va être injecté avec son argile dans les fissures qui servent alors de joints de drainage et de relâchement d'une pression confinée.
- 2) Déformation de ces joints espacés, soit par léger cisaillement simple du banc compétent, soit par uniquement par compaction (fig. 37 b, c).

Ces figures de déformation ont été observée de manière fréquente dans l'unité 2b. Elles sont rares dans les séquences 3 et 4 et fréquentes à nouveau dans l'unité 5a. Nous en avons illustré quelques exemples. Le premier (fig. 4, pl. 21) nous montre dans un niveau (a) de l'unité 5a de la carrière des Andonces (Saint-Triphon), l'apparition de joints verticaux espacés; l'espacement y est du même ordre que la hauteur. Dans les niveaux b et c adjacents les joints deviennent très rapprochés. L'exemple suivant (fig. 5, pl. 21) vient également de l'unité 5a, dans le profil du Rocher Plat; nous voyons se développer un réseau de joints irréguliers. Un cisaillement de ces joints irréguliers nous amène au cas de figure 7, pl. 21, où nous voyons le développement d'un réseau de joints anastomosés en chevron. Les fentes régulières nous donnent, elles, des réseaux obliques, tels ceux des fig. 6, pl. 21 et fig. 1, pl. 22, provenant de l'unité 2b du profil de Chalex, ou des réseaux sigmoïdes (toujours de Chalex, fig. 5, pl. 22) ou

encore de l'unité 5a du profil de l'Ecuaie (Mont d'Or), en coupe (fig. 3, pl. 22) ou en plan (fig. 4, pl. 22). Les surfaces sur lesquelles aboutissent les joints que nous venons de décrire sont rarement visibles, mais nous avons pu en observer quelques-unes. Avec un réseau de fentes serrées, nous avons ce dernier cas du profil de l'Ecuaie avec une succession de petites rides, qui sont des rides de déformation et non pas de dépôt comme on pourrait le penser de prime abord. Un autre exemple de ces rides nous vient de l'unité 2a du profil de l'Eperon de Nant (fig. 2, pl. 22 et fig. 5, pl. 20). Dans le cas d'un réseau plus espacé la surface montre un système de fentes parallèles qui peut donner un aspect en plaque de chocolat ou en escalier. C'est ce que nous avons illustré dans les fig. 1 et 2 (pl. 23) de l'unité 2b de l'Eperon de Nant et la fig. 6 (pl. 22) de l'unité 5a du profil du Rothorn. Ces figures correspondent aux "Gleittreppen" de SCHWARZ (1970) ou aux "shear slab joints" (microfaulting) que décrit le même auteur (1975) dans le Muschelkalk d'Allemagne du S.

L'étape suivante de la déformation dans le cadre de ce processus A nous amène à la dissociation des bancs fissurés et à la formation de niveaux chaotiques pauvres en matrice, dont les éléments arrondis ("nodules") ou anguleux sont entourés par de fines pellicules argileuses. C'est le cas illustré à la fig. 6 (pl. 23) venant de l'unité 2b de Chalex, et ceux des fig. 3 et 5 (pl. 23) de l'unité 3e de la carrière des Fontenailles (Saint-Triphon). Des déformations semblables ont été décrites dans le Muschelkalk de Pologne par BOCACZ et al. (1972) sous le nom de "crumpled beds". Pour les expliquer, ces auteurs se sont appuyés sur les expériences de ANTKELL et al (1970) et ont fait intervenir le facteur de gradient de densité inverse. Mais nous pensons que ce scénario A explique mieux les structures observées.

Processus B

Il se développe dans des alternances à couches incompetentes de même épaisseur ou plus épaisses que les couches compétentes. A la place de la fissuration du processus A, apparaissent des étranglements dans les bancs compétents (semi-lithifiés). MICHEL (1982) dénomme ce processus de boudinage une striction. La poursuite du phénomène peut amener à un pseudo-plissement, mais généralement il aboutit à la formation de nodules.

L'étape finale de la déformation est l'apparition d'un pseudo-conglomérat à nodules supportés par la matrice; c'est un conglomérat à pseudo-galets mous ou conglomérat intraformationnel.

Nous retrouvons, principalement dans nos unités 2a, 3e et 5a, toute la suite des déformations impliquées par ce second processus et nous en illustrons des exemples dans les planches 24 et 25. Tout d'abord il y a les étranglements ou figures de striction (fig. 1, pl. 24). Puis nous avons différents cas de plissement et d'ondulations:

- les fig. 4 et 5 (pl. 24) viennent de l'unité 2b de Chalex; nous voyons apparaître au-dessus de petits niveaux fissurés ou boudinés le plissement progressif des petits bancs sus-jacents. Le toit de la fig. 4 n'est pas affecté par la déformation alors que la fig. 5 montre le passage à un conglomérat intraformationnel;
- la fig. 2 (pl. 24) nous montre un pli-faille apparu dans l'unité 3e de la carrière des Fontenailles;
- enfin, la fig. 3 (pl. 24) nous montre la surface d'un banc plissoté provenant de l'unité 2b du profil de l'Eperon de Nant.

Au top de l'unité 2b de la coupe du Lac Blanc (Vanoise) apparaissent de spectaculaires plissements avec brèchification, ceci sur plus d'un mètre d'épaisseur (fig. 6, pl. 24).

Terme ultime, les faciès à pseudo-galets mous sont fréquents dans les unités 3e et 5a. De la première de ces unités, nous avons 2 exemples provenant du profil de la Coumatta: les nodules de calcilutite sombre nagent dans une matrice jaune de micrite partiellement dolomitisée (fig. 1 et 3, pl. 25).

L'échantillon 41479 (fig. 3, pl. 25) nous montre (flèche) en élément, une partie de petit banc avec en même temps fissuration et striction. Dans la carrière des Fontenailles, il existe un banc à pseudo-galets mous de plus de un mètre d'épaisseur. Ce banc (fig. 5, pl. 25) montre une augmentation de la matrice ou dilution des éléments vers le haut. Sur une surface glaciaire du sommet de la colline du Lessus nous pouvons observer, toujours dans le même niveau, la variété des éléments, avec des nodules de calcilutite subsphériques ou allongés, des fragments de lits de calcarénite, ainsi que des pseudo-galets anguleux. En lame mince, les microfaciès sont ceux de wackestone et rudstone à pseudo-intraclastes (éch. 41111 et 41356, fig. 4 et 6, pl. 25). Dans l'unité 5a de la carrière des Andonces, l'échantillon 41229 (fig. 2, pl. 25) montre des pseudo-galets très mal classés de même nature que la matrice (calcilutite gris-clair).

5.4.3 Effets de pente

Dans le Muschelkalk d'Allemagne du S, SCHWARZ (1970, 1975) fait appel à des effets de pente qui apparaissent au voisinage de grands chenaux de marée pour expliquer les nombreuses structures de déformation atectonique, en particulier les "Rutschungen". D'autre part, les récentes synthèses sur la genèse des calcaires noduleux, sur les déformations, les conglomérats et brèches qui sont liés à ces faciès, ces synthèses invoquent pour la plupart un effet de pente. En particulier BOURBON (1980, 1982) explique les calcaires noduleux jurassiques en

Briançonnais par instabilité le long de pentes ou escarpements sous-marin. MICHEL (1982) fait intervenir dans ses expériences un effet de pente qui est nécessaire, pour lui, à la propagation de la déformation et de la nodularisation.

Dans notre milieu pré littoral, nous n'avons ni pentes suffisantes, ni grands systèmes de chenaux de marées, puisque nous sommes au-dessous ou au-delà de l'influence de ceux-ci. Qu'est-ce qui peut donc remplacer ici cet effet de pente nécessaire à la propagation de la déformation? Nous avons en tout cas deux substituts:

- Les ondes de choc d'un tremblement de terre; cette hypothèse a été proposée par GENGE (1958) pour expliquer la genèse de brèches dolomitiques qui apparaissent, elles, par effet thixotropique, dans le contexte marginolittoral de la Formation de Saint-Triphon. Pour d'autres auteurs, le tremblement de terre peut être l'initiateur d'un remaniement ("debris flow") le long d'une pente, comme le suppose par exemple KALDI (1980) pour expliquer certaines structures noduleuses du Zechstein d'Angleterre.
- Les trains d'ondes de pression hydrostatique ammenés par le passage d'un ouragan ou d'un cyclone.

L'origine météorique (tempêtes) des séquences de dépôt que nous avons mise en évidence et qui caractérise le milieu pré littoral nous amène à penser que c'est ce dernier facteur qui a joué le rôle principal de substitut d'effet de pente et d'initiateur de la déformation.

5.5 LES STRUCTURES BIOGINEMATQUES

Le milieu pré littoral compte trois catégories principales de structures biocinématiques, soit:

- la bioturbation en général, ou traces d'activité animale,
- les structures d'origine algaires ou cryptalgaires,
- les structures dues à la colonisation de spongiaires ou structure cryptospongiaires.

Ces deux dernières catégories jouent un rôle dans la stabilisation des sédiments et peuvent influencer directement le facteur de contraste de viscosité.

5.5.1 La bioturbation

Les organismes fousseurs ont trouvés dans le milieu pré littoral une niche écologique très favorable et ils y ont marqué les faciès d'une manière significative. Nous avons déjà montré le rôle de certains organismes fousseurs dans la genèse des calcaires vermiculés et avons illustré quelques exemples caractéristiques (BAUD, 1976).

Nous précisons cependant que nous interprétons maintenant cette bioturbation non plus comme l'élément fondamental de la genèse des faciès vermiculés mais comme élément agissant de concours avec les facteurs endo- et exocinématiques que nous venons d'analyser.

5.5.2 Les structures cryptalgaires

Cette deuxième catégorie de structures d'origine biologique est due aux schizophytes, algues cyanophycées et bactéries qui jouent un rôle très important dans le complexe margino-littoral ainsi que dans les zones supratidales de la plaine d'estran et de la barrière sableuse, comme nous l'avons vu dans les chapitres précédents.

Le complexe pré littoral, lui, n'est pas un milieu favorable au développement de ces organismes, surtout à cause de la présence d'organismes prédateurs (brouteurs) tels les gastéropodes.

Les structures cryptalgaires y sont donc rares, mais elles commencent à apparaître lors d'un confinement, tel celui de la partie supérieure de l'unité 5a. Ainsi, dans le profil du Rothorn, les algues bleues ont édifié, là, vers le toit de l'unité, un tapis visible sur 15 cm d'épaisseur et montrant une structure en domes aplatis dont nous illustrons l'aspect en surface (fig. 1, pl. 26). Une lame mince de l'échantillon 41660 (fig. 2, pl. 26) nous montre les laminations algaires en coupes selon la forme classée LLC dans la nomenclature de LOGAN & al. (1964).

5.5.3 Les structures cryptospongiaires

Nous avons vu le rôle des éponges qui apparaissent dès l'unité 3f. Elles recouvrent les fonds marins des zones abritées de la plaine d'estran, en particulier dans l'unité 4c et elles participent à l'édification de petites constructions carbonatées dans le complexe barrière de l'unité 4f. Ce n'est que durant le dernier développement du complexe pré littoral, c'est-à-dire l'unité 5a, que les spongiaires coloniseront certaines parties de la plaine maritime, formant alors de véritables tapis à spongiaires ("sponge mat").

Nous avons observé 2 types de structures:

- Des laminations millimétriques homéomorphes des tapis algaires. C'est le cas des lames 41224 (profil des Andonces, fig. 1, pl. 27) et 41033 (profil de l'Eperon de Nant, fig. 2, pl. 27).
- Des corps micritiques, globuleux, centimétriques, à spicules calcitisés.

Ces derniers peuvent être soit répartis en véritables coussins formant des strates (biostromes) et limités par des microstylolites ou des joints argileux diffus, ou alors détachés et dispersés sous forme de pseudo-galets mous dans une pâte micritique. Les fig. 3 et 4 (pl. 27) nous montrent les structures visibles dans les lames 41725 et S959a. Une lithification précoce est attestée par la présence locale de petites cavités (fig. 3, pl. 27) à ciments de calcite claire ou de célestine, cavités pouvant passer à des systèmes de microfissures internes.

5.6 APPROCHE DE LA DIAGENESE TARDIVE

Après les figures de dépôt et de diagenèse précoce, nous traiterons quelques structures de diagenèse tardive qui ont laissé une empreinte visible dans ces sédiments pré littoraux. Les principales phases initiatrices de ces structures sont la cimentation, la compaction, la dissolution sous pression et la recristallisation.

5.6.1 La cimentation

La principale cimentation est celle qui s'opère dans les calcilutites. Il s'agit d'une cimentation micritique qui est apparue précocement et qui ne s'est achevée dans certains cas que tardivement. La rapidité de cette cimentation semble liée à la quantité de matière organique qui peut, soit inhiber, soit au contraire favoriser cette cimentation.

Une autre cimentation est celle qui va occulter les vides de plus grande dimension, vides intraparticulaires, de dissolution d'éléments figurés ou d'ombrelles, ou encore les fentes néoformées ("crumbly fracture") et les microcavités. Comme nous l'avons déjà illustré, nous trouvons fréquemment un ciment formé de grandes plages de célestine, minéral qui peut être ensuite remplacé par des pseudomorphoses de calcite. Cette calcite ne présentera donc pas l'habitus géodique habituel.

5.6.2 La compaction

Il y a deux types de structures fréquentes qui sont dues aux effets de la compaction:

- des microfractures ouvertes dans les calcilutites, de dimension millimétrique à centimétrique ("crumbly fracture"),
- des microfractures avec déplacement qui affectent certains éléments figurés, soit principalement des tests de pélicypodes ou de brachiopodes en fonction de leur arrangement; nous avons figuré in BAUD (1975, fig. 3) un test de *Coenothyris vulgaris* ainsi qu'un crystal de célestine brisés lors de la compaction.

5.6.3 La dissolution sous pression

Ce phénomène joue un rôle fondamental dans la genèse des faciès vermiculés. Alors que les stylolites se développent principalement dans les faciès granuleux (wackstone, packstone et grainstone) ainsi qu'au contact de niveaux lithologiques différents, ce sont les joints argileux qui vont être les structures majeures des calcilutites à rythmites du milieu pré-littoral. Il s'agit de discontinuités stratiformes irrégulières dont les creux et les bosses ont une largeur bien supérieure à leur hauteur.

Il y a tous les intermédiaires entre les joints diffus, les joints compacts, les joints anastomosés, tressés, cellulaires et les joints suturés (cf. fig. 38).

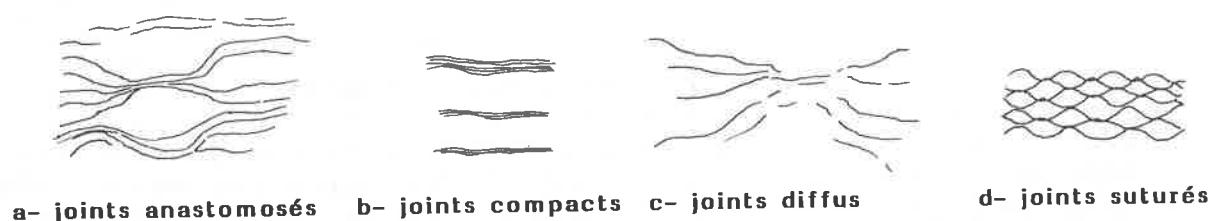


Figure 38: types de joints argileux de dissolution sous pression ("clay seams").

En fait, chacun de ces joints est formé de l'ébauche (joint diffus) ou de l'amalgame de microstylolites dont l'accumulation donne l'épaisseur du joint: nulle à l'endroit d'initiation du joint diffus, cette épaisseur devient maximale dans les joints compacts qui peuvent dépasser le centimètre.

5.6.4 La recristallisation ("neomorphism")

C'est le processus diagénétique le plus tardif qui affecte l'ensemble des calcilutites. A partir de cristallites qui, à l'origine, mesureraient entre 5 et 10 microns, l'inversion (pour l'aragonite) puis la recristallisation avec l'accroissement de la taille ont eu pour conséquence l'apparition de nouvelles cristallites comprises entre 20 et 50 microns. C'est ainsi que des micrites originelles sont devenues de la microsparite.

5.7 LES CALCAIRES VERMICULES

Après avoir décrit et caractérisé les processus de dépôt et de diagenèse de ce milieu pré littoral, nous revenons à cette famille de faciès que sont les calcaires vermiculés. Elle présente une double originalité: dans le temps elle se limite pratiquement au Trias inférieur et moyen et dans l'espace, elle est liée aux étendues marines péritéthysiennes (BAUD 1976, 1982).

5.7.1 Historique

Le terme de calcaires vermiculés apparaît pour la première fois dans une note de RITTENER (1891) sur les cornieules du Pays d'En-haut. Son inventeur l'utilise alors pour décrire des calcaires foncés, en bancs peu épais, à surfaces couvertes d'empreintes enchevêtrées, en relief, dans le massif du Rocher du Midi, au S de Château-d'Oex. Bien que contesté par RITTENER, l'âge de ces calcaires y est encore supposé jurassique. C'est en 1904 que JACCARD démontre l'âge triasique moyen de ces couches. Quelques années plus tard, JEANNET & RABOWSKI (1912) reconnaissent ce faciès de calcaires vermiculés dans l'ensemble de la zone radicale des Préalpes médianes. Plus tard, RABOWSKI (1933) retrouve et décrit des calcaires vermiculés dans le Trias moyen des Tatras polonaises, alors que GIGNOUX & MORET (1938) utilisent ce terme pour des calcaires semblables découverts dans le Trias moyen de la zone briançonnaise des Alpes françaises. En Azerbaïdjan, RIEBEN (1935) introduit ce terme pour des calcaires en plaquettes du Trias inférieur recouverts de traces d'organismes fouisseurs, terme ensuite largement utilisé dans la littérature géologique du N de l'Iran pour les calcaires du Trias inférieur.

La littérature géologique allemande, elle, utilisera le terme de "Wurstelkalk", inventé par ROTHPLETZ (1888) pour une variété de calcaire couverte de galeries d'organismes fouisseurs dans les "Gutensteinschichten" des Alpes calcaires septentrionales. Par la suite apparaîtront également les termes de "Gewürmelte Kalke" et de "Wurmikalk".

5.7.2 Définition

De la définition originale se dégagent:

- le découpage du calcaire en petits bancs,
- une couleur sombre avec une patine claire,
- des surfaces recouvertes de traces ou de pistes entrelacées d'organismes fouisseurs,
- des intercallations argileuses donnant un aspect schisteux à l'ensemble.

La mise en évidence des parentés de faciès dans diverses plates-formes carbonatées du début du Trias nous ont amenés à élargir la définition originale à celle d'une unité lithofaciale caractérisée par une sédimentation alternante de petits bancs de calcilutites et de lits de calcisiltite ou de calcarénite (rythmite), avec des apports épisodiques de détritiques terrigènes fins, ainsi qu'une bioturbation parfois intense, affectant surtout les calcilutites.

Cette unité lithofaciale comprend une famille de faciès dont les principaux sont:

- les calcilutites à pistes ou entrelacs,
- les calcilutites bicolores ("mottled limestone"),
- les calcilutites suturées, pseudo-noduleuse,
- les calcarénites, souvent grano-classées, bioclastiques,
- les calcirudites à galets mous et pseudo-galets mous ("lumpy limestone").

5.7.3 Genèse

Pour terminer ce chapitre, nous résumerons les conditions et les processus de formation des calcaires vermiculés.

Le premier processus est lié à l'apparition d'un contraste de viscosité et les déformations qui peuvent en découler. Nous en avons vu les étapes: dépôts rythmés, bioturbations localisées, accumulation d'un potentiel d'instabilité, puis déformation (nodularisation, bréchification), rééquilibrage (cimentation complète).

Le deuxième processus est celui de la dissolution sous pression: les effets seront l'accentuation des structures acquises précédemment, l'apparition d'une grande variété de joints argileux et une forte diminution de volume.

TROISIEME PARTIE

Evolution des paléoenvironnements et communautés benthiques

3EME PARTIE : EVOLUTION DES PALEOENVIRONNEMENTS ET COMMUNAUTES BENTHIQUES

Chapitre 1 ANATOMIE D'UNE TRANSGRESSION: LE MEMBRE DE DORCHAUX

1.1 INTRODUCTION

Après avoir vu la zonation horizontale des milieux de dépôts, nous allons examiner dans les chapitres qui suivent l'enchaînement vertical des environnements, aussi bien du point de vue sédimentaire que paléoécologique, avec la succession des peuplements benthiques.

L'évolution de la sédimentation de la Formation de Saint-Triphon se subdivise en 4 grandes étapes:

- 1 - la naissance de la plate-forme avec les transgressions carbonatées;
- 2 - l'adolescence avec la mise en place de la plaine d'estran;
- 3 - la maturité de la plate-forme avec la pleine diversification des milieux de sédimentation;
- 4 - la sénilité avec la rapide progradation du milieu margino-littoral et l'émersion généralisée de la plate-forme.

Ces 4 étapes sont suivies, après la période d'émersion, de la réinstauration d'une plate-forme carbonatée obéissant à un nouveau grand cycle sédimentaire, qui ne sera pas abordé ici.

Mais avant d'entrer dans le vif du sujet, il nous faut en examiner les prémisses et nous poser la question du substratum de la Formation de Saint-Triphon. Comme nous l'avons vu, dans les Préalpes nous avons le plan de chevauchement avec ses cornieules qui ne nous laisse pas voir le soubassement original. Cependant, en quelques points, toujours en contact anormal, soit dans les cornieules, soit dans les mélanges tectoniques sous-jacents, nous trouvons des éléments de diverses tailles de quartzites blancs. Des pointements sont connus:

- dans les cornieules du rebord S de l'écaille de la Grande-Eau et dans celles de la région du Sépey;
- dans les cornieules de la partie orientale de l'écaille de la Gummfluh (carrière de Meielsgrund);
- en blocs géants dans le Jurassique du front de la nappe de la Brèche (WEIDMANN, 1972);

- dans le mélange infra-Brèche près de Tanninge; c'est là que se trouve le plus gros pointement de quartzite des Préalpes.

D'après la description de ce dernier affleurement (WERNLI & BROENNIMANN, 1973), la sédimentation détritique des quartzarénites très matures s'est faite le long d'une plaine côtière à inondations marines occasionnelles.

La sédimentation du Membre de Dorchaux forme un cycle transgressif - régressif d'origine en partie eustatique, entité d'épaisseur pluri-décamétrique bien individualisée et très constante à la base du Trias carbonaté briançonnais. Ce Membre se subdivise (cf. chap. 2.3, 1ère partie) en 2 séquences et 5 unités lithologiques et il se caractérise par la présence d'un détritisme terrigène argilitique et silteux, l'absence de niveaux granuleux importants et une évolution particulière avec une transition très rapide des milieux marginolittoraux directement aux milieux pré-littoraux.

Dans le détail, la naissance de cette première plate-forme carbonatée, la première depuis l'orogénèse varisque, s'est faite en plusieurs temps.

1.2 La première transgression

1.2.1 L'unité la

La première étape a été celle de l'installation d'un milieu de marais maritime avec les premiers dépôts de carbonates sous forme de dolomies, dépôts entrecoupés d'apports brusques d'argilites et de siltites quartzzeuses. Cette transgression, qui recouvre tous les quartzites du domaine briançonnais, sur plus de 500 km, s'inscrit dans le cadre d'une vaste remontée eustatique dont les effets se font sentir dans tous les espaces péritéthysiens qui sont en relation directe avec le ou les sillons centraux ("seaways"). A ce mouvement eustatique qui a pour résultat de stopper la sédimentation gréseuse, se superpose un événement climatique qui a pour conséquence de dégager et de remanier toute une couverture argileuse d'altération.

Les marais maritimes, installés sur les vastes plaines atteintes par la transgression pelliculaire, sont soumis à une évaporation intense qui permet le dépôt local d'évaporites, jamais très épaisses, et dont nous ne retrouvons les traces que de manière indirecte, comme nous l'avons vu au chapitre 2.4 (2ème partie).

Par dessus ces dépôts de dolomies plaquetés à mouchetures d'évaporites, d'argilites noires et d'évaporites, dépôts épais de quelques mètres et le plus souvent affectés par une "cornéulisation", transgressent les milieux de vasières littorales

de l'unité 1a, avec les premières rythmites à faune marine franche, soit des articles de crinoïdes, des foraminifères (Glomospires) et des petits lamellibranches (Myophories).

La fig. 39 nous donne 3 profils comparés des unités 1a et 1b. Dans l'unité 1a du profil de Chalex nous avons pu observer, dans des marnes dolomitiques, les niveaux remarquables suivants, se succédant dans un intervalle de 40 cm d'épaisseur:

- 1 - Niveau à Lingula tenuissima BRONN, avec accumulation de valves posées sur le fonds;
- 2 - Niveau à débris végétaux abondants, de type roselière;
- 3 - Niveau à fragments d'os ("bones beds"), dont une côte d'un petit reptile marin, ainsi que des dents de poisson de type Saurychtis;
- 4 - Niveau à grosses bioturbations énigmatiques (fig. 3, pl. 1).

Dans une des rythmites sus-jacentes de ce profil, nous avons découvert la présence du foraminifère Meandrospira pusilla HE (éch. 41276), forme caractéristique des dépôts peu profonds du Spathien et de l'Anisien inférieur téthysien (FARABEGOLI & al., 1976, ZANINETTI, 1976). Les dépôts de cette unité 1a, témoins de la première transgression, se terminent par un niveau d'argilites silteuses sombres, de vaste extension, indiquant probablement un nouvel événement climatique.

1.2.2 L'unité 1b

L'unité 1b marque le confinement du milieu et la réinstallation des marais maritimes, cette fois sur les vasières littorales. Nous y avons noté les alternances d'anhydrite calcitisées, de brèches dolomitiques de dissolution et de dolomies à mouchetures de cristaux et nodules d'évaporites pseudomorphosés en calcite ou en dolomite. A part les schizophytes, les faunes et flores sont pratiquement absentes de cette unité.

1.3 La deuxième grande transgression

1.3.1 L'unité 2a

Après ce confinement et ce temps d'arrêt dans l'évolution, une nouvelle étape débute avec l'unité 2a, c'est la deuxième grande transgression, qui, par remontée eustatique, recouvre des domaines encore plus vastes que ceux de la première transgression comme semble l'indiquer la dilution progressive des décharges de détritiques terrigènes fins, dilution due à un éloignement des terres émergées par recouvrement de celles-ci par la mer.

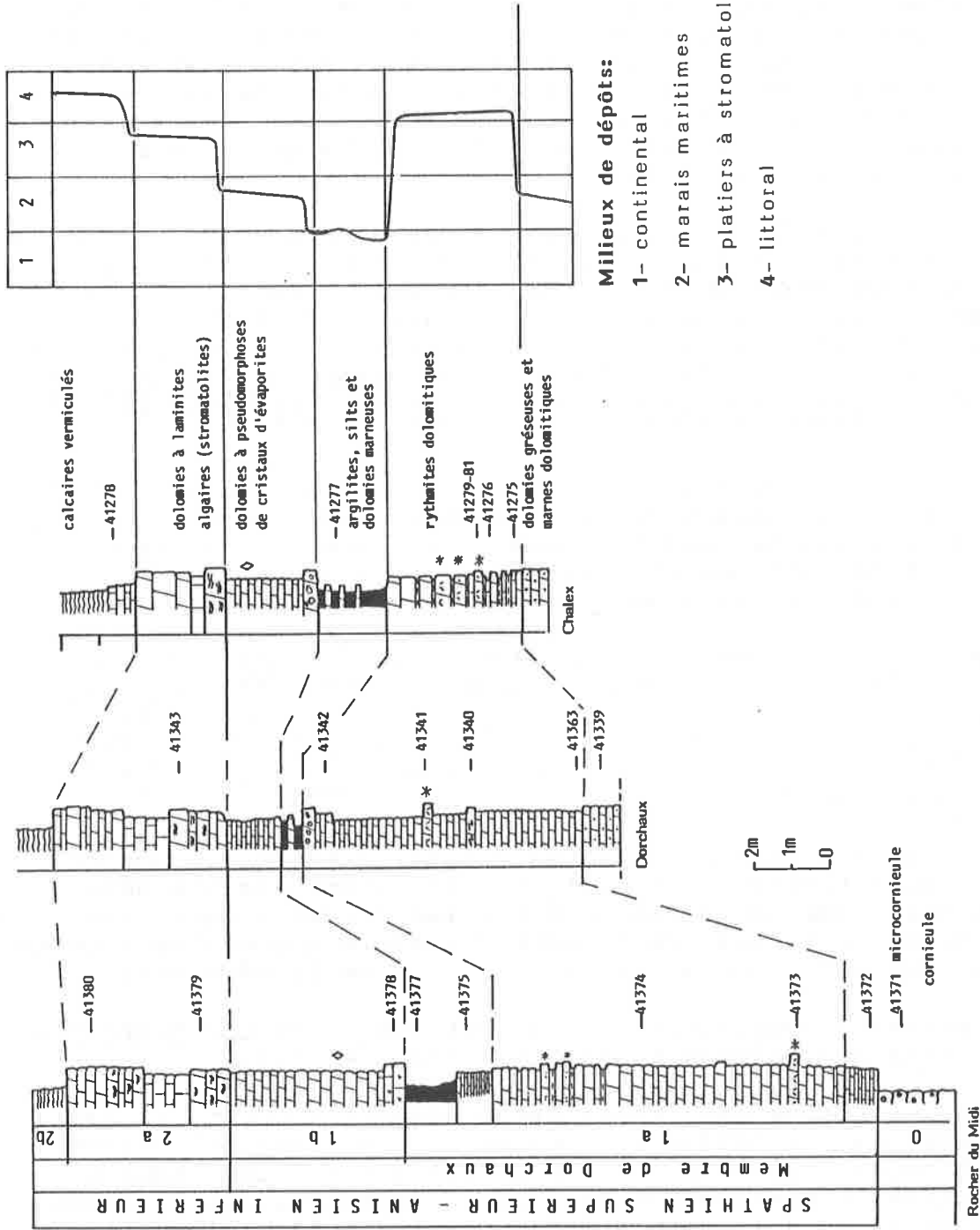


Figure 39: profils lithologiques comparés et évolution des milieux de dépôts de la base de la Formation de Saint-Triphon dans les localités de Plan de l'Etalle (Rocher du Midi), de Dorchaux (Mont d'Or) et de Chalex. Quelques faciès et microfaciès sont illustrés dans les planches 1 et 3.

Dans un premier temps, la reconquête marine s'accompagne d'une colonisation des fonds par les schizophytes générateurs des platiers géants stromatolitiques.

1.3.2 L'unité 2b

Sans transition, sans niveaux de plage et sans les séquences de plaine d'estran, apparaissent directement les calcaires vermiculés de la plaine maritime et de la rampe pré littorale. Les tempêtes avec leurs séquences (rythmites) conditionnent, comme nous l'avons vu au chapitre 5.3. (2ème partie), la sédimentation et l'on note, encore à la base, une influence continentale avec la présence de petites décharges riches en quartz silteux et en micas.

Quels sont les flores et faunes qui caractérisent ce milieu de plaine maritime de l'unité 2b ? Il y a tout d'abord celles que l'on ne peut appréhender qu'indirectement, tels les algues calcaires non squelettiques et les organismes fouisseurs. Ces derniers, nous l'avons vu jouent un rôle très important dans cet environnement, avec les ichnospecies Rhizocorallium jenense ZENDER, Thalassinoides sp. et Arenicolites sp. pour les plus fréquents (BAUD, 1976).

Il y a ensuite des fragments indéterminables tels des débris de végétaux carbonisés et de très rares sections de dasycladacées déjà signalées par BOTTERON (1961, éch. 357b). Parmi les faunes et microfaunes déterminables, nous avons tout d'abord les foraminifères étudiés en partie par L. ZANINETTI (BAUD & al., 1971). Dès la base de l'unité 2b, nous avons noté la prédominance de Glomospirella facilis HE, et la présence des formes suivantes: Glomospirella aff. grandis (SALAJ), (éch. 41573), Meandrospira cf. insolita, Rectocornuspira kahlori BROENN. et al. (éch. 41345, 41346), Earlandia sp. (éch. 41344), Glomospira sp., Anmodiscus sp., et Frondicularia woodwardi HOWCHIN.

Les ostracodes peuvent être les constituants principaux de certaines rythmites de l'unité 2b. Ils n'ont pas été déterminés mais nous avons remarqué que les formes à tests fins prédominent à la base de l'unité 2b, alors que celles à tests épais sont plus abondantes vers le haut de la même unité.

Des Spirorbis apparaissent également avec l'espèce Spirorbis phlyctaena BROENNIMANN & ZANINETTI (éch. 41573).

Les macrofossiles sont représentés essentiellement par des échinodermes (crinoïdes et ophiures) et par des mollusques (gastéropodes, pélécytopodes) de taille naine. Les rythmites de l'unité 2b contiennent presque toujours des pièces columinales de crinoïdes, soit diluées parmi d'autres éléments squelettiques, soit dominantes (rythmites à crinoïdes, fig. 5, pl. 17).

Toutes ces pièces columnales appartiennent presque essentiellement à l'espèce Dadocrinus gracilis BUCH, mais l'on rencontre également des sections pentagonales pouvant appartenir à Isocrinus sp.. En lames minces on observe aussi, accompagnant les crinoïdes, des sections de plaques d'ophiures. Nous avons eu la chance de découvrir, dans la partie occidentale de l'écaille des Spillgerten un squelette complet d'Aplocoma sp. (D'ORBIGNY) que le Dr. H. Hesse (Bâle) nous a aimablement déterminé (éch. 41664).

Les mollusques abondent dans les rythmites de la base de l'unité, où ils présentent systématiquement des tests dolomités. Les gastéropodes en lames minces montrent des coupes tout à fait comparables aux sections inventoriées par ZANINETTI et al. (1972) et par STAMPFLI (1974) dans la Formation d'Elika du N de l'Iran. On retrouve les groupes I et III de ces auteurs, mais ici avec des dimensions doubles à quadruples.

Dans leurs travaux, respectivement sur le Trias du Mont d'Or et de Vanoise, BOTTERON (1961) et ELLENBERGER (1958) ont dégagé des faunules dolomitésées et y ont déterminé les formes naines de gastéropodes et de pélécy-podes suivantes: Loxonema sp., Neritaria cf. prior (PICCARD), Coelostylina sp., Acteonina cf. scalaris (MUNSTER), Omphaloptychia cf. gregaria (SCHLOTH), Worthenia sp., Myophoria aff. elegans DUNKER. Au Monte Boul-liagna, GALLI (1964) signale en plus, dans les mêmes niveaux: Omphaloptychia stotteri KLIPPST, O. pyramidata KOKEN, Worthenia hausmanni GOLDF., Paleonucula sp., Undularia sp.. Nous n'avons pas retrouvé de fragments de vertébrés dans les Préalpes, mais ELLENBERGER (1958) signale une côte d'un petit Nothosauridé dans la coupe du Lac Blanc en Vanoise.

Si l'on essaie de reconstituer les associations benthiques, nous pouvons imaginer, sur une vaste plaine maritime, dont les fonds sont à l'abri de la houle et apparemment des marées, de grands herbiers à algues vertes où les dasycladacées semblent absentes, ainsi que des prairies à crinoïdes habitées de gastéropodes et de pélécy-podes nains. Liée probablement aux algueraies, la microfaunule de foraminifères montre à l'aube du Trias moyen encore de très fortes affinités scythiennes. Ces "herbiers" et ces "prairies", régulièrement démantelés par des tempêtes, alimentent, rythmite après rythmite la sédimentation carbonatée, alors que sous la surface du sédiment riche en matière organique, prolifèrent arénicoles et crustacés décapodes. Le faible taux de sédimentation favorise une lithification différenciée qui est à l'origine, comme nous l'avons vu (chap. 5.4, 2ème partie), des nombreuses figures de déformation et bréchification observées.

1.3.3 L'unité 2c

Cette sédimentation si particulière des calcaires vermiculés de l'unité 2b va cesser très brusquement par recouvrement et progradation rapides des platiers à stromatolites du complexe

marginolittoral, progradation suivie d'une émerision généralisée. Vu la grande extension de ce phénomène qui intéresse toute la plate-forme briançonnaise, nous pensons à un abaissement eustatique suivi d'un effet de seuil avec confinement et descente rapide du niveau marin.

1.4 Caractéristiques et âge

En résumé, l'anatomie de ce Membre de Dorchaux nous fait mieux apparaître, au travers d'un phénomène cyclique, cette double transgression, tout d'abord celle des milieux marginolittoraux avec les marais maritimes suivis par les vasières littorales, puis celle des platiers à stromatolites dolomitiques prélu-dant à l'installation de la plaine maritime calcaire avec ses faciès vermiculés. La succession des peuplements benthiques est influencée par des salinités anormales et une turbidité occasionnelle des eaux.

En surface du sédiment, les flores algo-bactériennes et algues filamenteuses entrent en compétition avec les faunes à petits mollusques, algues vertes, foraminifères, ostracodes et cri-noïdes. Sous la surface, les arénicoles et les crustacés qui oxygènent et maintiennent le sédiment meuble s'opposent là à l'action des bactéries, agents de précipitation et de lithi-fication.

En ce qui concerne l'âge de ces transgressions et donc du Membre de Dorchaux, les données biochronologiques précises manquent. Cependant, la présence de Dadocrinus gracilis BUCH de Meandrospira pusilla HE et la quasi-absence de dasycladacées qui abondent au-dessus sont des indications pour un âge Spathien supérieur à Anisien inférieur. Il est en effet possible que la première transgression (unité 1a) date de la fin du Trias inférieur (Spathien supérieur, MEGARD-GALLI & BAUD, 1977) mais nous n'avons pas encore de preuves absolues pour l'affirmer avec certitude.

Chapitre 2 LE MEMBRE DU LESSUS

2.1 LA TROISIEME TRANSGRESSION

2.1.1 L'unité 3a

Avec le Membre de Lessus, nous entrons dans l'étape de l'adolescence de la plate-forme carbonatée. Tout d'abord l'unité 3a, qui fait suite à la grande émergence que nous avons vue au chapitre précédent, montre des dolomies marginolittorales de marais maritimes à pseudomorphoses de cristaux d'évaporites et intercallations d'argilites vertes.

2.1.2 L'unité 3b

Puis une vaste remontée eustatique amène cette troisième grande transgression calcaire dans la Formation de Saint-Triphon. Elle est alors accompagnée d'un pullulement et d'une colonisation des fonds marins par des algues dasycladacées avec l'unique genre polymorphe Anisoporella BOTTERON.

Il est intéressant de noter que le groupe d'algues dont fait partie le genre Anisoporella existait déjà au Permien, et que, pour des raisons que nous ignorons encore, ce groupe disparaît entièrement au Trias inférieur, de même d'ailleurs que toutes les dasycladacées, et qu'il réapparaît à l'Anisien inférieur simultanément (ou presque) ici, dans les Alpes du Sud et dans les Alpes calcaires septentrionales (OTT, 1972). Dans ces deux dernières régions, c'est l'espèce A. anisica (ZANIN BURRI) qui est présente, alors que Anisoporella occidentalis BOTTERON semble limitée, dans la province briançonnaise, à la base du Membre du Lessus (unité 3b) et n'a pas été reconnue ailleurs. La colonisation de la plaine maritime par les dasycladacées est accompagnée du développement d'une petite faune de gastéropodes déjà signalée et décrite par BOTTERON (1961) et ELLENBERGER (1958), soit: Neritaria cf. prior PICARD, Acteonina cf. scalaris MUNSTER, Worthenia sp. ELLENBERGER, Omphalop-tycha cf. gregaria (SCHLOTH).

Les crinoïdes sont toujours représentés par des pièces dissociées de l'espèce Dadocrinus gracilis BUCH. Les lames minces nous montrent la présence fréquente d'ostracodes à tests épais et ornés. Par contre, les foraminifères sont très rares: seuls Glomospira sp. et Nodosaria sp. ont été reconnus. L'échantillon 41052 a montré la présence de Spirorbis phlyctanea BROENNIMANN et ZANINETTI.

2.2 De la plaine d'estran à la plaine maritime

2.2.1 L'unité 3c

Le passage à l'unité 3c se fait progressivement. La disparition des dasycladacées est probablement due à une augmentation de la salinité. L'installation de la plaine d'estran est caractérisée par l'apparition des premiers fonds sableux sur les boues calcaires qui prédominent encore. Ces packstones, à péloïdes micritiques et grains dolomitiques, en niveaux centimétriques à décimétriques, montrent localement des stratifications obliques et entrecroisées. Les fragments ou tests d'organismes reconnaissables sont très rares dans cette unité; nous avons noté des articles de crinoïdes, des ostracodes à tests épais ainsi que des nodosaires. Liées aux fonds boueux apparaissent localement de petites communautés de mollusques disposés en nids. Dans le profil de Dorchaux, BOTTERON (1961) a signalé: Worthenia hausmanni GOLDF., Worthenia sp. ELLENBERGER, Omphaloptycha sp., O. cf. gregaria (SCHLOTH), O. cf. pyramidata KOKEN, O. cf. stotteri KLIPPST. Loxonema cf. lom-meli MUNSTER, Cryptonerita sp., Euomphalus sp., Protercula cf. lissotropsis PICARD, Paleonucula cf. rotunda BITTNER, Myophoria cf. elegans DUNKER. Cette plaine d'estran naissante abrite donc déjà très localement une communauté benthique de mollusques diversifiée. Mais de manière générale, la sur-salure est attestée par les nombreuses pseudomorphoses de cristaux d'évaporites que l'on trouve aussi bien dans les boues que dans les sables carbonatés.

2.2.2 L'unité 3d

L'unité 3d nous montre le développement rapide des fonds sableux qui marque la progradation des zones de haute énergie de la plaine d'estran. Les débris reconnaissables y sont rares; nous citerons les foraminifères Glomospira sp., Spirillina sp. et des frondiculaires.

2.2.3 L'unité 3e

Avec l'unité 3e, les boues calcaires de la plaine maritime succèdent aux fonds sableux de la plaine d'estran. Ainsi la sédimentation passe par approfondissement graduel de l'influence prépondérante des marées à celle des tempêtes occasionnelles. La présence de faunes plus diversifiées semble indiquer le retour à des conditions de salinité proches de la normale. Les figures de déformation et de bréchification sont fréquentes et nous en avons illustré quelques unes au chapitre 5.4 (2ème partie). L'ichnofaune y est omniprésente avec les galeries de crustacés décapodes du type Thallassinoïdes ainsi que les pistes d'arénicoles de type Planolites; les Rhizocorallium, eux, semblent absents dans cette unité.

La découverte d'un manchon de diplopore annelé à l'Eperon de Nant (éch. 41012) que nous avons identifié à Diplopora annulata, indique l'apparition très discrète, déjà à ce niveau, d'un élément de la deuxième flore à dasycladacées qui caractérise plus haut l'unité 4a. Cependant, ici, les conditions de milieu ne semblent pas favorables à la prolifération de ces diplopores, probablement à cause d'une forte concurrence d'autres groupes d'algues vertes, algues dont les aiguilles d'aragonite sont à l'origine, selon notre hypothèse (chap. 5.2, 2ème partie) d'une partie de la boue carbonatée.

Parmi les faunes et microfaunes observées en lames minces, nous avons tout d'abord les foraminifères avec: Earlandia tintinniformis (MISIK) (éch. 41132), Glomospira sp., Calcitornella sp. et des sections de nodosaires. Les ostracodes sont fréquents, aussi bien les formes à tests minces (lisses ou ornés) que les formes à tests épais. Les ossicles d'ophiures accompagnent souvent les articles de crinoïdes. Une dent de poisson Pycnodonte (détermination G. de Beaumont) a été découverte dans la lame 41055 (profil de Dréveneuse).

Dans les formes dégagées de crinoïdes apparaît le genre Iso-crinus sp. (détermination M. Roux) qui accompagne l'espèce Dadocrinus gracilis BUCH, toujours présente.

C'est dans cette unité 3e que se développe la deuxième faune de mollusques d'ELLENBERGER (1958) avec les gastéropodes Worthenia hausmanni GOLDF., Entalis torquata SCHLOTH., O. stötteri KLIPPST. Neritaria prior PICARD, Loxonema sp., Discohelix ? sp. accompagné des pélécy-podes Paleonucula cf. goldfussi ALB., Pteria sp..

Ainsi, dans cette plaine maritime, les communautés benthiques sont probablement dominées par les algues vertes d'où les dasycladacées sont en très petite minorité, algueraie où vivent ostracodes et foraminifères et des faunes naines de gastéropodes et de pélécy-podes. Comme dans l'unité 2b, on y retrouve également les prairies à crinoïdes où vivent également des ophiures, et qui sont régulièrement démantelées par des tempêtes. Là aussi, les boues carbonatées riches en matière organique sont le lieu de prédilection d'une armée d'organismes fouisseurs, crustacés décapodes et arénicoles.

La présence dans tous les profils, à quelques mètres au-dessus de la base de l'unité 3e, d'un niveau de 0,5 à 1 m d'épaisseur à galets mous centimétriques indique un événement qui affecte toute la plaine maritime. Selon nos hypothèses (chapitre 5.4, 2ème partie), cet événement, soit sismique, soit météorique a amené un déséquilibre instantané dans une succession à fort contraste de viscosité (fig. 5, pl. 25).

Nous voyons l'installation de cette plaine maritime comme la réponse à une accélération de la subsidence qui place momentanément les fonds marins au-dessous de l'influence prépondérante des marées.

2.3 Progradation des sables carbonatés et comblement

2.3.1 L'unité 3f

Sur la plaine maritime, à faible taux de sédimentation, les sables carbonatés reviennent avec l'unité 3f. Ce sont tout d'abord des wackestone et packstone, sables boueux à peloides et grains dolomitiques avec de rares bioclastes souvent non identifiables. Puis vers le haut nous notons des textures grainstone avec des bioclastes diversifiés et l'apparition massive des grains d'origine algaire, soit des oncoïdes, agrégats et lumps. A part quelques exceptions, le litage et la stratification sont concordants (originellement horizontaux).

Parmi les éléments non squelettiques de ces sables, nous avons reconnu, en plus des péloïdes généralement mal triés, des coprolites de crustacés avec les formes Palaxius aiglensis BRÖNN. & al. (éch. 41397), Favreina martellensis BROENN, & al. (éch. 41026).

Les éléments squelettiques sont constitués par des fragments de tests de gastéropodes, de pélécytopodes, de brachiopodes, lisses, ainsi que par des articles de crinoïdes rapportables à l'espèce Encrinus liliiformis LAMARK. Une flore d'algues calcaires, avec Macroporella cf. alpina PIA (éch. 41137) et des fragments de codiacées accompagnés de particules schizophtytoïdales (éch. 41138, 41140, 41139, carrière du Lessus, Saint-Triphon).

Parmi les foraminifères, de nouvelles espèces font leur apparition: Glomospira cf. densa (PANTIC), Glomospirella aff. grandis (SALAJ) (éch. 41139), Tolyparmina gregaria WENDT (éch. 41137); quelques sections de Glomospira sp. et de Nodosaria sp. sont également présentes. Toujours dans l'échantillon 41137 du profil du Lessus nous avons des sections de Spirorbis DAUDIN.

Avec l'unité 3f, s'achève, par le comblement de la plate-forme, le cycle transgressif-régressif du Membre du Lessus (Séquence 3). Nous pensons que le mécanisme de ce comblement est ici plus le fait d'une surproduction carbonatée avec progradation des sables que d'un mouvement eustatique tels que ceux que nous avons mis en évidence dans le Membre de Dorchaux. Par contre, les altérations diagénétiques qui suivent l'émersion, sont eux le fait d'un abaissement eustatique de courte amplitude (cf. chap. 2, 4ème partie).

Les derniers niveaux de l'unité 3f montrent un isolement du milieu avec des émerisions locales, une dolomitisation sélective ou stratiforme et le début d'une diagenèse évaporitique. Pour expliquer l'abondance des grains formés de monocristaux de dolomite ferrifère à section circulaire dans les sables du haut de l'unité, nous pensons qu'il y a eu d'abord un remplacement sélectif de certains grains (péloïdes, oncoïdes) par de l'anhydrite ou de la célestine (toujours en monocristaux).

Lors d'une phase diagénétique subséquente, la dolomite remplacera systématiquement les sulfates. On observe aussi fréquemment une recristallisation avec augmentation de la taille des cristaux de calcite.

Dans certains profils, par exemple celui de l'Eperon de Nant, la dolomitisation est diffuse et se marque par l'apparition de petits cristaux automorphes dispersés. Dans le profil du Lessus, l'isolement se marque d'abord par l'installation et la stabilisation des sédiments par un tapis algaire, puis par une émergence et une altération en milieu schyzohalin: formation d'une dolocrète (cf. description au chap. 2.5.2, 2ème partie, fig. 20 et 21).

2.4 Age du Membre du Lessus

On ne connaît pas jusqu'à présent de flores à dasycladacées dans la partie basale de l'Anisien inférieur (Egéen). La base du Membre du Lessus est donc certainement plus jeune et doit se situer dans la partie supérieure de l'Anisien inférieur (Bithynien).

L'apparition, dès l'unité 3f, des flores à diplopores ainsi que des faunes à Encrinus lilliformis est un indice du passage, sans plus de précision, de l'Anisien inférieur à l'Anisien moyen. Mais comme nous l'avons déjà vu pour le Membre de Dorchaux, les possibilités de datation rigoureuse, basées sur des associations de faunes pélagiques, manquent.

Chapitre 3 LE MEMBRE DES ANDONCES

3.1 LE DEVELOPPEMENT DE LA PLAINE D'ESTRAN

De la phase d'adolescence de la plate-forme, nous passons avec le Membre des Andonces aux deux dernières étapes, celles de maturité puis de sénilité. Tout d'abord, durant la phase de maturité, l'ouverture aux flores et aux faunes téthysiennes amorcée dans le Membre du Lessus trouve sa pleine ampleur.

3.1.1 L'unité 4a

Cette unité, avec ses environnements de plaine d'estran proximale et distale, est entièrement dominée par les nouvelles communautés d'algues, principalement les dasycladacées, qui, venant des régions orientales trouvent là un milieu qui leur est devenu très favorable. Deux groupes composent cette flore de dasycladacées: les physoporelles et les diplopores. Le premier groupe comprend Physoporella prealpina PIA, P. dissita GUMBEL. J. PIA a créé l'espèce P. prealpina d'après des échantillons fournis par Rabowski et provenant de Horboden (écaille des Spillgarten. Diemtigtal). ELLENBERGER (1958), puis BOTTERON (1961) ont souligné la parenté morphologique entre les espèces P. prealpina, P. minutula et P. dissita et ont montré que tous les intermédiaires morphologiques existaient, indiquant par là même qu'il s'agissait d'une seule et même biospécies. OTT (1972) à la suite de HURKA (1969) a distingué 2 ensembles de physoporelles, celles à doubles verticilles, bisériées (le groupe P. prealpina) et celles à verticilles unisériées (P. pauciferata).

En plus HURKA (1969) a démontré qu'il existe pour chacun de ces ensembles tous les passages morphologiques intermédiaires avec le genre Oligoporella. Dans le domaine briançonnais nous ne connaissons que le groupe à doubles verticilles bisériées. Dans les Préalpes, les physoporelles ont été maintenant reconnues dans l'unité 4a de tous les profils, sauf celui de l'Eperon de Nant. Considéré autrefois comme endémique, le groupe P. prealpina a été reconnu aussi bien dans les Alpes du Sud (DIENI & al., 1964) que dans les Alpes calcaires septentrionales (HIRSCH, 1966, KOBEL, 1969), dans les Pragser Dolomit (HURKA, 1967), dans les Carpathes ((BYSTRISKI, 1964) et dans les Dinarides (HERAK, 1965).

Le deuxième groupe, celui des diplopores, comprend deux espèces: Diplopora annulatissima PIA et D. Helvetica PIA. PIA les a créées d'après des échantillons provenant de blocs triasiques de Zwäcken près d'Iberg, dans les Klippes de Schwytz. De ces

deux espèces, D. annulatissima semble beaucoup plus courante que D. helvetica qui n'a été trouvée jusqu'à maintenant qu'au Mont d'Or, dans les Spillgarten, au Wiriehorn et à Zwäcken. L'extension horizontale du groupe des diplopores est tout aussi vaste que celle des physoporelles dans le domaine alpin. Par contre, verticalement, dans la Formation de Saint-Triphon si les physoporelles sont principalement cantonnées dans l'unité 4a, Diplopora annulatissima PIA apparaît déjà dans l'unité 3e. Accompagnant ou parfois remplaçant, comme à l'Eperon de Nant, les physoporelles et les diplopores, nous avons les algues Macroporella alpina PIA, Teurloporella triasina SCHAUROTH ainsi que des codiacées, des solénopores et des calcisphères. JEANNET (1912) signale Teutloporella tenuis PIA dans 3 localités de l'écaille de la Grande-Eau.

Cette colonisation de la plaine d'estran briançonnaise par une "flore alpine" est accompagnée par une abondante microfaune de foraminifères (BAUD & al., 1971, BROENNIMANN & al., 1972 ZANINETTI & al., 1972). Nous donnons ici la liste des foraminifères de cette unité 4a, les annexes citées donnant les descriptions des espèces et leur localisation. Nous avons: Meandrospira dinarica KOCHANSKY-DEVIDE & al., Ammobaculites sp.2, Trochamina almtalensis KOEHN-ZANINETTI, Endothyranella wirzi (KOEHN ZANINETTI), Endothyra sp., Diplo-tremina aff. astrofimbriata KRISTAN-TOLLMANN, Variostoma sp., Glomospira cf. densa (PANTIC), Glomospirella sp. ainsi que des nodosaires et des microtubus. D'après ZANINETTI (1976), cette microfaune est largement implantée, à l'Anisien moyen, sur toutes les plates-formes péri-téthysiennes.

Les ostracodes sont fréquents et montrent généralement des valves à tests épais. Les crinoïdes, avec Encrinus liliiformis LAMARK sont largement présents. Parmi les autres organismes, notons l'apparition des éponges siliceuses et des éponges calcaires avec Olangocoelia sp.? (éch. 41150, fig. 5, pl. 27), la présence de Spirorbis DAUDIN, du gastéropode Loxonema sp. et du brachiopode Spiriferina fragilis SCHLOTH. Les coprolites sont relativement peu abondants avec le genre Palaxius sp.

Avec cette unité 4a, nous voyons pour la première fois apparaître, à l'intérieur des Préalpes rigides, une zonation nette de la plaine d'estran. Dans les Rigides externes inférieures, nous avons la partie proximale, avec de petites séquences émerives qui vont jusqu'à la formation de dolocrètes (cf. fig. 21 et 24 et chap. 3.2, 2ème partie), le développement local des tapis algaires ("algal mats"), et des étendues abritées (lagunes) où prolifèrent les foraminifères. Dans les Rigides internes, la partie plus distale de la plaine d'estran montre des accumulations bioclastiques de calcarénites à dasycladacées ainsi que des alternances de sables et boues carbonatées à spicules, crinoïdes et algues calcaires provenant des fonds à spongiaires et des algueraies.

Dans ce stade de développement de la plate-forme, nous avons un équilibre entre une forte productivité de carbonate due à une biomasse importante et une élévation relative du niveau marin.

3.1.2 L'unité 4b

Elle marque la fin de l'événement floristique à dasycladacées et elle est caractérisée par la progradation rapide de la partie distale de la plaine d'estran avec ses séquences tidales à grainstone de compositions variées ainsi que par l'éloignement de la partie proximale au-delà des profils étudiés.

L'apparition massive, dans cette unité, de coprolites avec ou sans structures internes traduit un nouvel événement paléobiologique, après celui de l'envahissement de la plate-forme par les dasycladacées: c'est celui de la colonisation de la plaine d'estran par de très importantes communautés de crustacés décapodes.

L'holotype du coprolite Palaxius aiglensis BROENN. & al. provient du profil de Chalex et il est associé à P. rhomboideus BROENN. & al.. Ces coprolites sont décrits et figurés dans BROENNIMANN & al., 1972). Ils sont présents dans pratiquement toutes les localités étudiées. Dans le profil de l'Eperon de Nant a été signalé Favreina martellensis (BROENNIMANN & ZANINETTI, 1972, éch. 41026).

Les sables carbonatés, alimentés par les coprolites, comprennent également des péloïdes et des micropéloïdes, des agrégats, des oncoïdes et pour la première fois des oïdes superficielles. Dans les zones chenalisantes apparaissent des éléments plus grossiers, tels des galets de boues et intraclastes.

Dans les milieux abrités subsistent encore quelques rares diplopores ainsi que Macroporella alpina PIA (éch. 41323, 41424).

Les foraminifères sont représentés par les espèces Glomospirella sp. (éch. 41527 in BROENNIMANN & al., 1972), Glomospira cf. densa (PANTIC), Meandrospira dinarica (KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC), Tolypanmina cf. gregaria WENDT, Diplotremina sp., Planinvoluta sp., Earlandia sp..

Les radioles d'oursins apparaissent pour la première fois et les crinoïdes, fréquents, sont représentés par l'espèce Encrinurus liliformis LAMARK.

Nous notons également pour la première fois un bryzoaire (éch. 41023). Les éponges siliceuses alimentent les boues à spicules et nous interprétons certains clastes globuleux et partiellement micritiques des éch. 41060 et 41677 comme des fragments altérés et roulés de ces organismes. La silice déplacée, provenant des spicules, peut former localement comme dans le profil de l'Eperon de Nant, de petites sphérulites de quartzine.

Des brachiopodes remaniés apparaissent en poches, comme dans le profil de l'Ecuale (Mont d'Or), avec les espèces Spiriferina fragilis SCHLOTH. et Coenethyris vulgaris SCHLOTH.

Parmi les mollusques présents, BOTTERON (1961) a déterminé Omphaloptycha cf gregaria SCHLOTH et Worthenia sp..

En résumé, cette unité 4b montre, groupés dans des séquences tidales, tous les faciès de la plaine d'estran distale depuis les remaniements grossiers à intraclastes, galets plats et bioclastes des zones chenalisantes, en passant par les sables bien triés et les boues bioturbées des plaines à crabes, jusqu'aux fangues des lagunes isolées à dolomitisation discrète et diagenèse évaporitique.

3.1.3 L'unité 4c

Avec cette unité, nous voyons les petites séquences de chenaux de marées, avec les termes boueux et silteux bien développés (cf. chap. 3.3, 2ème partie), recouvrir les accumulations sableuses de l'unité 4b. Les conditions vont être favorables à la colonisation de la plaine d'estran par une troisième vague d'organismes depuis le début du Membre des Andonces: cette fois il s'agit des éponges à squelette (spicules) siliceux et tissus se calcifiant partiellement. Cet événement paléobiologique est à l'origine de la fixation d'une grande quantité de silice qui va, lors de la diagenèse précoce, nourrir les concrétions siliceuses et les silex du niveau repère du même nom (niveau à silex des auteurs).

C'est dans cette unité qu'ont été trouvés les premiers et les seuls (pour le moment) conodontes du Trias briançonnais (BAUD & al., 1968). L'association comprends les espèces suivantes: .

- Gondolella mombergensis TATGE
- Gnamptognathus insignis TATGE
- Prioniodella ctenoides TATGE
- Hindeodella triassica MULLER, et al.
- Lonchodina latidentata TATGE

L'association de foraminifères est caractérisée par la présence de nombreux individus de l'espèce Glomospira densa (PANTIC) et Glomospira aff. densa (PANTIC). On y trouve plus rarement Frondicularia woodwardi HOWCHIN, Glomospira sp. et Hemigordius sp. (cf. description in BAUD & al., 1971).

En lame mince on note également la présence de calcisphères, d'ostracodes parfois abondants, à tests minces, ainsi que des sections de radioles d'oursins.

Les crinoïdes sont toujours présents avec Encrinus liliformis LAMARK et nous reportons pour la première fois Encrinus cf. cassianus (LAMARK) fossilisé dans son biotope dans l'échantillon 41531 provenant du profil des Spillgarten (détermination M. Roux).

Les spicules isolés de spongiaires sont abondants, mais généralement calcitisés. Le groupe le plus fréquent semble être celui des Oxyhexactines. Un seul échantillon (41365) découvert par M. Weidmann à Dorchaux (Mont d'Or) a livré une forme tubulaire de 2 cm de diamètre avec les spicules siliceux dans leur arrangement primaire. En lame mince, nous observons fréquemment dans cette unité des formes ovoïdes sans contours nets, millimétriques à centimétriques, constituées de boue à spicules et micropeloïdes, auxquelles sont souvent associées des sphérulites de quartzine rayonnante disposées suivant un réseau elliptique (fig. 2, pl. 28). Ces formes que nous attribuons à des spongiaires semblent participer à de véritables biostromes dont on trouve les éléments remaniés comme pseudo-intraclastes ou crypto-bioclastes. Mais nous pensons que c'est le démantèlement complet de ces cryptospongiaires qui est à l'origine de ce matériel de la classe des silts et des sables fins à micropeloïdes si abondants dans cette unité et dont nous avons décrit l'organisation séquentielle et les figures sédimentaires observées dans la carrière du Lessus (chap. 3.3, 2ème partie).

La présence fréquente de terriers verticaux dolomitisés est l'indice d'une lithification très précoce de ces boues et ces silts, lithification qui va permettre l'installation des éponges.

Parmi les autres organismes qui coexistent avec ces dernières nous avons le brachiopode Spiriferina fragilis SCHLOTHEIM, ainsi que des gastéropodes et des pélécy-podes non identifiables génériquement.

Les coprolites de crustacés décapodes, si abondants dans l'unité 4b, ne sont plus représentés que de manière discrète par l'ichnospecies Palaxius aiglensis BROENN. & al.

Vers le haut de l'unité 4c, les sables deviennent plus fréquents et l'on voit l'apparition des particules cortiquées de type ooïdes, à Saint-Triphon et au Mont d'Or (fig. 4, pl. 14), alors qu'au Rocher du Midi un isolement local du milieu a pour conséquence la croissance d'un tapis algo-bactérien (algal mat, fig. 4, pl. 13).

3.2 La diversification de la plaine d'estran

3.2.1 L'unité 4d

Avec cette unité, nous avons la deuxième grande progradation des sables dans le Membre des Andonces. Le retour des dépôts de haute énergie s'accompagne d'une forte productivité carbonatée. Les trois groupes d'organismes qui ont colonisé de manière presque exclusive et qui ont marqué de leur empreinte les unités précédentes, soit les dasycladacées, les crustacés décapodes puis les éponges, ces 3 groupes vont se retrouver, de manière plus discrète mais coexistants, dans cette unité 4d.

C'est ainsi que les algues calcaires refont une apparition timide avec des diplopores indéterminables au Rocher du Midi et au Spillgarten. Elles sont accompagnées des genres Macroporella sp., Solenopora sp. et de codiacées.

L'assemblage de foraminifères est dominé par Glomospirella aff. grandis (SALAJ), mais nous trouvons également Glomospira aff. densa (PANTIC), Glomospira sp., Glomospirella sp. et Planivoluta sp. (BAUD & al., 1971).

En lame mince, on note en plus la présence de calcispères, de Spirorbis, d'ostracodes à tests minces et à tests épais, de spicules d'éponges et de coprolites ornés avec Palaxius aiglenis BROENN. & al. et Plaxius rhomboideus BROENN. & al..

Dans des niveaux appartenant à cette unité, GENGE (1958) signale aux Spillgarten la présence de bryozoaires ainsi que l'apparition de madréporaires de l'espèce Thamnastrea silesiaca BEYRICH. Il y mentionne également le gastéropode Promathilda sp. et le pélécyopode Dentalium sp. BOTTERON (1961) a déterminé, dans le profil de l'Ecuaie, les pélécyopodes Brevinucula aff. subaequilatera SCHAF. et Paleonucula aff. goldfussi (ALBERTI) ainsi que les brachiopodes à tests lisses Cruratula aff. carinthiaca ROTH. et Aulacothyris aff. angusta SCHLOTH. Trouvées en éboulis ces espèces proviendraient des bancs qui surmontent le niveau à silex et non pas d'au-dessous comme l'indique l'auteur. Nous trouvons également les brachiopodes ornés Spiriferina fragilis SCHLOTH. et Spirigera aff. trigonella SCHLOTH.. A Saint-Triphon JACCARD (1908) a signalé en plus le pélécyopode Gervillia socialis (SCHLOTH).

Les crinoïdes particulièrement abondants dans certains niveaux, peuvent former de véritables encrinites comme nous l'avons illustré à la fig. 1, pl. 14). Mentionnons encore le conodonte Hindeodella sp. qui provient de cette unité (BAUD & al., 1968).

Cette unité 4d est particulièrement différenciée dans les Rigides externes inférieures où elle peut atteindre plus de 15 m d'épaisseur, avec des bancs métriques contrastant avec les petits bancs du niveau à silex sous-jacent et formant ressaut dans la topographie.

La plaine d'estran apparaît maintenant bien diversifiée. Nous y trouvons les sables triés à particules cortiquées et agrégats des barres oolitiques, les plaines à crabes, les "prairies" à crinoïdes qui occupent à nouveau des aires importantes avec brachiopodes et gastéropodes. Élément nouveau, les biostromes à spongiaires qui se sont faits discrets, sont relayés par des biocoenoses à bryozoaires et madréporaires, qui apparaissent dans la partie orientale des Préalpes (Spillgarten).

3.2.2 L'unité 4e

Cette unité s'individualise surtout dans la partie orientale des Préalpes médianes rigides où elle est encadrée par des séquences sableuses en bancs épais et où elle montre une alternance marquée de boues et de sables en niveaux décimétriques, agencés dans des séquences tidales types.

Dans la partie occidentale des Préalpes, à Saint-Triphon, nous avons le côté proximal de la plaine d'estran avec les termes émergifs des sommets de séquence qui sont remaniés dans des conglomérats (rudstone) à galets plats dolomitiques (fig. 1 et 2, pl. 10).

Les algues calcaires ont presque disparu à part quelques fragments de codiacées et de solénopores.

L'association de foraminifères comprend Glomospira densa (PANTIC), Glomospirella grandis et aff. grandis (SALAJ) (éch. 41439), Glomospirella triphonensis BAUD & al., Tolypammina sp., Endothyranella sp., Nodosaria sp., Glomospirella aff. triphonensis BAUD & al., Spiroplectammina sp. et Ammobaculites sp.. Ces trois derniers genres, découverts dans l'échantillon 41434 (Rocher Plat) ont été illustrés dans BROENNIMANN & al. (1972).

En lame mince, nous avons également observé: Spirorbis sp. A & B BROENN. & al. (éch. 41434 du Rocher Plat, figuré in BROENNIMANN & al. 1972, pl. 12, fig. 1 & 7).

Les coprolites réapparaissent en grande quantité: nous trouvons les ichnospecies Palaxius aiglensis BROENN. & al., Palaxius rhomboideus BROENN. & al. et Favreina sp.? (le matériel figuré est décrit in BROENNIMANN & al., 1972, et provient de l'échantillon 41545 du profil des Spillgarten). Les sections de radioles d'échinides et les spicules d'éponges siliceuses sont fréquents. On trouve les ostracodes à tests minces dans les faciès micritiques et les tests épais dans les faciès granuleux.

Les gastéropodes sont présents avec le genre Loxonema sp. et les brachiopodes par les espèces Spriferina fragilis SCHLOTH. et Spirigera trigonella SCHLOTH.. Les différentes zones de la plaine d'estran sont représentées avec d'une part les boues bioturbées des milieux calmes de la plaine subtidale, et d'autre part, les sables à oïdes des grandes barres sableuses, barres qui sont également alimentées par les produits du démantèlement des prairies de crinoïdes et à brachiopodes. La grande abondance des coprolites dans certains sables parfaitement triés et granoclassés témoigne de la présence de vastes plaines à crabes ("crabs flat") intertidales.

3.3 Du complexe barrière jusqu'à la grande émerision

3.3.1 L'unité 4f

Les caractéristiques de cette unité se marquent par la grande diversité des peuplements benthiques, par une forte productivité carbonatée et une accrétion verticale de séquences régressives de haute énergie. Nous avons déjà vu au chapitre 4 (2ème partie), deux exemples détaillés du développement du complexe barrière. Nous allons nous centrer ici sur l'inventaire des formes benthiques, les associations d'organismes constructeurs, pour voir ensuite, dans les grandes lignes, l'organisation dans l'espace des milieux de dépôts.

Des débris charboneux, malheureusement non reconnaissables, de dimensions millimétriques à centimétriques, témoignent de l'existence temporaire, au sein du complexe barrière, de milieux insulaires colonisés par une flore terrestre.

La flore marine, très abondante, est dominée par les communautés cyanobactériennes qui vont participer activement à la différenciation et à l'édification de la barrière. De nombreuses études ont paru récemment sur les cyanobactéries ou schizophytes actuelles et anciennes (FLUGEL, 1977, MASSE, 1979, WALTER 1976). Ces travaux ont montré la grande variété des textures et structures produites par ces organismes. Si certaines textures des sédiments anciens portent un nom de genre tel Cayeuxia sp., Zonotrichites sp., etc, la plupart sont désignées sous divers termes généraux soit:

- problématiques divers, Problematicum, Incertae sedis,
- porostromatoïdes (des Porostromata, PIA, 1927),
- schizophytoïdes (MASSE, 1979),
- cryptalgaires ("cryptalgal", AITKEN, 1967),
- croûte, encroûtement algaire, microstromatolite, spongiostromatoïde (de Spongiostromata, PIA, 1927).

Les textures schizophytoïdales observées dans l'unité 4f sont de deux types: les formes in situ, constitutives des édifices construits et les formes détachées ou remaniées. Parmi les premières nous avons (fig. 32 et pl. 16, 1 à 4):

- des textures de micrites à réseau de microcavités (petit monticule de boue ou "micro mud mound"),
- des textures fenestrées granuleuses de bindstone à oncoïdes et peloïdes (thrombolites, cf. MONTY, 1976, fig. 26),
- des textures celluleuses ou à tubules (porostromatoïdes); illustration: fig. 3 et 4, pl. 28.

Les secondes comprennent, en plus des fragments de formes fixées que nous venons de citer, les textures ("bioclastes") suivantes:

- filamenteuses radiaires, type Zonotrichites sp. (fig. 1, pl. 29, éch. 41064) que l'on rencontre également dans les éch. 41212, 41265, 41623),
- laminées, irrégulières et tangentielle, type encroûtement microstromatolitique (éch. 41064),
- allongées ou ovoïdes en sparite brunâtre, (pseudo-coralite, éch. 41210, 41616, fig. 3, pl. 28),
- péloïdales et micropeloidales denses (éch. 41265, 41594, fig. 2, pl. 29); ces structures sont homéomorphes de structures cryptospongiaires que nous illustrons plus loin; elles se différencient par la présence ou non de spicules.

De même que pour les particules de sparite brunâtre, des éléments de micrite dense (pseudo-peloïdes, pseudo-intraclastes) peuvent avoir pour origine une altération diagénétique (micritisation, recristallisation) de schizophytoïdes (type diagénétique de MASSE, 1979). D'autres formes encroûtantes sont rattachées à Microtubus communis (éch. 41064, fig. 1, pl. 29).

On observe également des formes allongées millimétriques à centimétriques à auréole de micrite brunâtre (éch. 41212, fig. 4, pl. 29) que nous attribuons au groupe des algues calcaires. Les algues vertes sont présentes, mais relativement rares, avec des fragments que nous rapportons aux codiacées et également aux dasycladacées (éch. 41205, 41538, 41691. C'est principalement dans les faciès grossiers que l'on trouve des éléments de solénopores (algues rouges). Nous citerons les éch. 41212, 41265, 41260.

Les porifères ou spongiaires forment l'autre grand groupe actif dans la stabilisation et la construction de la barrière. Comme avec les schizophytoïdes, nous avons le plus souvent une altération ou désintégration de l'organisme et les structures résultantes ne sont le plus souvent que peu reconnaissables. C'est pourquoi nous utilisons ici aussi le terme cryptospongiaire pour des corps ovoïdes ou des structures planaires plus ou moins riches en spicules. Ceux-ci sont généralement monactines et plus rarement hexactines. Dans cette unité 4f, nous avons rencontré les morphotypes et les textures suivants:

- corps sphériques à texture chagrinée (éch. 41730, fig. 3, pl. 26) découverts dans le profil de Giswil, ces corpuscules y forment un petit biostrome au toit de l'unité 4f; nous avons retrouvé des corps semblables mais isolés dans le profil des Andonces (éch. 41210); à notre connaissance, ces formes n'ont encore jamais été signalées dans la littérature.

- corps ovoïdes ou allongés, micritiques, à contours flous, dans une matrice également micritique (éch. 41608, 41610 et 41725 : fig. 4, pl. 27),
- particules allongées micritiques à micropeloïdes et spicules (éch. 41212, fig. 6, pl. 27).

Nous avons observé dans les éch. 41212 et 41584 des loges et fragments de loges qui pourraient appartenir à des Sphinctozoaires (éponges calcaires). Ceux-ci jouent déjà un rôle important dans les constructions carbonatées de même âge dans le Sud-Alpin (OTT & al., 1980, GAETANI & al., 1981), alors qu'ici leur rôle semble négligeable.

Les foraminifères ont trouvé dans cette unité et dans certains niveaux des conditions très favorables à leur développement. Plus de 20 espèces y ont été décrites, dont 8 nouvelles (BAUD & al., 1971, ZANINETTI & al., 1972).

Dans la partie sableuse de la barrière on trouve Glomospira sp., Glomospirella triphonensis BAUD & al.. Dans les boues lagunaires à spongiaires, riches en matières organiques et débris charboneux, de la partie centrale de la barrière, que nous avons décrite dans le profil du Rothorn, prolifèrent les espèces suivantes: Earlandia sp. 1 et sp. 2, Earlandia tintiniformis (MISIK), Endothyra sp. 1 et sp. 2 BROENNIMANN & al., Endothyra wirzi et aff. wirzi (KOEHN-ZANINETTI), E. lombardi BROENNIMANN & al., E. alpina BROENNIMANN & al., Meandrospira dinarica (KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC), Meandrospiranella samueli SALAJ & al., Spirillina sp., Turrispirillina prealpina BROENNIMANN & al., Diplotremina sp.

Liés également aux micrites sombres on trouve Spirorbis phlyctanea BROENNIMANN & al. (éch. 41412 et 41626) ainsi que Spirorbis sp. C BROENNIMANN & al.. Nous y avons encore remarqué des ostracodes à tests épais et à tests minces, des calcisphères de divers diamètres ainsi que localement des accumulations de microgastéropodes.

Dans le niveau sableux de la base de l'unité, le coprolite Palaxius aiglensis BROENN. & al. se rencontre parfois, mais il y est plutôt rare.

Les crinoïdes sont présents avec Encrinus liliformis LAM. et les échinides (radioles d'oursins) les accompagnent fréquemment.

Au Spillgarten, GENGE (1958) signale des débris de coraux indéterminés et nous y avons trouvé des fragments de bryozoaires.

Parmi les mollusques on retrouve le genre Loxonema sp. au Rothorn et JEANNET (1912) signale le pélecypode Gervillia socialis SCHLOTH. à Saint-Triphon.

Les brachiopodes sont parfois abondants dans certains niveaux sableux de la barrière et à Saint-Triphon nous avons les tests ornés de Spiriferina fragilis SCHLOTH.

Enfin, nous avons eu la chance de découvrir dans le profil du Rothorn, (fig. 32 E) l'unique ammonoïde de la Formation de Saint-Triphon: il s'agit de l'espèce Beyrichites cf. cadoricus (MOJS.), (éch. 41609) qui a été déterminé par H. Rieber (Zurich).

Dans les Préalpes, les milieux de dépôts et les associations fauniques se répartissent suivant cinq grandes zones de faciès:

- 1 - Les barres à ooïdes (Spillgarten, Wiriehorn, Chalex et Eperon de Nant) sont caractérisées par un très bon classement avec des ooïdes superficielles dont le nucleus est parfois remplacé par un monocristal de dolomite; elles sont accompagnées par des péloïdes et des bioclastes, articles de crinoïdes et parfois des fragments de tests de pélécy-podes ou de brachiopodes.
- 2 - Les dunes et cordons sableux, packstone et grainstone à stratifications obliques ou entre-croisées, forment l'unité faciale de base des séquences de dépôt de la barrière et sont bien développés dans les Rigides externes inférieures; constitués par des péloïdes, des grains cryptalgaires, des agrégats, des crinoïdes, des petits brachiopodes lisses, et des foraminifères (Glomospirella), ils sont alimentés aussi bien par la plaine d'estran adjacente que par les biostromes et petits biohermes de la barrière (cf. chap. 4.2, 2ème partie).
- 3 - Les petits édifices construits sont de type monticule de boue à microcavités; ils s'édifient sur un substrat stabilisé ou déjà lithifié et la colonisation débute généralement avec des spongiaires, soit seuls, soit accompagnés de schyzophytes isolés (Zonotrichites) ou stratoïdes. Produisant, stabilisant ou piégeant la boue carbonatée, ces premières colonies sont le lieu de vie d'une microfaune abondante avec des foraminifères, ostracodes et Spirorbis, comme nous venons de la voir; les macrofaunes présentes sont constituées par des gastéropodes, des pélécy-podes (peu fréquents) et de rares sphinctozoaires; c'est dans ce niveau de base qu'a été piégée l'unique ammonoïde découverte jusqu'à présent; par dessus vient le corps du monticule de boue, tumulis de schizophytoïdes riche en plages de calcite claire (sparite géodique) qui montrent parfois un double ou triple remplissage de calcilutite et calcisiltite; certains éléments centimétriques de microsparite brune, semblables à ceux que l'on trouve dans le niveau sous-jacent, sont probablement d'origine cryptospongiaire; la microfaune piégée de foraminifères et d'ostracodes est là un peu moins abondante; nous avons vu qu'au sein ou au top de ce monticule (cf. fig. 1 et 2, pl. 16 et fig. 32 C) peut s'intercaler un faciès granuleux de boundstone fenestré à péloïdes et oncoïdes; nous

l'interprétons comme une construction schizophytoïdale de type thrombolite (MONTY, 1976) témoin d'un changement de conditions du milieu (abaissement relatif du niveau marin?).

- 4 - Latéralement aux petits édifices construits, nous avons les sables grossiers (rudstone) qui proviennent du démantèlement de ceux-ci (fig. 2 et 3, pl. 29).
- 5 - En direction du complexe pré littoral, la pente ou rampe peut être stabilisée par des éponges en tapis ("cryptosponges mats") de faciès boundstone à micropéloïdes et spicules; les arrêts de croissance de ces biostromes sont soulignés par des perforations, terriers verticaux à remplissage de dolosparite en mosaïque.

Ces 5 grandes zones de faciès s'organisent en séquences régressives dont nous avons vu le détail au chapitre 4.3 (2ème partie, fig. 33).

L'évolution synsédimentaire est caractérisée, comme nous l'avons vu, par une diagenèse précoce vigoureuse et différenciée suivant le milieu (cf. chap. 4, 2ème partie et BAUD, 1975).

Si dans les Préalpes cette unité 4f est caractérisée par le développement du complexe barrière, il faut aller en Vanoise et dans le Briançonnais pour avoir respectivement la partie distale et proximale de la plaine d'estran. En effet, le profil du Lac Blanc en Vanoise montre à ce niveau des calcarénites et calcilutites à silex comparables à celles de l'unité 4c, et le profil des Peygus (MEGARD-GALLI, 1975) est caractérisé par des petites séquences régressives à toits de dolomies loféritiques (thrombolites).

3.3.2 L'unité 5a

Avec la séquence 5 et l'unité 5a, nous entrons dans la dernière phase du développement de la plate-forme carbonatée avant la grande émergence qui termine le dépôt de la Formation de Saint-Triphon. Dans la topographie, cette unité de calcaires en petits bancs, dont on remarque l'enrichissement en argile, se caractérise par une dépression encadrée par les niveaux plus massifs de l'unité 4f et les dolomies de l'unité 5b.

La base de l'unité est mieux marquée dans les Rigides externes, particulièrement à Saint-Triphon (profil des Andonces) et au Rothorn, avec un passage aux calcaires vermiculés avec ses calcilutites et ses rythmites du complexe pré littoral. Par contre, dans les Rigides internes et dans les profils de l'Eperon de Nant et de la Grande-Eau, les faciès granuleux, sables à péloïdes, agrégats et bioclastes de la partie proximale de la rampe et qui prévalaient dans l'unité 4f, sont encore présents.

La flore marine est encore dominée par les schizophytes qui ont là un rôle différent avec le développement important des structures planaires laminées, fines, au sein des micrites, ceci vers le haut de l'unité. Le profil du Rothorn montre en plus l'apparition d'un niveau remarquable de stromatolites en domes plats (fig. 1, pl. 26). Dans cette unité 5a, la nature calcaire du sédiment piégé et stabilisé par le tapis algair est préservée alors que dans l'unité 5b et de manière générale dans le complexe marginolittoral, la dolomitisation est complète. D'autre part, des éléments schizophytoïdaux continuent à alimenter les sables. Les dasycladacées sont très rares; nous signalerons un manchon de Physoporella sp. trouvé dans l'éch. 41042 (Eperon de Nant).

Les foraminifères sont fréquents en lames minces et sont dominés par l'espèce Glomospirella triphonensis BAUD & al. qui prolifère dans cette unité. Nous trouvons également Planinivoluta mésotriasica BAUD & al. ainsi que les genres Glomospira sp., Calcitornella sp., Trochammina sp., Earlandia sp. et des nodosaires parfois abondantes.

Nous retrouvons les porifères sous la forme cryptospongiaire en tapis, stabilisant les boues calcaires dans des faciès de boundstone à spicules avec micropéloïdes (fig. 3, pl. 27) ou sans micropéloïdes (fig. 4, pl. 27). Ils sont présents à la base de l'unité et apparaissent également comme éléments remaniés grossiers au mur de certaines rythmites. Les spirorbis sont fréquents et accompagnent souvent les micromollusques (gastéropodes, pélécy-podes). Dans le profil du Wiriehorn, l'éch. 41698 (fig. 5, pl. 19) montre même une accumulation de ces organismes, dont l'espèce Spirorbis phlyctanea BROENN. & al..

Les ostracodes à tests minces sont presque toujours présents dans les calcilutites les "micro-ostracodes" (tailles de 100 à 200 microns) sont plus fréquents que ceux de tailles normales (500 à 700 microns).

Les articles de crinoïdes peuvent former l'essentiel de certaines rythmites; ils apparaissent également dispersés dans les calcilutites, accompagnés là d'articles d'ophiures et de radioles d'oursins. L'espèce la plus fréquente est Encrinus liliiformis LAM. mais on trouve également des sections pentagonales d'Isocrinus sp.. Parmi les gastéropodes, nous avons le genre Loxonema sp.; de très nombreux microgastéropodes sont remaniés dans les rythmites du haut de l'unité.

Les pélécy-podes sont représentés par les espèces Lima striata SCHLOTH., L. radiata SCHLOTH. et L. lineata SCHLOTH ainsi que Pecten sp.; en lame mince, de petites formes lisses à tests minces peuvent s'accumuler dans certaines rythmites (éch. 41659 fig. 4, pl. 19) ou accompagner les microgastéropodes.

A la suite de JACCARD (1908), JEANNET (1912) décrit les brachiopodes suivants, provenant principalement du banc des bassins de la carrière des Andonces (ou Etrives) à Saint-Triphon gare: Coenothyris vulgaris SCHLOTH. en véritable lumachelle, Mentzelia mentzeli (DUNKER), Aulacothyris angusta SCHLOTH., Cruratula carinthiaca ROTH. div. var.

Les traces et terriers fossiles sont nombreux; signalons d'abord les fameux "pieds de boeufs" des carriers, soit Rhizocorallium jenense ZENKER, formes A & B puis Planolites et les galeries de type Thalassinoides (BAUD 1976). Signalons enfin une petite dent de requin provenant de la carrière des Andonces.

Dans ce milieu pré littoral qui caractérise l'unité 5a, 3 groupes d'organismes participent à la stabilisation des sédiments de manière occasionnelle: à la base les porifères, vers le haut les schizophytes et enfin plus rarement les spirorbis.

Nous avons 5 associations de faunes principales:

- brachiopodes lisses, crinoïdes, pélécy-podes, glomospirelles;
- pélécy-podes, gastéropodes, crinoïdes, spirorbis et glomospirelles;
- crinoïdes, ostracodes, glomospirelles;
- microgastéropodes, micropélécy-podes, crinoïdes, ophiures, ostracodes;
- microostracodes, nodosaires.

La disparition progressive des faunes et le nanisme qui prédomine vers le haut, ainsi que l'apparition de pseudomorphoses de cristaux d'évaporites indiquent un confinement qui s'affirme dans la partie supérieure de l'unité 5a et qui atteindra son appogée dans l'unité 5b avec la progradation rapide du complexe marginital.

Les faciès vermiculés, avec ses rythmites particulières et ses nombreuses figures de déformations synsédimentaires ont été décrits au chapitre 5/7 (2ème partie).

Nous mentionnons ici encore un caractère de cette unité, visible dans la carrière des Andonces et qui est typique de la partie distale, subsidente du complexe pré littoral: il s'agit d'une tendance euxinique marquée avec des faciès de calcilitites noires riches en matière organique et localement en pyrite.

En ce qui concerne la diagenèse, notons la préservation locale d'un ciment de célestine dans divers échantillons provenant des profils des Rigides externes; cette cimentation confirme le confinement rapide du milieu (BAUD, 1975).

avec l'enrichissement des eaux connées en sulfate qui précipite en présence du strontium.

3.3.3 L'unité 5b

Le confinement qui apparaît dans la partie supérieure de l'unité 5a s'amplifie brusquement. Le complexe margino-littoral prograde alors rapidement sur la plate-forme avec d'abord l'installation des platiers géants à stromatolites suivi par les marais maritimes avec leurs séquences émerives à croûtes dolomitiques remaniées et à argilites vertes et rouges. Nous retrouvons là une situation que nous avons déjà vue dans l'unité 2c.

Du point de vue des faunes, seuls de rares ostracodes subsistent dans ces milieux sursalés. Les flores sont essentiellement représentées par les schizophytes qui trouvent là des conditions très favorables à leur épanouissement et à la colonisation pratiquement totale de la plate-forme.

L'apparition brusque des dolomies, dolomudstone et doloboundstone schizophytoïdales qui surmontent les calcilutites pré-littorales confinées sans intercallations de niveaux de haute énergie suggère un abaissement du niveau marin avec effet de seuil.

Cette dernière phase de l'évolution de la plate-forme à la fin du dépôt de la Formation de Saint-Triphon aboutit à une grande émerision caractérisée par un niveau décimétrique à métrique de schistes (argilites) versicolores. Des événements contemporains à caractères régressifs sont apparus sur d'autres plate-formes péritéthysiennes, tel le dépôt de l'"Anhydrite-Gruppe" en Allemagne, événements qui sont l'indice d'une composante eustatique, dont le détail est encore à tester dans d'autres régions plus éloignées (cf. chap. 2.2, 4ème partie). Abaissement eustatique accentué par un effet de seuil, nous retrouvons là une interprétation semblable à celle avancée entre autres par SMITH (1980) pour expliquer la cyclicité des dépôts du Zechstein. A la fin de la Formation de Saint-Triphon, nous avons toutefois une circulation d'eau marine suffisante, pour que, malgré le confinement, le dépôt massif d'évaporite soit empêché.

Dans la région de Briançon, une activité volcanique est indiquée par des intercallations de cinérites dans les dolomies (CABY & al., 1964, MEGARD-GALLI & al., 1977).

En Vanoise et dans les Préalpes, il existe plusieurs niveaux d'argilites, soit intercallés dans les dolomies, soit apparaissant dans les calcaires, vers le haut de l'unité 5a comme à Saint-Triphon (cf. fig. 36); mais actuellement nous n'avons pas de preuve d'une composante volcanique qui pourrait être à l'origine de ces dépôts.

3.4 L'âge du Membre des Andonces

Nous aborderons l'âge du Membre des Andonces à partir de l'échelle biochronologique que nous avons introduite au chapitre 2.6 (1ère partie, tab. 3). Tout d'abord, nous allons essayer de replacer Beyrichites cadoricus MOJS. dans cette échelle. D'après son inventeur, cette espèce se trouve dans les Alpes du Sud en association avec Paraceratites binodosus (HAUER). GAETANI (1969) a montré qu'en Judicarie, B. cadoricus se trouve avec P. cimeganus dans les calcaires de Cimego, couches de transition entre les calcaires à diplopores de Dosso dei Morti et les calcaires de Prezzo. Ces calcaires de Cimego contiennent également la faune de brachiopodes à Mentzelia et Coenothyris.

Nous pouvons dire que B. cadoricus est contemporaine de l'apparition des Paraceratites, qu'elle se place dans la sous-zone à P. cimeganus soit le niveau 3 de ASSERETO (1971), ou la base de l'Anisien supérieur tel que nous l'avons proposé (tab. 3). Cet âge est donc celui de l'unité 4f, ce qui nous donne un point d'accrochage à partir duquel nous pouvons descendre à l'unité 4a, base du Membre des Andonces. Elle est caractérisée par Diplopora annulatissima et l'apparition massive des Physoporella à doubles verticilles. Bien que l'apparition de ces flores benthiques soient liées au faciès, D. annulatissima n'est pas connue dans l'Anisien inférieur. Cela signifie que l'unité 4a se place dans l'Anisien moyen, soit dans les horizons 1 ou 2 de ASSERETO (1971).

En ce qui concerne le sommet du Membre (unité 5b) et la grande émergence, ils sont contemporains ou légèrement postérieurs à la sous-zone B. cimeganus. Sans plus de précision, nous proposons une corrélation avec l'horizon 4 d'ASSERETO (1971) ou la sous-zone à P. trinodosus.

QUATRIEME PARTIE

Synthèse générale

4EME PARTIE : SYNTHÈSE GÉNÉRALE

Chapitre 1 AGE, DURÉE ET TAUX DE SUBSIDENCE

1.1 AGE ET DURÉE

Le tableau 5 résume les interprétations d'âges que nous avons données dans les chapitres précédents (3ème partie) et nous y trouvons l'âge proposé pour les différentes unités et Membres de la Formation de Saint-Triphon.

La durée du dépôt des sédiments de la Formation de Saint-Triphon peut être comparée à la durée de l'étage Anisien et les plus récentes évaluations varient entre 5 et 7 millions d'années (MA).

| | | zones | sous-zones, horizons | apparitions | | | |
|----------|-----------|--------------------------------------|------------------------------------|--------------------|-------|---|--|
| LADINIEN | A | Eoprotrachyceras curionii | | ↑ Eoprotrachyceras | | | |
| | | Nevadites | 2 1 | ↑ Nevadites | | | |
| 233+4 | B | Parakellnerites | T.polymorphus, C.reitzi | ↑ Parakellnerites | | | |
| | | | Reiflingites | | | | |
| | | | IV P.trinodosus | | | | |
| | | Paraceratites trinodosus — B. abichi | III P.cimeganus (P.binodosus s.s.) | ↑ Paraceratites | S4 S5 | A | |
| ANISIEN | moyen | Balatonites balatonicus | II I | ↑ Balatonites | S4 | | |
| | | Anagymnotoceras ismidicus | | | S3 | L | |
| | | Nicomedites osmani | | | | | |
| 239+5 | inférieur | Aegeiceras ugra | | ↑ Procladiscites | S1 S2 | D | |
| | | Tirolites carnolicus | | | | | |
| SPATHIEN | | | | | | | |

CHAMPCELLA

SAINT - TRIPHON

Tableau 5: interprétation biochronologique de la Formation de Saint-Triphon.

1.2 TAUX DE SUBSIDENCE

L'épaisseur totale maximum des couches est de 250 m dans les Préalpes. Pour une durée de 5 MA, nous avons un taux de 50 m de sédiments compactés par millions d'années ou de 50 Bubnoff (1 Bubnoff = 1 m / MA, FISCHER, 1969).

Pour nous approcher d'un taux de subsidence relative, il nous faut estimer l'épaisseur originelle des sédiments, la profondeur faible ou nulle de la sédimentation ne jouant dans ce cas pas de rôle. La réduction d'épaisseur est fonction de la compaction pure et de la dissolution sous pression. En ce qui concerne ce dernier facteur, il peut être estimé, à la suite d'un test des hauteurs cumulées de pics de stylolites, à une réduction correspondant à près de la moitié de l'épaisseur actuelle, soit le tiers de l'épaisseur après la compaction.

Les taux de compaction sont très variables dans les roches carbonatées. Si nous choisissons un taux de 16 % de réduction de l'épaisseur originelle, nous arrivons à une réduction totale de la moitié de cette épaisseur, soit 50 %. Le taux de subsidence relative est donc doublé par rapport au taux de sédiments compactés et donne alors une valeur de 100 Bubnoff, valeur comparable à celle de la subsidence moyenne des plates-formes carbonatées intracratoniques (KENDALL & al., 1981). Pour l'ensemble du Trias moyen de la région de Briançon, BOURBON & al. (1977) ont choisi un taux de "décompaction" (= inverse du taux de compaction) de 1,5, alors que nous sommes arrivés ici à un taux de 2. En prenant ce dernier, on arrive à 60 Bubnoff pour la région de Briançon. Des Préalpes jusqu'en Ligurie la variation du taux de subsidence est donnée directement par la variation des épaisseurs actuelles; ces épaisseurs et donc le taux de subsidence sont maximaux dans les Préalpes et vont en diminuant suivant l'axe principal de subsidence jusqu'à un facteur 3 (réduction d'épaisseur et de taux de 65 %) en direction des Alpes Ligures.

Transversalement, dans les Préalpes, les variations maximales d'épaisseur sont de l'ordre de 20 % entre les Rigidités internes et les Rigidités externes. En Vanoise, d'après ELLENBERGER (1958), la réduction des épaisseurs des différentes unités lithologiques se fait de manière homothétique et elle peut atteindre transversalement plus de 50 % suivant les chaînons. Dans le domaine valaisan, le profil du Trias moyen de la combe de l'Aa nous montre quelques termes reconnaissables de la Formation de Saint-Triphon, termes dont l'épaisseur peut être estimée à une quarantaine de mètres. Dans la Combe des Fonds (Savoie), FUDRAL (1973) décrit plusieurs profils de Trias moyen: l'équivalent latéral de la Formation de Saint-Triphon y mesure environ 50 m. Ces valeurs nous donnent des indications sur la réduction, cette fois transversale, en direction externe, du taux de subsidence sur une distance reconstruite de 100 km

nous atteignons un facteur 5.

Malgré le manque d'informations précises sur la partie interne de la plate-forme, nous pouvons esquisser un modèle de golfe subsident en demi-graben à regard interne et dont le segment septentrional est le plus actif.

Chapitre 2 PHASES TECTONIQUES, MOUVEMENTS EUSTATIQUES ET CYCLES SEDIMENTAIRES

2.1 INTRODUCTION

Au cours de ce travail, nous avons analysé l'agencement horizontal et vertical des faciès et leur groupement en séquences et cycles sédimentaires et nous avons également abordé la genèse des grands niveaux d'émersion.

Dans ce chapitre, nous résumons notre interprétation sous forme d'un schéma (fig. 40) que nous allons commenter, puis nous tenterons des corrélations, basées sur les événements mis en évidence, avec les domaines péritéthysiens adjacents.

Nous partirons du modèle que nous avons esquissé:

- la forme échancrée, allongée, en golfe, du domaine de subsidence briançonnais (cf. schéma paléogéographique, fig. 41), avec une communication possible par l'E vers les domaines austro- et sud-alpins;
- une subsidence régulière (domaine en distension simple).

A partir de ce modèle, nous allons interpréter la courbe de profondeur relative de la sédimentation en terme de mouvements eustatiques, de progradation et comblement ainsi que d'ouverture et de fermeture de seuil. Chaque début ou fin de cycle est un événement dont nous avons déjà vu les caractères mais dont nous allons essayer de dégager l'originalité, le mode de répétition et d'en voir les composantes.

Nous avons porté sur la fig. 40 les chiffres 1 à 6 qui indiquent un abaissement relatif du niveau marin ou un confinement par progradation des milieux margino-littoraux, et les lettres A à F qui indiquent une élévation relative du niveau marin (transgression de la plaine d'estran ou directement du milieu pré-littoral).

2.2 LES REGRESSIONS

Il existe 2 régressions majeures (chiffres 3 à 6) qui se trouvent respectivement au top des unités 2c et 5b. Elles apparaissent l'une et l'autre durant un épisode de sédimentation pré-littorale et elles sont suivies d'un changement important de l'organisation de la sédimentation. Elles ne résultent donc pas d'un simple processus de comblement d'une plate-forme

faiblement subsidente, comblement qui verrait sur une même verticale se succéder selon la loi de WALTHER (1893) tous les environnements connus sur la plate-forme, dans un ordre régressif, ce qui n'est pas le cas. Mais ces 2 regressions majeures sont précédées d'un confinement que nous interprétons comme la réponse à une interruption des connections avec la mer ouverte par une phase de fermeture de seuil.

Le modèle proposé implique le déroulement suivant:

- fermeture du "golfe briançonnais";
- abaissement du niveau marin par évaporation, apparition d'une sursalure et développement massif des schizophytes;
- décharges de détritiques terrigènes fins, qui ne sont alors plus dilués dans la sédimentation carbonatée.

La fermeture peut avoir pour cause soit un mouvement tectonique vertical, soit un abaissement eustatique qui isole le golfe briançonnais. Dans le premier cas, l'événement est spécifique à la plate-forme briançonnaise alors que dans le second, il doit trouver un enregistrement dans les autres plates-formes péritéthysiennes.

Or l'épisode (3) n'est pas isolé. Il est à mettre en relation avec celui du "Röt" du bassin germanique, et également avec le dépôt des couches évaporitiques de Reichenhall des Alpes calcaires septentrionales ainsi que des Dolomies inférieure de Serla des Alpes du Sud.

En ce qui concerne l'épisode (6), nous avons déjà vu au chapitre 3.3.3 (3ème partie) les corrélations possibles avec l'événement régressif de l'"Anydrite Gruppe" dans le bassin du Muschelkalk. D'autres événements sont à mettre en relation: celui du dépôt de la "Zwischendolomit" dans les Dolomites occidentales.

Nous sommes donc amené à penser que les 2 fermetures importantes du golfe briançonnais ont une origine eustatique.

Les régressions mineures sont indiquées en 1, 2, 4 et 5. En 1 et 2 nous avons 2 épisodes de confinement qui se placent au sein d'une transgression majeure avec des dépôts d'évaporites, d'argilites silteuses et de dolomies du milieu de marais maritimes.

Les corrélations basées sur des événements d'origine tectonique sont plus difficiles à établir avec les domaines sud-alpins et dinariques, à cause du régime géodynamique différent comme nous le verrons dans le prochain chapitre. Il est cependant tentant de corréler les événements 1 - 2 et 3 respectivement avec le début et la fin du cycle tectono-eustatique mis en évidence par DE ZANCHE & al. (1981) dans la région de Recoaro et appelé la phase de Recoaro, cette dernière correspondant à la phase monténégrine des Dinarides.

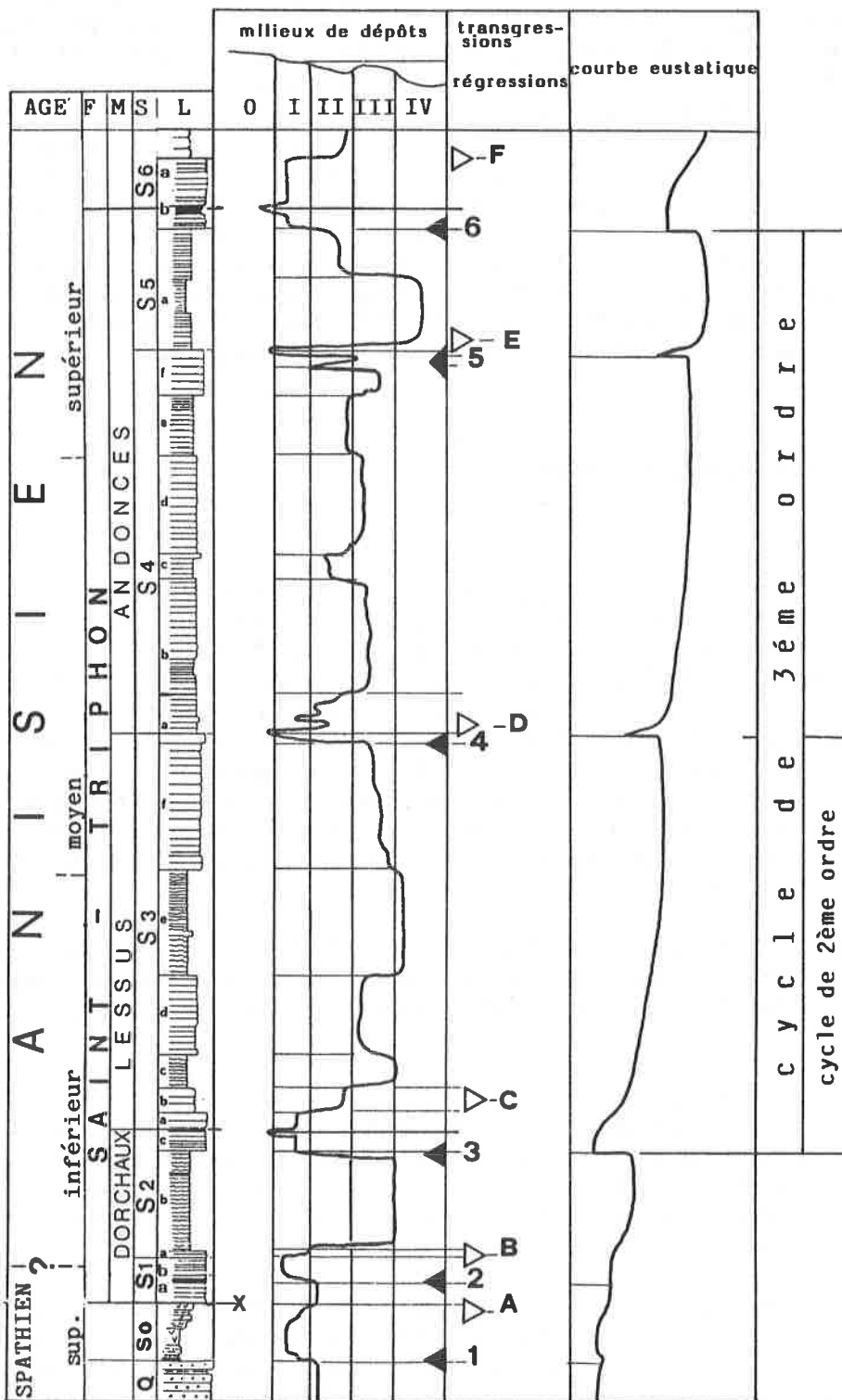


Figure 40: stratigraphie, courbe d'évolution des milieux de dépôts, phases transgressives (A-F) et régressives (1-6) de la Formation de Saint-Triphon, et proposition d'une courbe eustatique pour l'Anisien.

Les régressions mineures indiquées en 4 et 5 n'ont par contre pas la même signification que les autres. En effet, les émer-sions qui sont liées à ces régressions sont caractérisées sur-tout par des altérations, des dissolutions et des transfor-mations diagénétiques précoces (calichifications). Elles s'in-terprètent par l'abaissement du paléo-plan d'eau et l'arrivée d'eaux météoriques à action dissolvante sélective. S'agit-il d'un abaissement local ou d'un abaissement vraiment eustatique, nous n'avons pas encore assez de données pour trancher. Nous signalerons cependant un événement qui semble contemporain de la régression 4, c'est l'arrivée de détritiques terrigènes (grès et conglomérats) soudaine dans la plate-forme carbonatée du Drauzug (Autriche) et indiqué comme première phase tecto-nique par BECHSTADT & al. (1976), mais événement dont l'ori-gine pourrait également être eustatique.

2.3 LES TRANSGRESSIONS

Elles sont au nombre 6, dont 5 pour la Formation de Saint-Tri-phon. En A, B et C, nous avons les 3 étapes de la transgression carbonatée majeure. Nous en avons déjà fait l'anatomie au chapitre 2 (3ème partie). Si nous en résumons les particula-rités, il y a tout d'abord le caractère pluriphasé et ensuite le fait que chacune des avancées de la mer franche est précédée par les dépôts confinés des milieux marginolittoraux (phase régressive 1, 2 et 3). Ce dernier caractère indique la lenteur de la transgression, lenteur qui contraste avec la rapidité de la grande transgression carbonatée téthysienne du Trias inférieur (BAUD & al., 1982).

En C et en F, nous avons l'installation et la réinstallation de la plaine d'estran, événements qui se placent dans le cadre d'une subsidence régulière, sans variation du niveau de la mer.

En D, par contre, nous avons une remontée des eaux, avec des fluctuations comme en témoignent les dolocrètes du Lessus. Cette remontée est accompagnée d'un renouvellement des flores et des faunes benthiques (cf. chap. 3.1, 3ème partie) et d'une forte productivité carbonatée qui a pour résultat naturel le développement des séquences de comblement.

L'événement E est bien daté paléontologiquement (première partie de l'Anisien supérieur). Il marque un approfondissement avec en même temps une rupture dans l'organisation séquentiel-le. En effet, des séquences de comblement de la plaine d'estran et de la barrière, nous passons brusquement aux rythmites du milieu pré-littoral. Cet événement pourrait être contemporain d'autres approfondissements observés dans les Alpes calcaires septentrionales, soit la "Reiflinger Wende" de SUMMESBERGER & al. (1972), et dans les Alpes méridionales avec le dépôt des calcaires de Cimegano puis de Prezzo. Nous aurions là une remontée eustatique rapide.

2.4 CYCLES EUSTATIQUES

La courbe eustatique que nous donnons à la fig. 40 illustre notre interprétation. La Formation de Saint-Triphon se trouve à cheval sur 2 cycles eustatiques de 3ème ordre qui se placent dans le cadre d'une remontée générale de la surface des océans au cours du Trias (cycle de 2ème ordre, VAIL & al., 1977).

A la base, le Membre de Dorchaux termine l'un de ces cycles de 3ème ordre, le deuxième ou le troisième depuis le début du Trias (il n'existe pas encore de courbe détaillée pour cette période). La sédimentation des Membres du Lessus et des Andonces est entièrement contrôlée par le cycle suivant, qui lui-même est interrompu à 2 reprises par des variations du niveau marin de courte amplitude, variation dont nous avons vu les conséquences avec la dolocrétisation et l'altération des dépôts.

Chapitre 3 PALEOBIOLOGIE, PALEO GEOGRAPHIE ET GEODYNAMIQUE

3.1 PEUPLEMENTS DE RECONQUETE

La première moitié du Trias est caractérisée du point de vue paléobiologique par la reconquête des milieux néritiques par plusieurs grands groupes d'organismes qui avaient trouvé, durant le Permien des conditions très favorables à leur développement et qui ont partiellement ou entièrement disparu à la fin de cette période.

Les algues calcaires à squelette externe, les cnidaires et les spongiaires ne dépassent pas la fin du Permien, alors que les foraminifères franchissent cette limite, mais voient une diminution sévère du nombre de genres et d'espèces et la disparition de plusieurs familles (ALTINER & al., 1979).

La Formation de Saint-Triphon présente l'intérêt d'être l'une de ces unités lithologiques où nous avons pu appréhender, dans des environnements souvent hostiles, à tendance hypersaline, l'une des faces de cette reconquête. Nous avons pu le voir avec l'éclosion des Anisoporella qui représentent le premier stock de reconquête par les dasycladacées. Nous l'avons vu avec les éponges qui apparaissent dans le Membre des Andonces et également avec les exemplaires de Thamnastrea isolés qui indiquent la réapparition des cnidaires. Enfin, les petits lithohermes à spongiaires et schizophytes que nous avons étudiés dans le complexe barrière, sont les premières constructions carbonatées, en dehors des tapis algaires, à refaire leur apparition depuis le début du Trias.

3.2 CONTEXTE PALEO GEOGRAPHIQUE ET GEODYNAMIQUE

Le contexte géodynamique de l'Europe occidentale au début du Trias est caractérisé par un système de contrainte en distension (ZIEGLER, 1982), agissant sur un socle continental structuré lors de l'orogénèse varisque et déformé de manière cassante par un jeu de décrochements et de failles conjugués tardi-varisques de direction NE-SW, E-W et SW-NE. A l'aube du Trias moyen, nous interprétons la situation générale du futur domaine alpin comme dominée par une succession de zones basses dans lesquelles se déposent du détritique terrigène fin et des évaporites et qui sont prêts à "avalier" la grande transgression carbonatée pluriphasée. Ces zones basses sont encadrées par des seuils dont nous connaissons surtout le plus externe, le seuil vindélicien qui se trouve sur l'emplacement des massifs cristallins externes. Pour les autres

et de manière générale pour l'ensemble de la reconstitution, nous nous heurtons aux problèmes classiques de la palinospastique alpine, soit ceux de l'existence et de l'étendue des domaines disparus et ceux des reconstructions rétrotectoniques.

Bien que hautement conjectural, il nous semblait cependant important de proposer un modèle, base de discussion, modèle que nous avons esquissé avec J. Mégard-Galli lors de nos synthèses sur le Trias des Alpes W et NW (fig. 41).

Durant le dépôt de la Formation de Saint-Triphon, nous avons à l'extérieur (W et NW) les bassins du Jura et du SE de la France, séparés par le seuil transversal lyonnais et qui montrent une sédimentation surtout évaporitique. Le seuil vindélicien, lui, est soumis à une altération continentale comme l'indique le profil du Vieil Emosson (DEMATHIEU & al., 1982). Sur la transversale des Alpes valaisannes, le domaine subsident briançonnais (Beauregard, Pontis, Barrhorn) passe vers l'intérieur à des successions carbonatées de très faible épaisseur (Frilihorn, Mont-Dolin).

Sur la transversale des Alpes ligures, MICHARD (1969) a mis en évidence un seuil cotien et un domaine de subsidence, le bassin du Cuneese. Sur notre schéma, le seuil cotien se relie au seuil de position pennique interne, austro-alpin inférieur. Vers l'E, nous connaissons mal la continuation du domaine briançonnais et sa liaison avec les "Splügenerkalkberge" de la transversale des Grisons. Là, la zone subsidente de l'Austro-alpin vient se placer, d'après les hypothèses de BESCHTÄDT (1978) en bordure N de l'Austro-alpin des Alpes calcaires septentrionales, le domaine des Lienzerdolomit s'avancant alors fortement vers l'W. L'ensemble de ces domaines fait partie d'une plate-forme continentale en distension, avec un découpage piloté par le réseau rhéomatique tardi-varisque.

Au SE et à l'E, s'isole le domaine des Alpes du S, caractérisé dès la fin du Spathien et durant tout le Trias moyen par une forte instabilité qui se manifeste par du volcanisme et le morcellement des aires de sédimentation. Contrairement à DIETRICH (1976), BECHSTÄDT & al. (1978), nous n'interprétons pas cette instabilité comme un rifting type mer Rouge, avorté. Nous pensons que l'hypothèse d'un vaste couloir cisailant, en bordure septentrionale du futur bloc apulien explique de manière plus convaincante les mouvements verticaux importants, les distensions et les compressions locales mises en évidence par les différents auteurs ainsi que l'ensemble du cortège volcanique, qui n'est pas celui d'un bassin d'arrière arc comme le suggère MARINELLI & al. (1980). Nous pensons que les Alpes du S sont dans une phase géodynamique de type "Borderland" (KELTS, 1981), c'est-à-dire "golfe de Californie précoce" et non pas dans une phase de subduction intra-plaque comme le suggèrent CASTELLARIN & al. (1981).

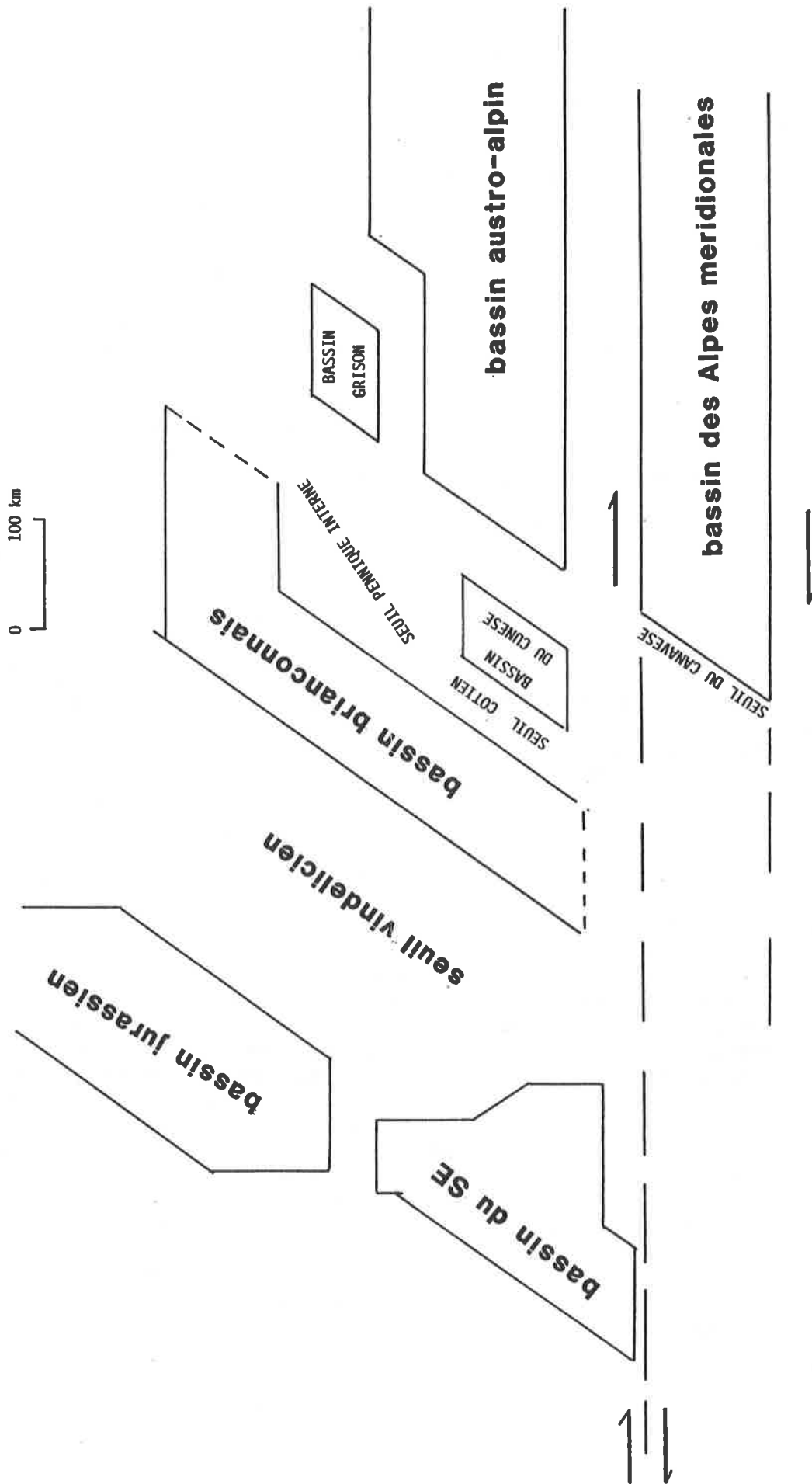


Figure 41: modèle paléogéographique schématique des domaines marins subsidents ("bassins") intracontinentaux d'Europe sud-occidentale au Trias moyen.

A la fin du Carnien, la sédimentation devient relativement uniforme et le volcanisme cesse pratiquement. Nous pensons que cette phase de "Borderland" ou de couloir cisailant cesse alors par relâchement des contraintes. Dès le début du Jurassique, une accélération du rifting dans l'Atlantique N amène un changement radical de l'emplacement et de la direction de ce mégacisaillement, qui, de position sud-alpine, migre vers l'W et le N pour s'enfiler entre les domaines briançonnais s.l. et austro-alpins. C'est alors une nouvelle phase géodynamique qui commence.

BIBLIOGRAPHIE

B I B L I O G R A P H I E

- ACKERMANN, H.P. (1959): Geologie des Spillgerten-Gandhorn-Gebietes. - Thèse, Université de Berne, 54 p.
- AGER, D.V. (1974): Storm deposits in the Jurassic of the Moroccan High Atlas. - *Palaeogeography, Palaeoclimatol. and Palaeoecol.*, 15, p. 83 - 93.
- AITKEN, J.D. (1967): Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of SW Alberta. - *J. Sed. Petrol.*, 41/1, p. 205 - 216.
- ALTINER, D., BAUD, A., GUEX, J. & STAMPLI, G. (1980): La limite Permian-Trias dans quelques localités du Moyen-Orient: recherches stratigraphiques et micropaléontologiques. - *Riv. Ital. Paleont.*, 85/3-4, p. 683 - 714.
- ANKETELL, J.M. et DZULYNSKI, S. (1968): Pattern of density controlled convolutions involving statistically homogeneous and heterogeneous layers. - *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 38/4, p. 401 - 411.
- ANKETELL, J.M., CEGLA, J., & DZULYNSKI, S. (1970): On the deformational structures in systems with reversed density gradients. - *Ann. Soc. Geol. Pol.* 40/1, p. 3 - 30.
- ASSERETO, R. (1971): Die Bindodosus-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze; Sitzungsberichte. - Akademie Wissenschaften in Wien, v. 178, p. 1 - 29.
- ASSERETO, R. (1974): Aegean and Bithynian: Proposal for Two New Anisian Substages; Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen. - Oesterreichische Akademie der Wissenschaften, v. 2, p. 23 - 39.
- ASSERETO, R., BRUSCA, A., GAETANI, M. & F. JADOUL (1977): The Pb-Zn mineralization in the Triassic of the Dolomites. Geological history and genetic interpretation. - *L'Industria Mineraria* 1977, p. 1 - 34.
- ASSERETO, R. & KENDALL, CH. G. STC. (1977): Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. - *Sedimentology*, 24, p. 153 - 210.
- BADOUX, H., et al. (1960): Carte géologique Monthey (1:25000). - *Comm. géol. suisse, Atlas géologique de la Suisse*, feuille 37.
- BADOUX, H. (1962a): Géologie des Préalpes valaisannes (rive gauche du Rhône). - *Mat. carte géol. Suisse*, 113, 86 p..

- BADOUX, H. (1962b): La géologie des collines de Saint-Triphon. - Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne, p. 133.
- BADOUX, H. (1963): Trias des Préalpes. - Mém. B.R.G.M., p. 15 (Colloque sur le Trias, Montpellier 1961).
- BADOUX, H., & MERCANTON, C.-H. (1962): Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais. - Eclogae geol. Helv. 55/1, p. 135 - 188.
- BATHURST, R.G.C. (1971): Carbonate sediments and their diagenesis. - Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 620 p..
- BAUD, A. (1972): Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes. - Eclogae geol. Helv. 65/1, p. 43 - 55.
- BAUD, A. (1975), in LOMBARD, A., BAUD, A., & STEINHAUSER, N.: Notice explicative de la feuille Les Mosses (1265) de l'Atlas géologique de la Suisse (1:25000).
- BAUD, A. (1975a): Diagenèse de sédiments carbonatés sous des conditions "hypersalines": quartzine, célestine, fluorine dans les calcaires du Trias moyen des Préalpes médianes (domaine briançonnais, Suisse occidentale). - IX Congr. Intern. Sédim., Nice, thème 7, p. 19 - 24.
- BAUD, A. (1975b): Quelques fossiles nouveaux de la formation de Saint-Triphon (Anisien, Préalpes médianes rigides). - Bull. Soc. vaud. Sci. nat., 72/5, p. 259.
- BAUD, A. (1976): Les terriers de Crustacés décapodes et l'origine de certains faciès du Trias carbonaté. - Eclogae geol. Helv., 69/2, p. 415 - 424.
- BAUD, A. (1977): L'échelle stratigraphique du Trias: état des travaux et suggestions. - Bull. B.R.G.M., (2), IV/3, p. 297 - 299.
- BAUD, A. (1982): Les calcaires vermiculés, faciès péri-téthysien du début du Trias. - Abs., 11ème Congrès intern. Sédimentol. Hamilton, p. 154.
- BAUD, A., HIRSCH, F., WEIDMANN, M. (1968): Présence de Conodontes dans l'Anisien des Préalpes médianes rigides. - Eclogae geol. Helv., 61/2, p. 507 - 508
- BAUD, A. et MARCOUX, J. (1982): Some aspects of the lower most Triassic deposits from the Central and Western Tethys (Neotethys). - Abs. Deutsch. Geol. Verein., 72 Jahrestagung, Würzburg 1982.

- BAUD, A., & MASSON, H. (1975): Preuves d'une tectonique liasique de distension dans le domaine briançonnais: failles conjuguées et paléokarst à Saint-Triphon (Préalpes Médiannes, Suisse). - *Eclogae geol. Helv.* 68/1, p. 131 - 145.
- BAUD, A., & MASSON, H. (1976): Déformation ductile et bréchi-fication le long du plan de chevauchement de l'écaille de la Gummluh (Préalpes médianes rigides, Suisse). - *Eclogae geol. Helv.* 69/2, p. 471 - 472.
- BAUD, A., MASSON, H., & SEPTFONTAINE, M. (1979): Karsts et paléotectonique jurassiques du domaine briançonnais des Préalpes. - *Symp. sédimentation jurass. W-europ.*, Paris 1977, A.S.F. Publ. spéc. 1, p. 441 - 452.
- BAUD, A., & MEGARD-GALLI, J. (1975): Modèle d'évolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase pré-océanique: cycles et rythmes dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. - 9ème Congr. int. Sedimentol., Nice 5/1, p. 45 - 50.
- BAUD, A. et MEGARD-GALLI, J. (1977): Les milieux carbonatés du Trias et l'application de méthodes sédimentologiques comme outil de corrélation (France et régions limitrophes). - *Bull. B.R.G.M.*, (2), IV/3, p. 279 - 284.
- BAUD, A., & SEPTFONTAINE, M. (1980): Présentation d'un profil palinspastique de la nappe des Préalpes médianes en Suisse occidentale. - *Eclogae geol. Helv.*, 73/2, p. 651 - 660.
- BAUD, A., ZANINETTI, L., BROENNIMANN, P. (1971): Les Foraminifères de l'Anisien (Trias moyen) des Préalpes médianes rigides (Préalpes romandes, Suisse et Préalpes du Chablais, France). - *Arch. Sci.*, Suisse, 24/1, p. 73 - 95.
- BECHSTAEDT, T. (1975a): Zyklische Sedimentation im erzführenden Wettersteinkalk von Bleiberg-Kreuth (Kärnten, Oesterreich). - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 149, 1, p. 73 - 95.
- BECHSTAEDT, T. (1978): Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine grossräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. - *Jb. Geol. B.-A.*, 121/1, p. 1 - 121.
- BECHSTAEDT, Th. & MOSTLER, H. (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 4, H. 5/6, p. 1 - 74.
- BECHSTAEDT, T., BRANDNER, R. & H. MOSTLER (1976): Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug. - *Geol. Rdsch.*, 65 (2), p. 616 - 648.

- BECHSTAEDT, T., BRANDNER, R., MOSTLER, H. & K. SCHMIDT (1978): Aborted Rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. - N.Jb. Geol. Paläont. Abh., 156 (2), p. 157 - 178.
- BERTRAND, J.P. (1969): Cours de pétrographie appliquée à l'étude des problèmes pétroliers, tome 1, étude des roches. - TECHNIP (Paris), 131 p..
- BIALIK, A., TRAMMER, J., ZAPASNIK, T. (1972): Synsedimentary disturbances in Middle Triassic carbonates of the Holy Cross Mts. Acta geol. Pol., v. 22/2, p. 265 - 274.
- BOGACZ, K., DZULYNSKI, S., GRADZINSKI, R., KOSTECKA, A. (1968): Origin of crumpled limestone in the Middle Triassic of Poland. - Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.) 38, z. 2/3, p. 387 - 397.
- BONNARD, P. (1977): Fontaines des campagnes vaudoises. - Ed. 24Heures, Lausanne, 175 p..
- BOTTERON, G. (1961): Etude géologique de la région du Mont d'Or (Préalpes romandes). - Eclogae geol. Helv., 54/1, p. 29 - 106.
- BOURBON, M. (1980): Evolution d'un secteur de la marge N. téthysienne en milieu pélagique la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur. - Thèse, Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 580 p..
- BOURBON, M. (1982): La genèse des calcaires noduleux en briançonnais (Hautes Alpes): une conséquence de l'instabilité tectonique de ce domaine au Malm inférieur. - Mem. Geol. Univ. Dijon, 7, p. 129 - 138.
- BOURBON, M., CARON, J.M., GRACIANSKY, P.C. de, LEMOINE, M., MEGARD-GALLI, J., MERCIER, D. (1977): The mesozoic evolution of the Western Alps: birth and development of a part of the spreading oceanic Tethys and of its European continental margin. - XXVème Congr. de la CIESM, Split, oct. 1976, Technip, Paris, p. 19 - 43.
- BOURQUE, P.A. et GIGNAC, H. (1983): Sponge-Constructed Stromatolites Mud-Mounds, Silurian of Gaspé, Québec. - J. Sed. Petrol., 53/2, p. 521 - 532.
- BROCK, T.D. (1976): Environmental microbiology of living stromatolites. - In Walter Ed.: Stromatolites, p. 141 - 148, Elsevier, Amsterdam.
- BROENNIMANN, P. & ZANINETTI, L. (1972): On the occurrence of the Serpulid Spirorbis Daudin, 1800 (Annelida, Polychaetia Sedentaria) in thin sections of Triassic rocks of Europe and Iran. - Riv. It. Paleont. Strat., v. 78/1, p. 67 - 90.

- BROENNIMANN, P., ZANINETTI, L., BAUD, A. (1972): New thalassinid anomuran (Crustacea, Decapoda) coprolites from the Préalpes médianes rigides of Switzerland and France (Chablais). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21, p. 885 - 904.
- BURRI, P., DRESNAY, du R., et WAGNER, C.W. (1973): Tepee Structures and associated diagenetic features in intertidal carbonate sands (Lower Jurassic, Morocco). - Sedim. Geol., 9, p. 221 - 228.
- BYSTRICKY, J. (1964): Stratigraphie und Dasycladaceen des Gebirges Slovensky kras. - Ustredny ustav. geol., 204 p..
- CABY, R., GALLI, J. (1964): Existence de cinérites et tufs volcaniques dans le Trias moyen de la zone briançonnaise. - C.R. Acad. Sci., Fr., 259, p. 417 - 420.
- CAROZZI, A.V., BOUROULLEC, J., DELOFFRE, R., RUMEAU, J-L. (1972): Microfacies of the Jurassic of Aquitaine. - Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine, Pau (France), 594 p..
- CASTELLARIN, A. & ROSSI, P.M.L. (1981): The Southern Alps: an Aborted Middle Triassic Mountain Chain ? - Eclogae Geol. Helv., 74/2, p. 313 - 316.
- CHESSEX, R. (1959): La géologie de la haute vallée d'Abondance, Haute-Savoie (France). - Eclogae Geol. Helv., 51/1, p. 295 - 400.
- COMITE SUISSE DE STRATIGRAPHIE (1973): Recommandations pour l'utilisation de la nomenclature stratigraphique (particulièrement lithostratigraphique) en Suisse. - Eclogae geol. Helv., 66/2, p. 486 - 492.
- COUREL, L. (1973): Modalité de la transgression mésozoïque: Trias et Rhétien de la bordure N et E du Massif Central français. - Mém. Soc. géol. France, 118, 152 p..
- COUREL, L. et GALL, J.C. (1976): Transgression triasique et relaxation posthercynienne en France. - 4ème R.A.S.T., Paris, p. 120.
- DAMIANI, A.V. (1973): Le piezoclasti del M. Maggiore di Nureci (Cagliari) e problemi di terminologia. - Boll. Serv. Geol. It., 94, p. 55 - 80.
- DAMIANI, A.V. et GANDIN, A. (1973): Il Muschelkalk della Sardegna Centro meridionale. - Boll. Serv. geol. It., 94, p. 81 - 116.
- DAMIANI, A.V. et GANDIN, A. (1974): Geologia e ambiente di sedimentazione della successione triassica di Monte Maggiore (Sardegna centrale). - Boll. Soc. geol. It., Suppl. 92, p. 41 - 83.

- DE LAPPARENT A. (1883): *Traité de Géologie*, Paris, F. Savy.
- DELFAUD, J. (1973): Un élément majeur de la paléogéographie du Jurassique du Sud de la France: le Haut-Fond Occitan. - C.R. somm. S.G.F., (1), p. 26 - 27.
- DELFAUD, J. (1975): Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôts. - Bull. Soc. géol. France, 16/6, p. 643 - 652.
- DEMATHIEU, G. et WEIDMANN, M. (1982): Les empreintes de pas de reptiles dans le Trias du Vieux Emosson (Finhaut, Valais, Suisse). - *Eclogae geol. Helv.*, 75/3, p. 721 - 757.
- DE TREY, M. et TRUMPY, R. (1952): Sur la géologie du Mont-Chauffé (Préalpes médianes du Chablais). - Bull. Lab. Mus. géol. Lausanne, 190.
- DE ZANCHE, V. & FARABEGOLI, E. (1981): Scythian Tectonics in the Southern Alps: Recoaro Phase. - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 10/10, p. 289 - 304.
- DIENI, I. & SPAGNULO, G. (1964): Alghe calcaree nell'Anisico del Dosso dei Morti (Adamello sud-orientale). - *Memorie Accad. Patavina, Cl. Sc. Mat. Nat.*, 76, (1963-64), p. 1 - 13.
- DIETRICH, V. (1976): Plattentektonik in den Ostalpen: Eine Arbeitshypothese. - *Geotekt., Forsch.*, 50, p. 1 - 84.
- DUBEY, R. (1962): Géologie de la partie occidentale des Rochers de Château d'Oex (Préalpes romandes). - Thèse inédite, Fribourg (Suisse).
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In "Classification of carbonate rocks". - (W.E. Ham Ed.), *Am. Assoc. Petrol. Geol., Memoir 1*, p. 108 - 121.
- DUNOYER DE SEGONZAC (1969): Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. - *Mém. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, 29, 320 p..
- EINSELE, G. (1982): General remarks about the Nature, Occurrence and Recognition of Cyclic Sequences (Periodites). - In Einsele and Seilacher Ed.: *Cyclic and Event Stratification*, p. 3 - 7, Springer Verlag, Berlin.
- EINSELE, G., OVERBECK, R., SCHWARZ, H.V. et UNSOLD, G. (1974): Mass physical properties, sliding and erodibility of experimentally deposited and differently consolidated clayey muds. - *Sedimentology*, 21, p. 339 - 372.
- ELF-AQUITAINE (1977): Essai de Caractérisation sédimentologique des carbonatés, 2. - *Eléments d'interprétation*, 231p., Pau: Elf-Aquitaine Ed..

- ELLENBERGER, F. (1950a): Sur les affinités briançonnaises du Trias à faciès radical des Préalpes médianes suisses. - C. r. somm. Soc. géol. France 4, p. 55 - 57.
- ELLENBERGER, F. (1950b): Subsidence et transgressions dans la Vanoise (zone du Briançonnais au N de l'Arc). - C. r. Acad. Sci. 230, p. 1409 - 1411.
- ELLENBERGER, F. (1950c): Horizons paléontologiques du Trias à faciès radical des Préalpes médianes vaudoises (coupes de la Grande Eau et de Saint-Triphon). - C. r. Acad. Sci. 231, p. 1326 - 1328.
- ELLENBERGER, F. (1952): Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides. - Eclogae geol. Helv. 45/2, p. 285 - 286.
- ELLENBERGER, F. (1958): Etude géologique du Pays de Vanoise. - Mém. Carte géol. France.
- ELLENBERGER, F. (1958): Sur quelques fossiles triasiques du Pennique frontal valaisan. - C. r. somm. Soc. géol. France, 8, p. 168.
- ELLENBERGER, F. (1963): Trias à faciès briançonnais de la Vanoise et des Alpes occidentales. - Mém.. R.G B.M. 15 (Colloque sur le Trias, Montpellier 1961).
- ELLIOT, R.E. (1965): A classification of subaqueous sedimentary structures based on rheological and kinematical parameters. - Sedimentology, 5/3, p. 193 - 209.
- EMBRY, A.F. & KLOVAN, J.E. (1971): A late Devonian reef tract on north eastern Banks Island, N.W.T. - Bull. canad. Petroleum Geol. 19, p. 730 - 781.
- EVAMY B.D. (1973): The precipitation of aragonite and its alteration to calcite on the Trucial Coast of the Persian Gulf. - In "The Persian Gulf" (B.H. Purser Ed.), Springer-Verlag, Heidelberg, p. 329 - 342.
- EVANS, G. et SHEARMAN, D.J. (1964): Recent Celestite from the sediments of the Trucial Coast - Nature, 202, 4930, p. 385.
- FANTINI SESTINI, N. (1981): Lower Anisian (Aegean) Ammonites from Chios Island (Greece). - Riv. Ital. Paleont., 87/1, p. 41 - 66.
- FARABEGOLI, E., PISA, G. et OTT, E. (1976): Risultati preliminari sull'Anisico della conca di Agordo et dell'alta Val di Zoldo (Dolomiti SE). - Bull. Soc. Geol. It., 95, p. 659 - 703.

- FAVRE, E. et SCHARDT, H. (1887): Description des Préalpes du Canton de Vaud et du Chablais jusqu'à la Dranse et de la Chaîne des Dents du Midi formant la partie NW de la feuille XVII. - Mat. Carte Geol. Suisse, 22, 636 p..
- FISCHER, A.G. (1969): Geological time-distance rates: the Bubnoff unit. - Geol. Soc. Am. Bull., 80, p. 549 - 552.
- FLUEGEL, E. (1977): Fossil Algae. - Springer-Verlag, Berlin, 375 p..
- FLUEGEL, E. (1982): Microfacies analysis of Limestones. - Springer-Verlag, 633 p..
- FOLK, R.L. (1962): Spectral subdivision of limestone types. In: HAM, W.E. (Ed.): Classification of carbonate rocks - a symposium. - Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol., 1, p. 62 - 84.
- FOLK, R.L. & PITTMANN, J.S. (1971): Length-slow chalcedony: a new testament for vanished evaporites. - J. Geol. Petrol., 41, p. 1045 - 1058.
- FOLK, R.L. et SIEDLECKA+ A. (1974): Sedimentary and diagenetic fabrics of the schizohaline environment, emplied by late Paleozoic Rocks of Bear Island, Svalbard. - Sedimentary Geol., 11/1, p. 1 - 15.
- FUECHTBAUER, HJ., MUELLER, G. (1970): Sedimente and Sedimentgesteine. - Sediment-Petrologie 2, 726 p., Stuttgart, Schweizerbart.
- FUDRAL, S. (1973): Contribution à l'étude de l'unité de Moutiers (zone des Brèches de la Tarentaise) entre le vallon du Cormet d'Arèches et le hameau des Chapieux (Savoie). - Thèse, 3ème cycle, Grenoble.
- GAETANI, M. (1969): Osservazioni paleontologiche et stratigrafiche sull'Anisico delle Guidicarie (Trento). - Riv. It. Paleont. Strat., v. 75, n. 3, p. 469 - 546, Milan.
- GAETANI, M., FOIS, E., JADOUL, F. & NICORA, A. (1981): Nature and Evolution of Middle Triassic Carbonate Buildups in the Dolomites (Italy). In: M.B. CITA and W.B.F. Ryan (Eds.), Carbonate Platforms of the Passive-Type Continental Margins, Present and Past. - Mar. Geol., 44, p. 25 - 57.
- GAETANI, M. et NICORA, A. (1981): In Brugman W.A.: A report concerning the results of the Circularies sent out with regards to the Anisian-Ladinian Boundary. - Report of the Subcommittee on Triassic Stratigraphy. Unpublished.
- GANDIN, A. (1978): I) Trias medio di Punta del Lavatorio (Alghero-Sardegna NW). - Mem. Soc. Geol. It., 18, p. 3 - 13.

- GENGE, E. jun. (1958): Ein Beitrag zur Stratigraphie der südlichen Klippendecke im Gebiet Spillgerten-Seehorn (Berner Oberland). - *Eclogae geol. Helv.* 51/1, p. 151 - 211.
- GIGNOUX, M. et MORET, L. (1938): Description géologique du bassin supérieur de la Durance. - *Trav. Lab. géol. Fac. Sc. Grenoble*, 21, 308 p..
- GUEMBEL, C.W. v. (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebietes und seines Vorlandes. - Perthes Verl., Gotha, p. 1 - 950.
- HERAK, M. (1965): Comparative Study of Some Triassic Dasycladaceae in Yugoslavia. - *Geol. Vjesnik*, 18, p. 3 - 34.
- HIRSCH, F. (1966): Etude stratigraphique du Trias moyen de la Région de l'Arlberg (Alpes du Lechtal, Autriche). - *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zurich*, N.F. 80, 73 p..
- HURKA, H. (1969): Umbildungstendenzen der Astformen in Physoporella-Obligoporella-Populationen (Dasycladaceen) aus dem Anis der Pragser Dolomiten (Italien). - *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, p. 104 - 120.
- HUMBERT, L. (1976): *Eléments de pétrologie dynamique des systèmes calcaires*. Tome 1: Description macroscopique et microscopique, diagenèse, applications. Tome 2: Atlas photographique. - TECHNIP (Paris) 200 p. et 213 p..
- JACCARD, F. (1904): La région de la Brèche de la Hornfluh (Préalpes bernoises). - *Bull. Lab. géol. Lausanne*, 5, p. 1 - 205.
- JACCARD, F. (1907): La région du Rübli-Gummfluh (Préalpes médianes). - *Bull. Lab. géol. Lausanne* 11, p. 407 - 548.
- JACCARD, F. (1908): Brachiopodes des calcaires de Saint-Triphon. - *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.*, 43, p. 162 - 164.
- JAMES, N.P. (1972): Holocene and Pleistocene calcareous crusts (caliche) profiles; criteria for subaerial exposure. - *Journ. Sediment. Petrol.*, 42, p. 817 - 836.
- JEANNET, A. (1912-1913, 1918): Monographie géologique des Tours d'Aï et des régions avoisinantes. - *Mat. Carte géol. Suisse (NS)*, 34., 701 p..
- JEANNET, A., & RABOWSKI, F. (1912): Le Trias du bord radical des Préalpes médianes entre le Rhône et l'Aar. *Eclogae geol. Helv.* 11, p. 739 - 746.
- KALDI, J. (1980): The Origin of nodular structures in the lower Magnesian limestone (Permian) of Yorkshire, England. - *Contr. Sedimentol.*, 9, p. 45 - 60.

- KELTS, K. (1981): A comparison of some aspects of sedimentation and tanslational tectonics from the Gulf of California and the Mesozoic Tethys, Northern Penninic Margin. *Eclogae Geol. Helv.* 74/2, p. 317 - 338.
- KENDALL, C.G.St.C. (1969): An environmental re-interpretation of the Permian evaporite / carbonate shelf sediments of the Guadalupe mountains. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80 (12), p. 2503 - 2526.
- KENDALL, C.G.St.C., et SCHLAGER, W. (1981): Carbonates and relative changes in Sea-level. - *Marine Geol.*, 44, p. 181 - 212.
- KINSMANN, D.S., (1969): Interpretation of Sr concentrations in carbonate minerals and rocks. - *J. Sed. Petrol.*, 39, p. 486 - 508.
- KLAUS, J. (1966): Suisse, in *Lexique stratigraphique international, Europe, Vol. 7c.*
- KOBEL, M. (1969): Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der kalkalpinen Mitteltrias (Anisian und Ladinian) des Rätikon (Oesterreich und Fürstentum Liechtenstein). - *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zurich, N.F.* 118, 149 p..
- KREISA, R.D. (1981): Storm generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the middle and upper Ordovician of SW Virginia. - *J. Sed. Petrol.*, 51/3, p. 823 - 848.
- KRYSTYN, L. (1983) in Zapfe H.: Das Forschungsprojekt "Triassic of the Tethys Realm" (IGCP. Project 4). - Abschlussbericht, *Schrift. Erd. Komm. Oesterr. Akad. Wiss.*, 5, p. 7 - 16.
- KUEBLER, B. (1964): Les argiles, indicateurs de métamorphismes. - *Rev. Inst. franç. Pétrole* 10, p. 1093 - 1113.
- KUEBLER, B. (1968): Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite: état des progrès réalisés ces dernières années. - *Bull. Cent. Rech. Pau - SNPA*, 2, p. 385 - 397.
- KUEBLER, B. (1973): La corrensite, indicateur possible de milieux de sédimentation et du degré de transformation d'un sédiment. - *Bull. Centre Rech. Pau - SNPA*, 7/2, p. 543 - 556.
- KUEBLER, B., PITTION, J.C., HEROUX, Y, CHAROLLAIS J. et WEIDMANN, M. (1979): Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des Nappes préalpines, helvétiques et penniques (Suisse occidentale et Savoie). - *Eclogae geol. Helv.* 72/2, p. 347 - 373.

- KULKE, H. (1975): Blastèse de silicates et de magnésite dans les roches carbonatées du Trias Salifère de l'Atlas (Afrique du Nord). - 9ème Congrès intern. Sedimentol., thème 7, p. 115 - 126, Nice.
- KULKE, H. (1978): Tektonik und Petrographie einer Salinarformation am Beispiel der Trias des Atlassystems (NW-Afrika). - Geotekt. Forsch., 55, p. 1 - 158.
- LEVY, A. (1979): Signification des milieux marginolittoraux. - 7ème Réunion ann. Sci. Terre, p. 297, Lyon.
- LEVY, A. (1982): Environnements marginolittoraux actuels et anciens. - Mem. géol. Univ. Dijon, 7, p. 81 - 93.
- LOGAN, B.W., REZAK, R. and GINSBURG, R.N. (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites. - Journ. Geol., 72, p. 68 - 83.
- LONFAT, F. (1965): Géologie de la partie centrale des Rochers de Château d'Oex: Rübli - Gummfluh. - Matér. Carte géol. Suisse, n.s., 120, 89 p..
- LUCAS, J. (1962): La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etude sur les argiles du Trias. - Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr., 23
- LUCAS, G., CROS, P., LANG, J. (1976): Etude microscopique des roches meubles et consolidées. - Doin (Paris), p. 503.
- LUGEON, M., & GAGNEBIN, E. (1941): Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. - Mém. Soc. vaud. Sci. nat. 7, p. 1 - 90.
- MARINELLI, M., VIEL, G. et FARABEGOLI, E. (1980): Il Permo-Trias delle Alpi meridionali: evoluzione tardi-ercinica di un bacino marginale di retroarco ensialico. - L'industria Miner., 6, p. 1 - 14.
- MARTI, J. (1960): Geologie des Unteren Diemtigtals (Berner Oberland). Thèse, Université de Berne, 68 p..
- MASSE, J.P. (1976): Les calcaires urgoniens de Provence (Valanginien - Aptien inférieur). - Thèse, Université de Marseille (Aix-Marseille II), 445 p..
- MASSE, J.P. (1979): Schizophytoïdes du Crétacé inférieur. Caractéristiques et signification paléoécologique. - Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 3/2, p. 685 - 705.
- MASSON, H. et BAUD, A. (1974): Stries et lunules glaciaires à Saint-Triphon (Vallée du Rhône). - Bull. Lab. Géol. Mus. Univ. Lausanne, 212, p. 141 - 153.

- MASSON, H., BAUD, A., ESCHER, A., GABUS, J. et MARTHALER, M. (1980): Compte rendu de l'excursion de la Société géologique suisse du 1 - 3 octobre 1979: coupe Préalpes - Helvétique - Pennique en Suisse occidentale. - *Eclogae geol. Helv.*, 73/1, p. 331 - 349.
- MATHEWS, R.K. (1966): Genesis of Recent lime mud in Southern British Honduras. - *J. Sed. Petr.*, 36, p. 428 - 454.
- MAURIN, A.F. et NOEL, D. (1977): A possible bacterial origin for Fammenian Micrites. In Flügel Ed.: *Fossil Algae*, p. 136 - 142, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.
- MEGARD-GALLI, J. (1968): Etude stratigraphique et tectonique du Monte Boulliagna (Haut Val d'Acceglio, Italie). - *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci., Grenoble*, 44, p. 281 - 322.
- MEGARD-GALLI, J. in BOURBON, M., GRACIANSKY, P.C., LEMOINE, M., MEGARD-GALLI, J., MERCIER, D. (1975): Carbonates de plate-forme et séries pélagiques condensées. Livret-guide, Excursion no 5 (Alpes briançonnaises), 2ème, 3ème et 5ème journée. - IXème congr. Intern. Sédim., Nice.
- MEGARD-GALLI, J., & BAUD, A. (1977): Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales: données nouvelles et corrélations stratigraphiques. - *Bull. BRGM*, 2ème ser. 4/3, p. 233 - 250.
- MEIJER, J.J. (1971): Carbonate petrology of algal limestones (Lois-Ciguera Formation, Upper Carboniferous, Leon, Spain). - *Leidse geol. Med.*, 47/1, p. 1 - 97.
- MICHARD, A. (1967): Etude géologique dans les zones internes des Alpes cottiennes. - Thèse doct. Sci., Ed. CNRS, Paris, 447 p..
- MICHEL, D. (1981): Paléoenvironnement des calcaires noduleux et lydiennes en Montagne Noire (Dévonien sup. - Dinantien): sédimentologie, approche expérimentale et géochimie. - Thèse 3ème cycle, Université d'Orsay, 385 p..
- MILLIMAN, J.C. (1974): Marine carbonates, recent sedimentary carbonates, Part 1. 375 p., Berlin-Heidelberg-New York : Springer.
- MISIK, M. (1972): Lithologische und fazielle Analyse der Mittleren Trias der Kerngebirge der Westkarpaten. - *Acta Geol. Geogr. Univ. Comenianae, Geologica* n. 22, p. 5 - 154, Bratislava.
- MOHLER, H. (1966): Stratigraphische Untersuchungen in den Giswiler Klippen (Préalpes médianes) und ihrer helvetisch-ultrahevetischen Unterlage. - *Matér. Carte géol. Suisse* n.s., 129, 84 p..

- MOHLER, H. (1973) in FUNK, H.P. et al.: Bericht über die Excursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in der Zentralschweiz, südlich von Luzern vom 15. bis 17. Oktober 1972. - *Eclogae geol. Helv.*, 66/1 p. 236 - 243.
- MONTY, C.L.V. (1976): The origin and developpment of cryptalgal fabrics. In Walter Ed.: *Stromatolites*. p. 193 - 250, Elsevier, Amsterdam.
- MONTY, C.L.V., BERNET-ROLLANDE, M.C. et MAURIN A.F. (1982): Re-interpretation of the Frasnian classical "Reefs" of Southern Ardennes, Belgium. - *Ann. Soc. geol. Belg.*, 105, p. 339 - 341.
- NEUMANN, A.C. et LAND, L.S. (1975): Lime mud deposition and calcareous algae in the Bight of Abaco, Bahamas: à budget. - *J. Sed. Pet.*, 45/4, p. 763 - 786.
- OTT, E. (1972): Zur Kalkalgen-Stratigraphie der Alpenen Trias. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, v. 21, p. 455 - 464, Innsbruck.
- OTT, E., PISA, G. et FARABEGOLI, E. (1979): *Celyphia zoldana* sp. n., a reef building sphinctozoan sponge in Anisian limestones of SE Dolomites. - *Riv. ital. Paleont. stratigr.*, 85/3-4, p. 829 - 842.
- PERSOZ, F. (1969): Fidélité de l'analyse quantitative des poudres de roches par diffraction X. - *Bull Centre Rech. Pau - SNPA*, 3/2, p. 329 - 355.
- PERSOZ, F. et REMANE, J. (1976): Minéralogie et géochimie des formations à la limite Jurassique-Crétacé dans le Jura et le bassin vocontien. - *Eclogae Geol. Helv.*, 69/1, p. 1 - 38.
- PIA, J. (1920): Die Siphoneae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide. - *Abh. zool.-bot. Ges. Wien* 11, 2.
- PIA, J. (1927): Thallophyta. In Hirmer Ed.: *Handbuch der Paläobotanik* 1., p. 31 - 136, Berlin.
- PIA, J. (1937): Sammelbericht über fossile Algen. *Dasycladaceae*, mit Nachträgen aus früheren Jahren. - *N. Jb. Min. Referate*, 3, p. 985 - 1027.
- PICARD, J. (1967): Essai de classement des grands types de peuplements marins benthiques tropicaux, d'après les observations effectuées dans les parages de Tuléap (SW de Madagascar). - *Rec. Trav. Stat. Marine Endoume*, n.s. 2, p. 84 - 203.

- PURSER, B.H. (1975): Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne.
- Thèse, Université de Paris XI - Orsay, 383 p..
- PURSER, B.G. (1980): Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Tome 1. 366 p., Paris: Soc. Editions Technip.
- QUENSTEDT, F.A. (1838): Correspondenz aus Tübingen. - Neues Jahrb. Min. Geol. etc. Stuttgart, 1839, p. 317
- RABOWSKI, F. (1912): Simmenthal et Diemtigthal. Mat. géol. Suisse, carte spéc. no 69.
- RABOWSKI, F. (1920): Les Préalpes entre le Simmental et le Diemtigtal. - Mat. Carte géol. Suisse (NS), 35, 130 p..
- RABOWSKI, F. (1933): Compte-rendu des recherches géologiques effectuées en 1932 dans la Tatra. - C.-R. Séances Serv. géol. Pol., p. 35.
- RAOULT, J.F. (1980): Caractère transgressif du Trias de Belle-côte en Vanoise: implications tectoniques (Alpes françaises).
- C. R. Acad. Sc. Paris, D, 291/1, p. 47 - 50.
- READING, H.E. (ed.) (1978): Sedimentary environment and facies.
- (Blackwell Scientific Publications), Oxford, 576 p..
- REINECK, H.E., SINGH, I.B. (1973): Depositional sedimentary environments. - Springer, 439 p., Berlin - Heidelberg - New York.
- RENEVIER, E. (1874): Tableau des Terrains Sédimentaires qui représentent les Epoques de la Phase organique. - Bulletin Société Vaudoise des Sciences Naturelles, v. 13, p. 218 - 252.
- RICHTHOFEN, F.v. (1859): Die Kalkalpen vn Vorarlberg und Nord-tirol. - Jb. Geol. K.K. R.-A., 10, p. 72 - 137.
- RIEBEN, H. (1935): Contribution à la géologie de l'Azerbaïdjan persan. - Bull. Soc. Neuch. Sc. nat., 59, p. 19 - 144.
- RIEBER, H. (1981) in Brugman W.A.: A report concerning the results of the circularies sent out with regards to the Anisian-Ladinian Boundary. - Report of the Subcommittee on Triassic stratigraphy, unpublished.
- RITTENER, T. (1891): Notes sur les cornieules du Pays-d'Enhaut.
- Bull. Soc. Vaud. Sc. nat., 28, p. 9 - 27.
- ROSE, G. (1865): Ueber die Krystallform des Albits Roc-Tourné und von Bonhomme in Savoyen un des Albits im Allgemein.
- Ztsch. Deutsch. Geol. Ges., 17, p. 434 - 435.

- ROTHPLETZ, A. (1888): Das Karavandelgebirge. - Z. dt. österr. Alpenvereins, 19, p. 401 - 470.
- SCHNEIDER, H.-J., MOELLER, P., PAREKH, P.P., & ZIMMER, E. (1977): Fluorine contents of carbonate sequences and rare earths distribution in fluorites of Pb-Zn deposits in East-Alpine Mid-Triassic. - Mineralium Deposita, 12, p. 22 - 36.
- SCHWARZ, H.U. (1970): Zur Sedimentologie und Fazies des Unteren Muschelkalkes in Südwestdeutschland und angrenzenden Gebieten. - Thesis, 297 p., Tübingen.
- SCHWARZ, H.U. (1975): Sedimentary structures and facies analysis of shallow marine carbonates. - Contr. Sedimentol., 3, p. 1 - 100.
- SEPTFONTAINE, M., WERNLI, R. (1972): Contribution à la géologie des environs de Tanninges (Haute-Savoie). - Arch. Sci. Genève, 25/1, p. 113 - 128.
- SILBERLING, N.J. and TOZER, E.T. (1968): Biostratigraphic Classification of the Marine Triassic in North America. - Geological Society of America, Special Paper 110.
- SIEDLECKA, A. (1972): Length-slow chalcedony and relicts of sulphates; evidence of evaporitic environments in the Upper Carboniferous and Permian beds of Bear Island, Svalbard. - J. sediment. Petrol., 42, p. 812 - 816.
- SMITH, D.B. (1974): Origin of Tepees in Upper Permian Shelf Carbonate Rock of Guadeloupe Mountains, New Mexico. - Bull. A.A.P.G., 58/1, p. 63 - 70.
- SMITH, D.B. (1980): The evolution of the English Zechstein basin. - Contr. Sedimentol., 9, p. 7 - 34.
- SOHN, I.G. et KORNICKER, L.S. (1978): Contribution of Crustacea to the Carbonate budget. - Abs., 10ème Congrès intern. sédimentol., Tel Aviv, p. 627.
- STAMPFLI-VUILLE, B. (1974): Etude lithologique et biostratigraphique de la Formation d'Elika dans le coupe de Ghosnavi (Iran, NE). - Diplôme, Université de Genève, inédit.
- STRAKHOV, N.M. (1958): Méthodes d'étude des roches sédimentaires. - Annales Serv. inf. géol., BRGM, 35.
- STRASSER, A. et DAVAUD, E. (1982): Les croûtes calcaires (calcrètes) du Purbeckien du Mont Salève (Haute Savoie, France). - Eclogae geol. Helv., 75/2, p. 287 - 301.

- STRUVE, H. (1794): Description topographique, physique et politique du Pays de Vaud. Lausanne (Luquiens) et Berne.
- SUMMESBERGER, H. and WAGNER L. (1972): Der Stratotypus des Anis (Trias). - Annalen Naturhistorisches Museum Wien, 76, p. 515 - 538.
- SWETT, K. (1965): Dolomitization, silicification and calcitization patterns in Cambro-Ordovician oolites from northwest Scotland. - Jour. Sedimentary Petrology, v. 35, p. 928 - 938.
- TONA, F. (1973): Positions des horizons dolomitiques minéralisés en fluorine et galène au sein des sédiments triasiques de la Sierre de Lugar (Grenade). - Thèse 3ème cycle, Université de Paris VI, 166 p..
- TOPKAYA, M. (1950): Recherches sur les silicates authigènes dans les roches sédimentaires. - Bull. Lab. Géol. Min. Géophys. Mus. géol. Lausanne, 97, p. 1 - 132, Lausanne.
- TOZER, E.T. (1967): A Standard for Triassic Time. - Geological Survey of Canada, Bulletin 156.
- TOZER, E.T. (1983) in Zapfe H.: Das Forschungsprojekt "Triassic of the Tethys Realm" (IGCP Projeet 4). - Abschlussbericht. Schrift. Erd. Komm. Oesterr. Akad. Wiss., 5, p. 7 - 16.
- TRAMMER, J. (1975): Stratigraphy and facies developpment of the Muschelkalk in the SW Holy Cross Mts. - Acta Geol. Polonica, 25, p. 179 - 216.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. et THOMPSON, S. (1977): Global cycles of relative changes of sea level. - A.A.P.G. Mem., 26, p. 83 - 98.
- VEIZER, J. (1970): Zonal arrangement of the Triassic rocks of the Western Carpathians: a contribution to the dolomite problem. - Jour. Sed. Petrology, v. 40, p. 1287 - 1301.
- VEIZER, J., DEMOVIC, R. and TURAN J. (1971): Possible use of strontium in sedimentary carbonate rocks as a palaeoenvironmental indicator. - Sedimentary Geology, 5, p. 5 - 22.
- WAAGEN, W., DIENER, C. (1895): Untere Trias. In: MOJSISOVICS, E. v., WAAGEN, W., DIENER, C. : Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. - Sitzungsber., Math.-nat. Kl. Akad. Wiss. (1) 104, p. 1271 - 1302.
- WALTER, M.R. (1976): Stromatolites. - Dev. in Sedimentol., 20, Elsevier Publ. Co, Amsterdam.

- WALTHER, J. (1893): Einleitung in die Geologie. - Fischer, Iena.
- WEIDMANN, M. (1973): Le front de la Brèche du Chablais dans le secteur de Saint-Jean-d'Aulph (Haute Savoie). - Géologie alpine, Grenoble, 48/2, p. 229 - 246.
- WEIDMANN, M. (1974): Quelques données nouvelles sur la série du Mont Dolin (nappe de la Dent Blanche, Valais). - Eclogae geol. Helv., 67/3, p. 597 - 603.
- WERNLI, R., BROENNIMANN, P. (1973): Le Verrucano et le Trias de Tanninges (Haute-Savoie, France). Lithologie et Micropaléontologie. - Arch. Sci. Genève, 26/1, p. 79 - 92.
- WEST, I.M. (1973): Vanished evaporites - significance of strontium minerals. - J. Sed. Petrol., 43/1, p. 278 - 279.
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate facies in geologic history. 471 p., Springer, Berlin-Heidelberg-New York.
- ZANINETTI, L. (1976): Les Foraminifères du Trias. Essai de synthèse et corrélation entre les domaines mésogéens européen et asiatique. - Riv. ital. Paleontol. Stratigr., 82/1, p. 1 - 258.
- ZANINETTI, L. (1977): La micropaléontologie dans le Trias de France: domaines alpin et provençal. Foraminifères, conodontes, coprolites de crustacés: inventaire et possibilités de corrélation. - Mém. Bur. Rech. géol. minières, Fr., 2ème ser. IV/3, p. 257 - 263.
- ZANINETTI, L., BROENNIMANN, P., BAUD, A. (1972a): Essai de zonation d'après les Foraminifères dans l'Anisien moyen et supérieur des Préalpes médianes rigides (Préalpes romandes, Suisse, et Préalpes du Chablais, France). - Eclogae geol. Helv., 65/2, p. 343 - 353.
- ZANINETTI, L., BROENNIMANN, P., BAUD, A. (1972b): Microfaciès particuliers et Foraminifères nouveaux de l'Anisien supérieur de la coupe du Rothorn (Préalpes médianes rigides, Diemtigtal, Suisse). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 21, p. 465 - 498.
- ZANINETTI, L., BROENNIMANN, P., BOZORGNIA, F. & HUBER, H. (1972): Etude lithologique et micropaléontologique de la formation d'Elika dans la coupe d'Aruh, Alborz central, Iran septentrional. - Arch. Sc. Genève 25/2, p. 215 - 249.
- ZIEGLER, P.A. (1982): Triassic Rifts and Facies Patterns in Western and Central Europe. - Geol. Rdsch. 71/3, p. 747 - 772.

PLANCHES

1 - 29

PLANCHE 1: les vasières littorales - unité 1a.

- 1 - Rythmite dolomitique: (a) dololutite au mur,
(b) rythmite à crinoïdes et foraminifères,
(c) partie supérieure de la rythmite avec quartz et micas silteux;
Profil de Chalex, LM 41276

- 2 - Rythmite dolomitique: (a) dololutite à fines laminites,
(b) rythmite à crinoïdes.
Profil du Rocher du Midi, SP 41373.

- 3 - Traces d'activité animale: grosses galeries d'organismes fousseurs à la surface inférieure d'un banc de dolomie beige marneuse. Profil de Chalex.

- 4 - Alternance centimétrique à décimétrique d'argilite parfois silteuse (a), de dolomie beige (b) et de dolomie marneuse.
Profil de Chalex.

- 5 - Déformation synsédimentaire: figure de charge et de "balls and pillows" dans un banc de dololutite beige.
Profil de Dorchaux, Mont d'Or. Sp 41340 .

Abréviations: LM = lame mince , SP = surface polie
Tous les échantillons et lames minces sont déposés dans les collections du Musée de Géologie à Lausanne et la numérotation est celle du Musée.

Planche 1

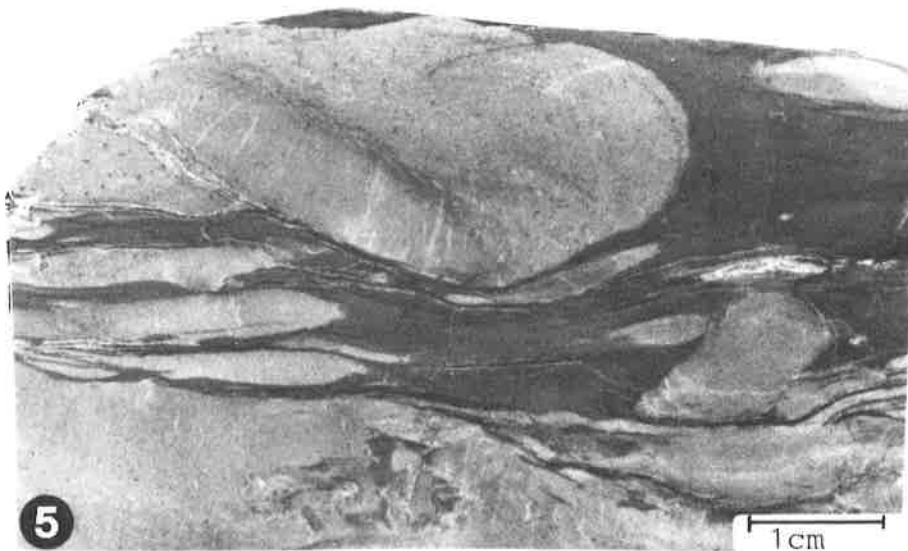
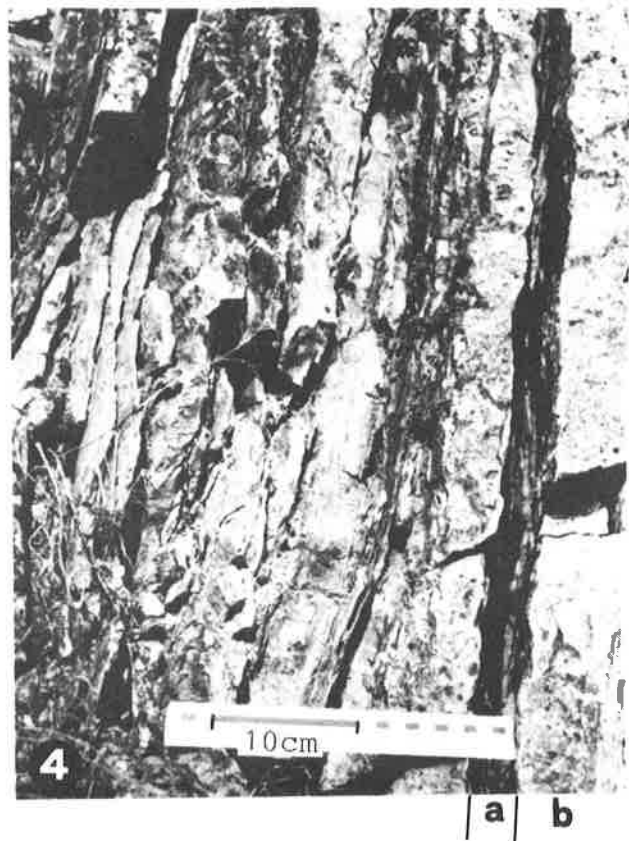
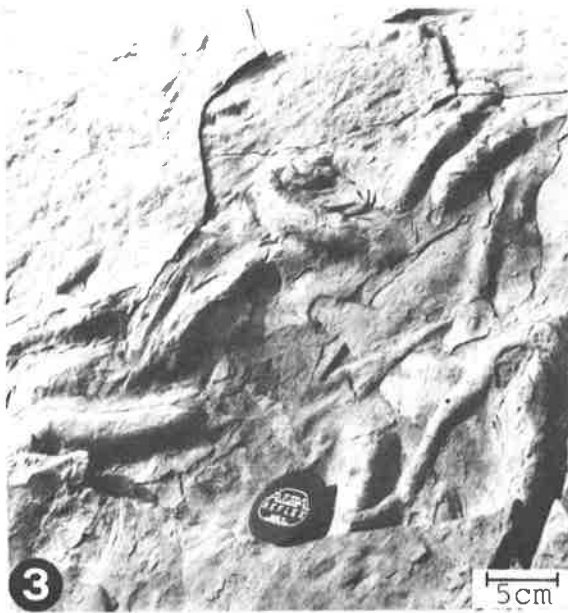
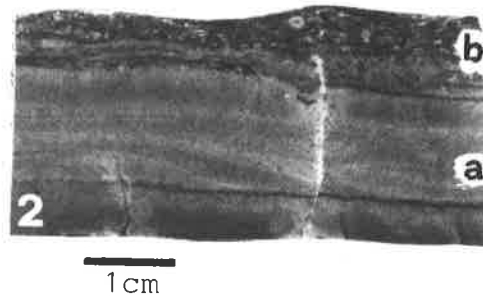
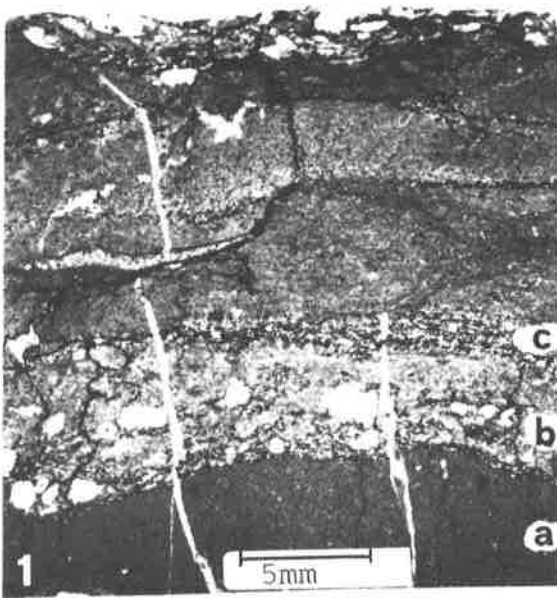


PLANCHE 2: les platiers géants à stromatolites -
unités 2a, 2c et 5b .

- 1- Dolomies à laminites algaires (stromatolites plans).
Profil de l'Ecuale, Mont d'Or, unité 2a. SP 41301 .
- 2 - Laminites algaires de 0,5 à 1mm d'épaisseur, formées
de dolomicrite. Même échantillon que 1, LM 41301, x4.
- 3 - Dolomies à laminites algaires (stromatolites plans).
Au-dessus du tiers inférieur apparaît un joint compact
de dissolution sous pression formé par l'amalgame de
microstylolites et de stylolites à pics larges (à droite).
Profil de Dorchaux, Mont d'Or, unité 2c. SP 41343.
- 4 - Dolomies à laminites algaires avec l'empreinte d'un
fossile indéterminé, piégé entre les laminites (crustacé?).
Profil du Rocher du Midi, unité 2c. LM 41384, x4 .
- 5- Brèche dolomitique à éléments hétéromorphes; remanie
. en partie des éléments de platiers à stromatolites.
Sondage de l'Hongrin, Lot 12, 61,8m amont, sous Dorchaux.
- 6 - Dolomies à laminites algaires. Alternance de plages
claires, sparitiques, et de plages pourpres à pigmentation
d'oxydes de Fe.
Profil du Rocher Plat, unité 5b. SP 41450.

Planche 2

1 1cm 2 3

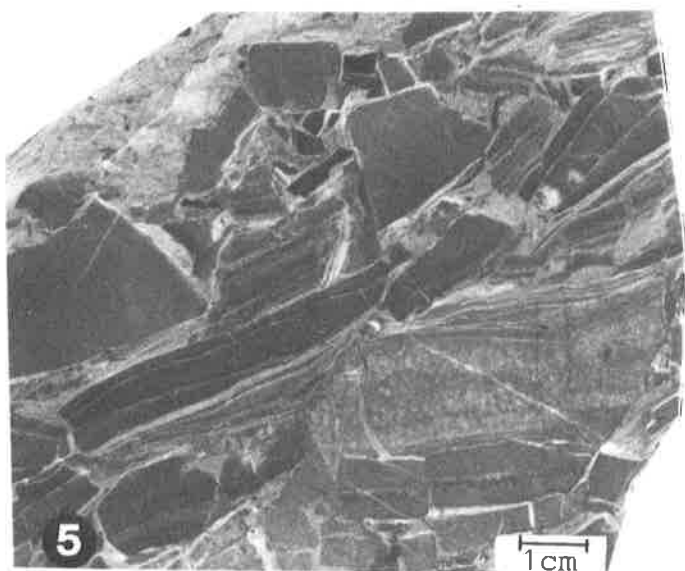
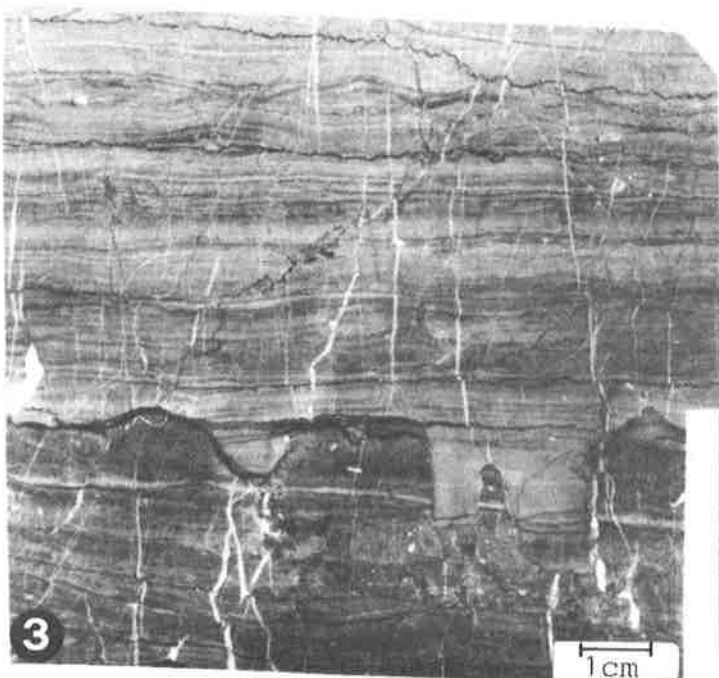
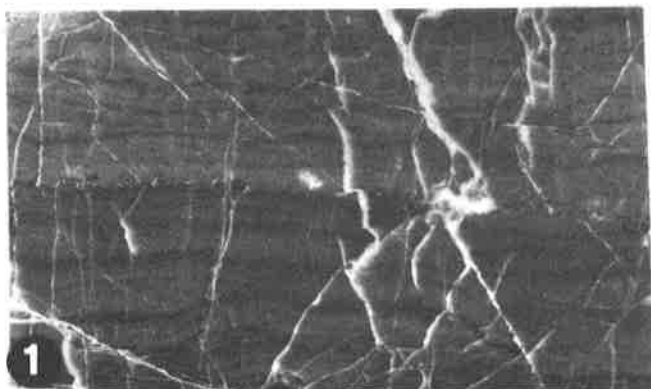


PLANCHE 3: les environnements subévaporitiques (marais maritimes).

- 1 - Dolomies à laminites mécaniques et petites failles normales syngénétiques, avec pseudomorphoses de nodules d'évaporites par de la dolomite spathique (en clair).
Profil du collège d'Entschwil, écaille des Spillgarten, unité 2c. SP 41378.

- 2 - Calcaire spathique avec éléments dolomitiques, interstratifié dans les dolomies inférieures; se serait formé par calcitisation d'un niveau d'anhydrite.
Profil de Plan de l'Etalle, Rocher du Midi, unité 1b.
SP 41378 .

- 3 - Dolomie à petites cavités irrégulières et auréoles de dédolomitisation.
Profil de Plan de l'Etalle, Rocher du Midi, unité 1b.
SP 41372b .

- 4 - Argilites plaquetées au toit d'une dolomie marneuse, vacuolaire.
Profil de Plan de l'Etalle, Rocher du Midi, unité 1b.
SP 41372a .

Planche 3

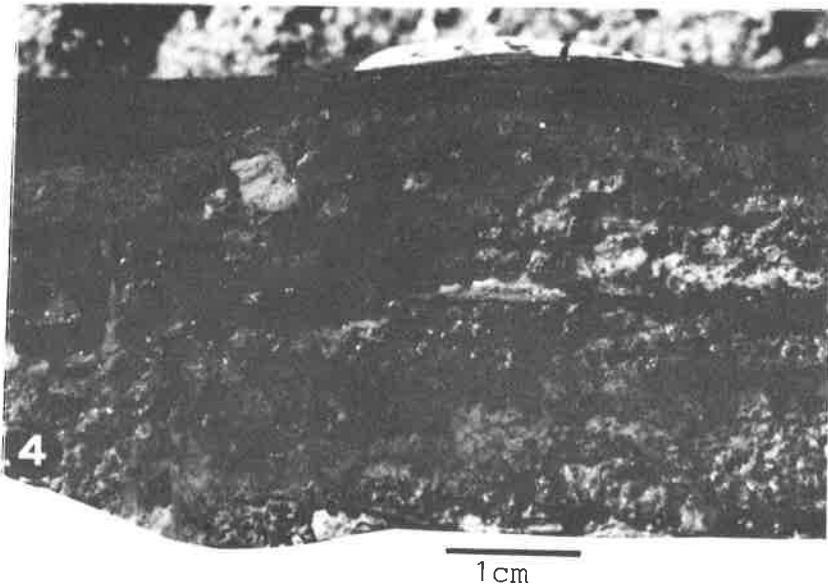
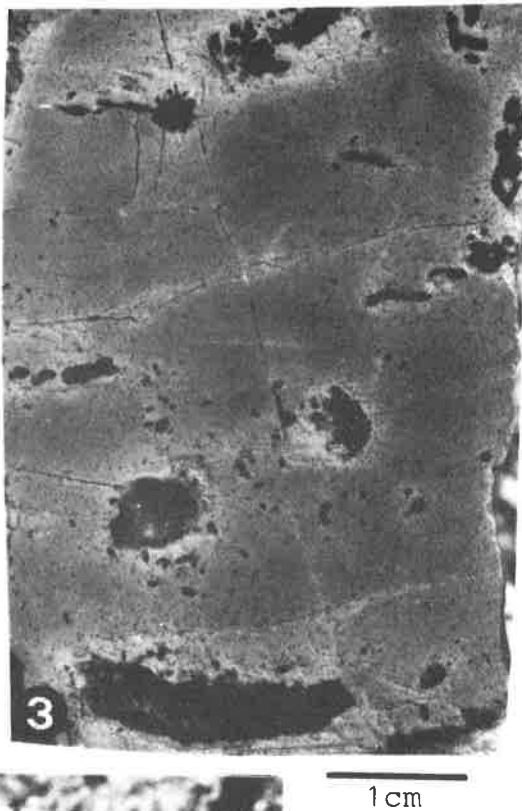
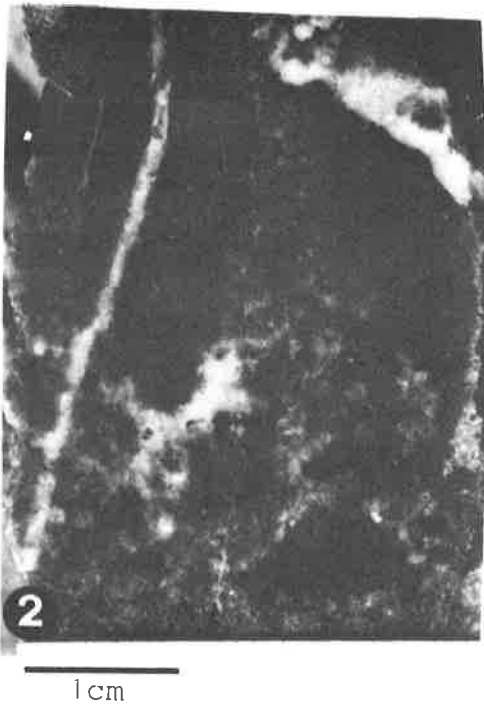
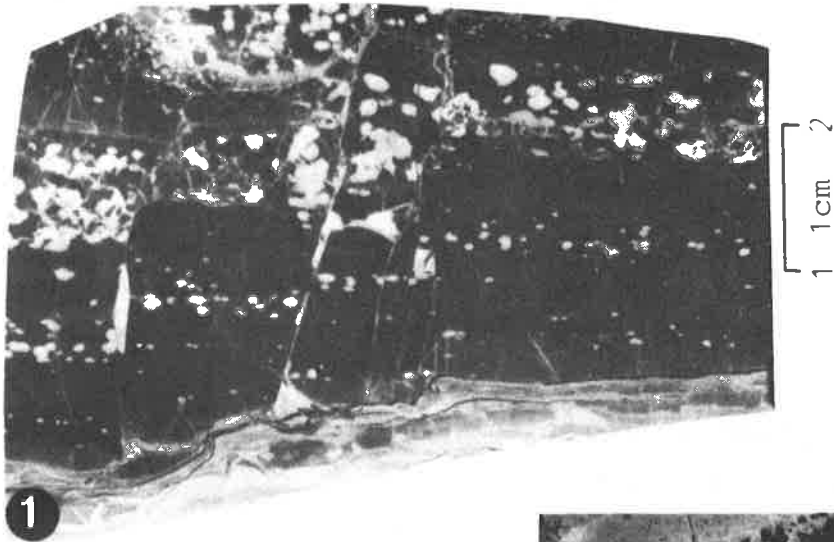


PLANCHE 4: les niveaux d'émersion confinés.

- 1 - Dolomie avec déformations syngénétiques (état semi - plastique): plissement et brèchification.
Profil du Rocher Plat, unité 2c. SP 41424.

- 2 - Brèche dolomitique à éléments hétéromorphes (cf. fig. 5, pl. 2). Sondage de l'Hongrin, Lot 12, 58,4m, amont.

- 3 - Brèche dolomitique de remaniement, au voisinage des grands polygones de dessiccation.
Profil du Lac Blanc, Vanoise, unité 2c.

- 4 - Grands polygones de dessiccation sur la surface inférieure d'un banc de dolomie (série renversée).
Profil du Lac Blanc, Vanoise, unité 2c .

- 5 - Argilites rouges (a), injectées syngénétiquement dans des dolomies (b); série renversée.
Profil du Lac Blanc, Vanoise, unité 5b .

Planche 4



1 cm

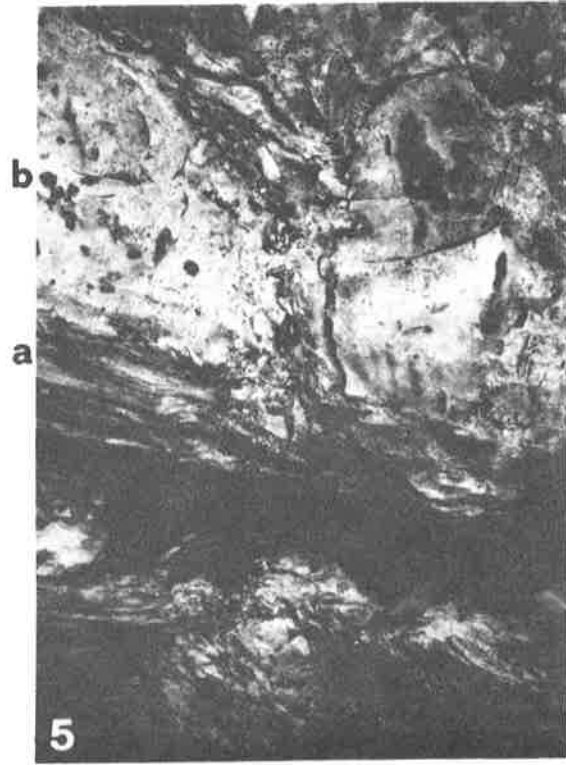
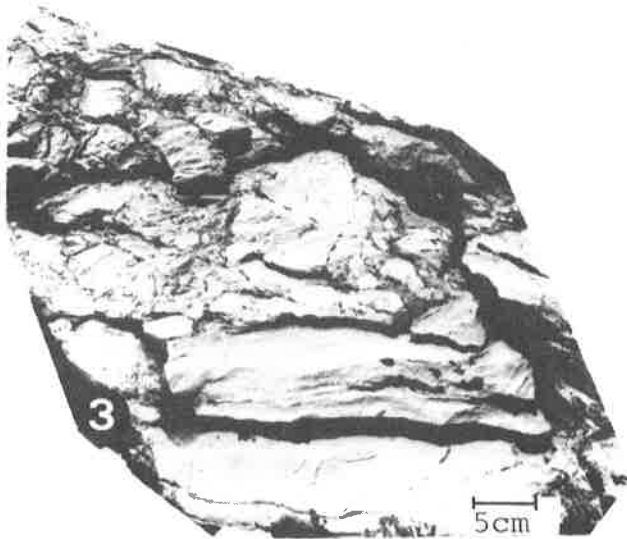
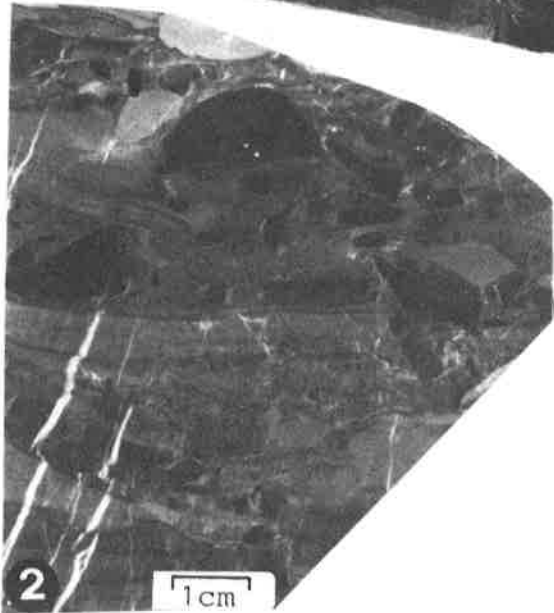


PLANCHE 5: dolomies de l'unité 2c, profil du Lac Blanc,
Vanoise.

- 1 - Pli métrique, syngénétique, en forme de tente indienne ("tepee") dans les dolomies jaunes; série renversée.
- 2 - Détail de la fig. 1: fracturation et bréchification au coeur du pli syngénétique.

D'après les exemples actuels, ces déformations apparaissent dans la zone supratidale par effet de contraction et dilatation thermique.

Planche 5

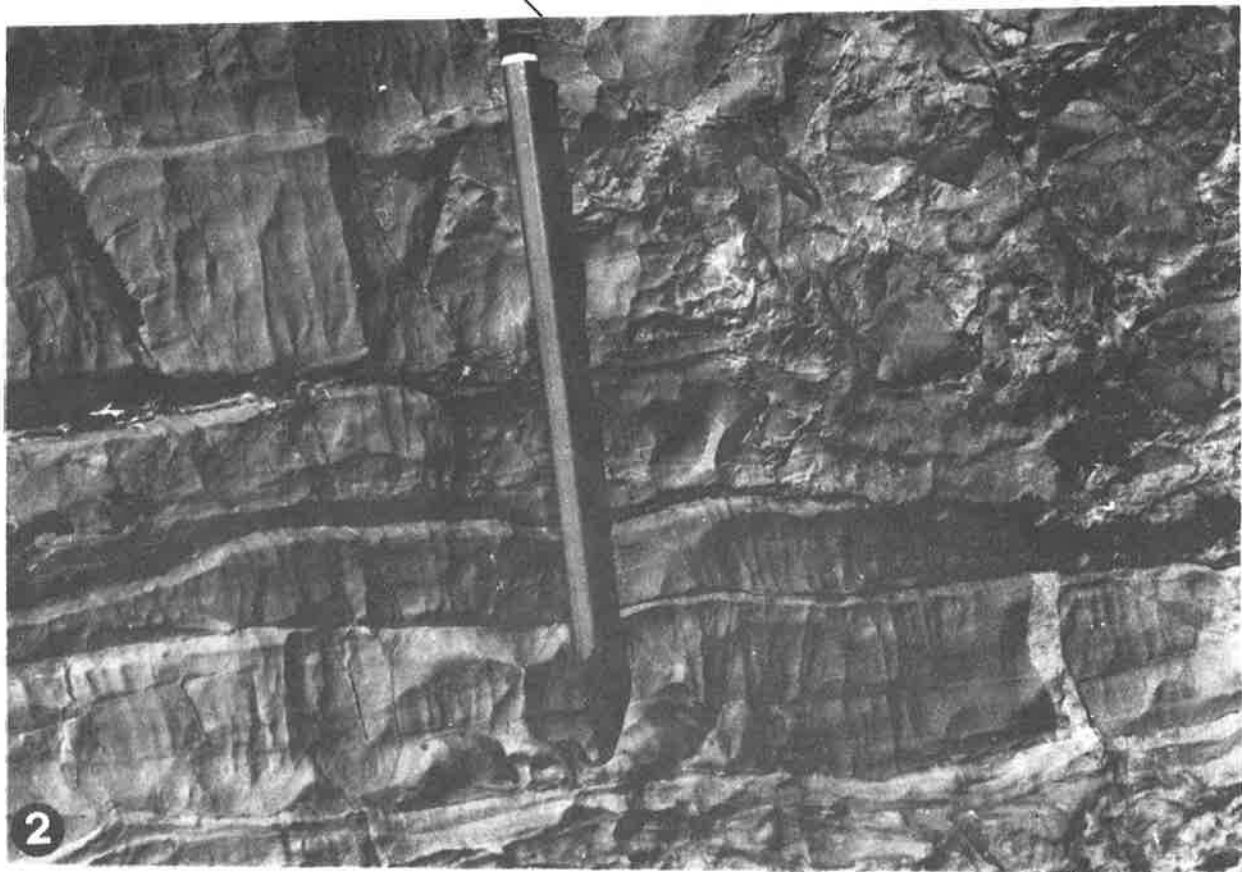
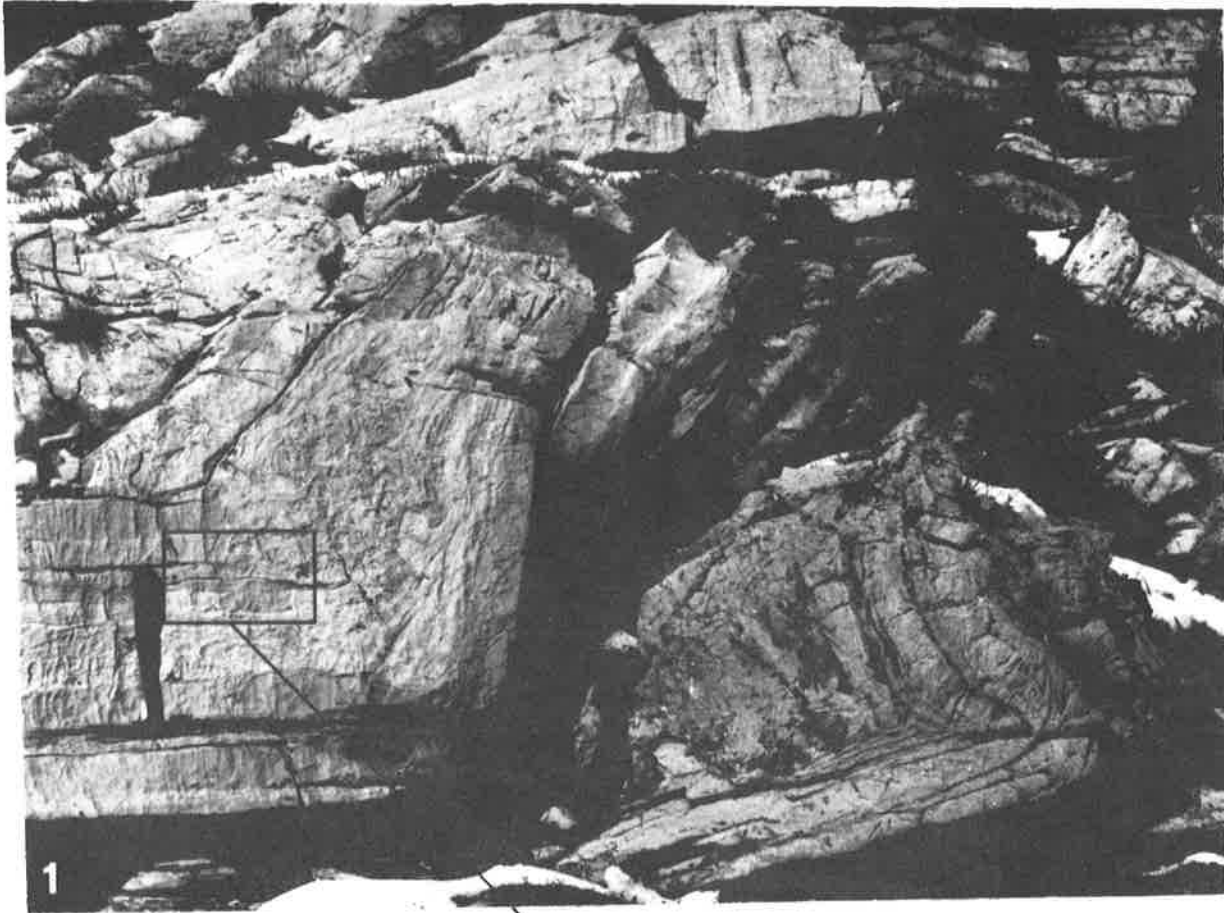


PLANCHE 6: niveaux de base des dolocrètes du Lessus
(Saint-Triphon), unité 3f, niveau 15a in fig.21B,
échantillon 41146.

- 1 - Laminites dolomitiques diffuses. SP 41146, échelle en mm.
- 2 - Laminites algaires diffuses et pseudomorphoses de petits amas de cristaux d'évaporites par de la dolomite. LM 41146a, X 10.
- 3 - Fines laminites algaires dolomitiques dans une matrice calcaire. SP 41146, partie inférieure de l'échantillon, échelle en mm .
- 4 - Laminites algaires à micropéloïdes. Dans le tiers inférieur, on remarque de petites vacuoles alignées dans le plan de la laminite. LM 41146b, x5,4 .
- 5 - Laminites algaires dolomitiques serrées. SP 41146, échelle en mm.
- 6 - Laminites algaires serrées et irrégulières: alternance de dolomicrite (sombre) et de dolomicrosparite (claire). LM 41146b, x6.

Planche 6

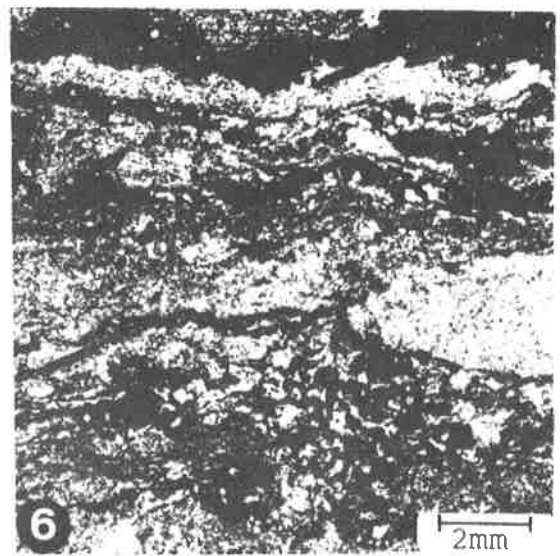
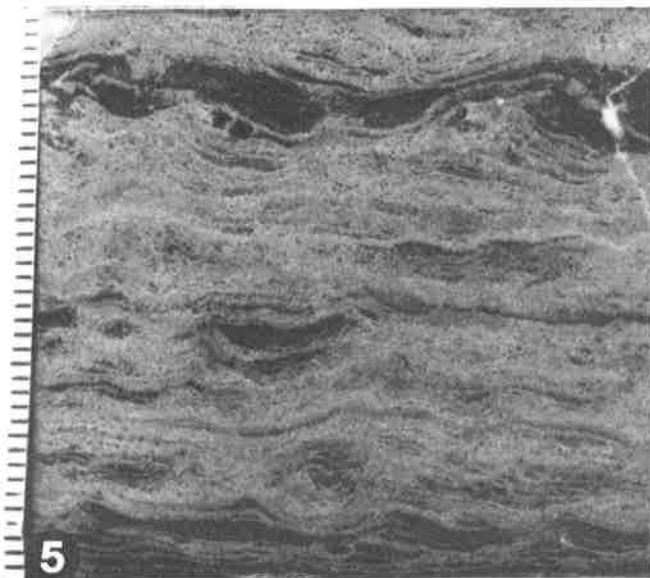
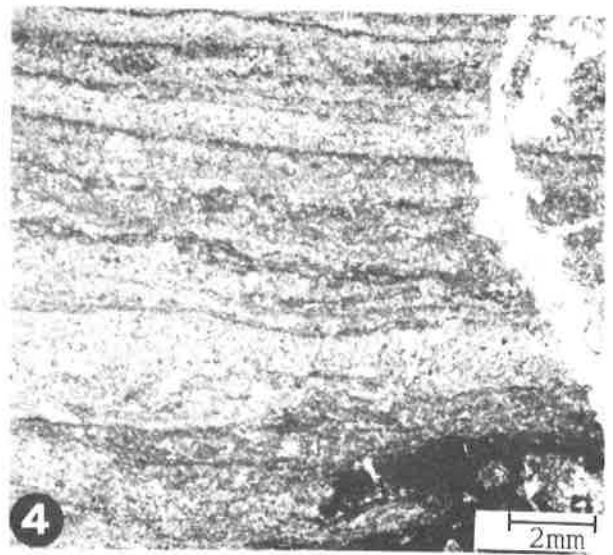
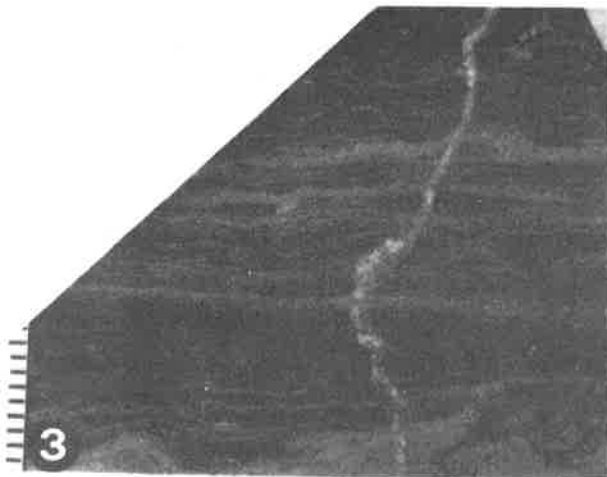
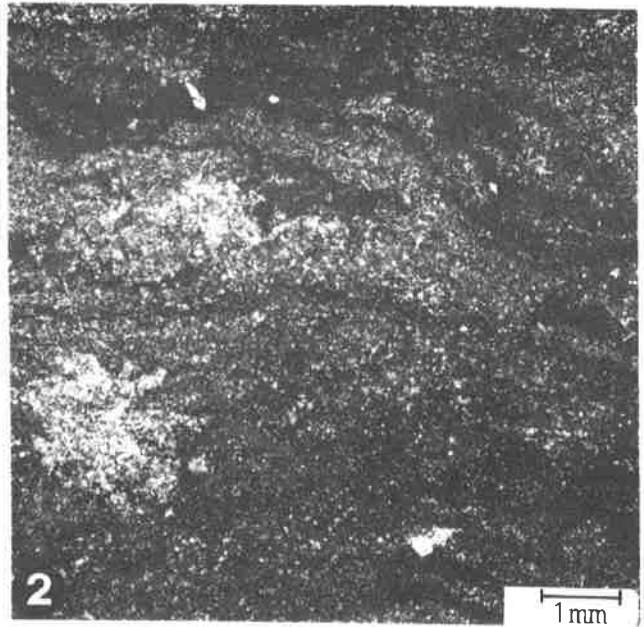


PLANCHE 7: les dolocrètes du Lessus (Saint Triphon),
unités 3f et 4a (cf. fig. 21).

- 1 - Croûte de dolomicrite sombre à micro-fentes horizontales et microtubes. Dolocrète II, unité 4a, niveau 17c, LM 41188, x11,4.
- 2 - Croûte de dolomicrite claire à figure d'expansion ("microtepee") surmontée par une croûte dolomitique nébuleuse. Dolocrète I, unité 3f, niveau 15c, SP 41147, échelle en mm.
- 3 - Grains piégés dans une croûte de dolomicrite sombre. Dolocrète I, unité 3f, niveau 15b, LM 41147b, x10.
- 4 - Croûte bréchique interprétée comme un agrégat paléopédologique. Dolocrète II, unité 4a, niveau 17c, SP 41186, échelle en mm .
- 5 - Brèche dolomitique de remaniement. Dolocrète II, unité 4a, niveau 17c, SP 41189.

Planche 7

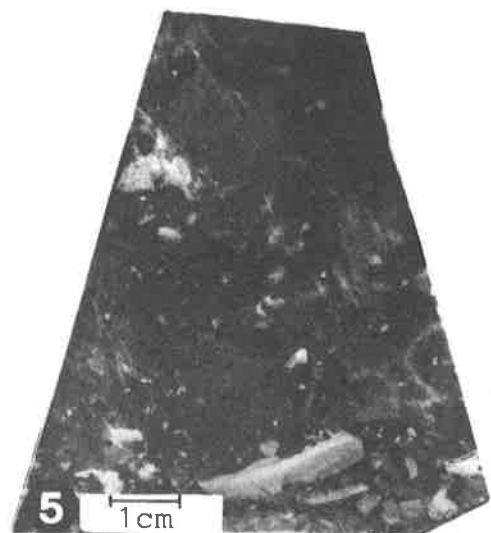
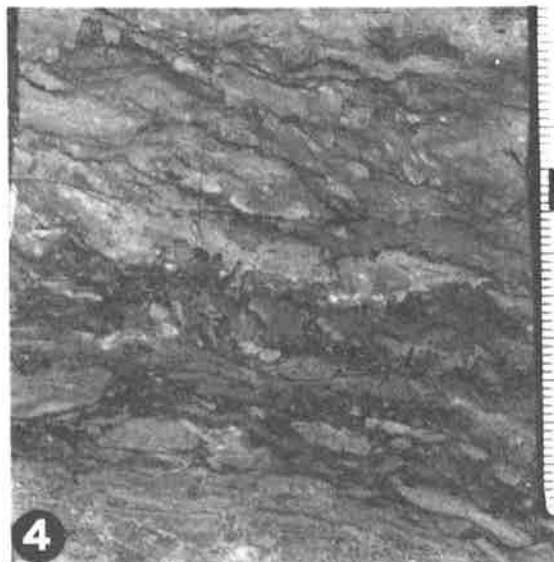
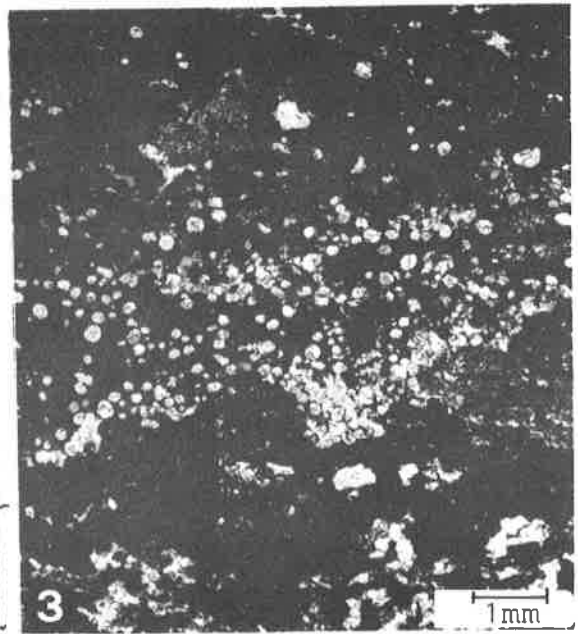
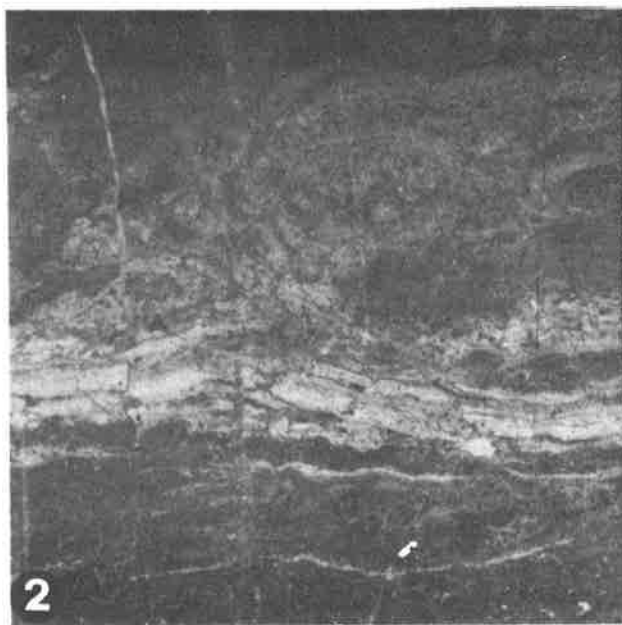
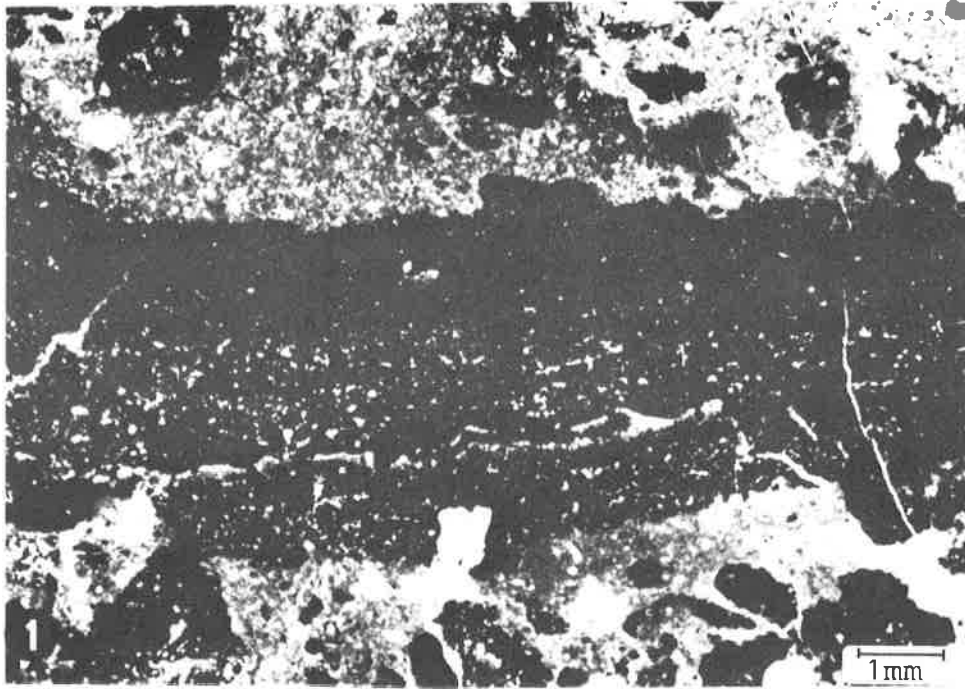


PLANCHE 8: les dolocrètes du Lessus (Saint-Triphon),
unités 3f et 4a (cf. fig. 21).

- 1 - Croûte zonée à laminites de dolomicrosparite sombre qui séparent des plages de calcite sparitique claire. Dolocrète I, unité 3f, niveau 15b, LM 41147a', x10.
- 2 - Surface polie de l'échantillon de la fig. 1: dolomie à croûte zonée; les vides (sombres) sont dûs à la dissolution préférentielle de la calcite. SP 41147, échelle en mm .
- 3 - Terrier branchu au toit de la dolocrète I. Le sommet de la croûte sombre est matérialisé par un stylolite à pics aigus. Passage de l'unité 3f à l'unité 4a, sommet du niveau 15, LM 41182, x6 .
- 4 - Surface polie de l'échantillon de la fig. 3. SP 41182, échelle en mm .

Planche 8



PLANCHE 9: les dolocrètes du Lessus (Saint-Triphon),
unités 3f et 4a (cf. fig. 21).

- 1 - Fente de retrait, courbe, dans une croûte de dolomicrite sombre. Dolocrète II, unité 4a, niveau 17b, LM 41185, x11.
- 2 - Microcavité de dissolution dans une croûte dolomitique nébuleuse. Dolocrète I, unité 3f, niveau 15c, LM 41147, x20 .
- 3 - Tubules ou rhizoconcrétions (flèche) formées par un anneau de dolomicrite sombre. Paléosol à racines, dolocrète II, unité 4a, niveau 17b, LM 41152a, x30.
- 4 - Gerbes de cristaux d'anhydrite pseudomorphosés en dolomite. Dolocrète I, unité 3f, niveau 15c, LM 41147, x20 .
- 5 - Faisceaux de cristaux d'anhydrite pseudomorphosés en dolomite. Dolocrète II, unité 4a, niveau 17c, LM 41188, x10.

Planche 9

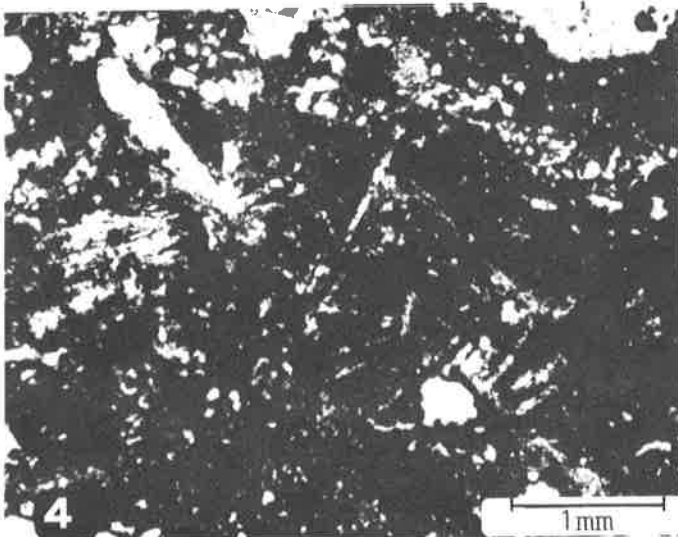
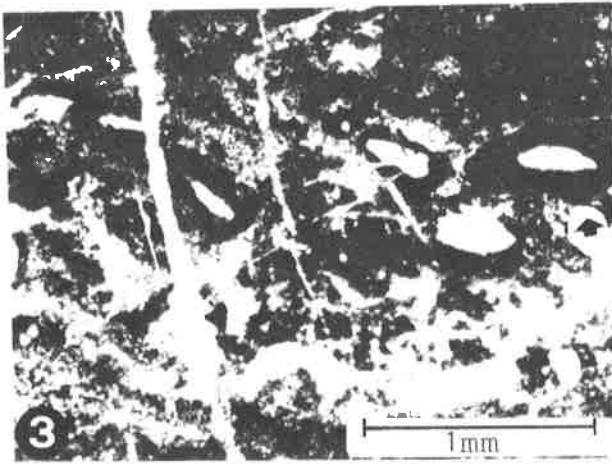
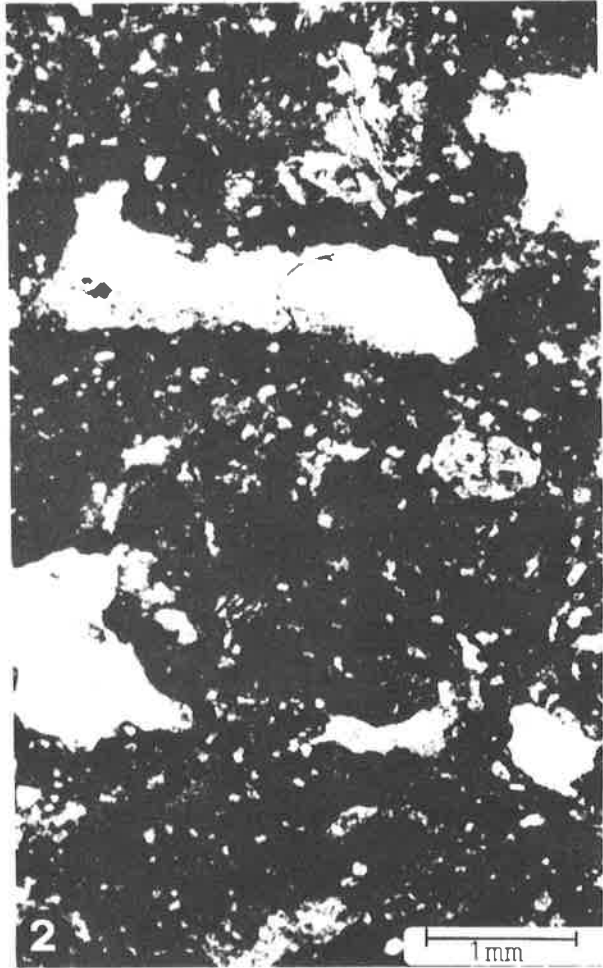
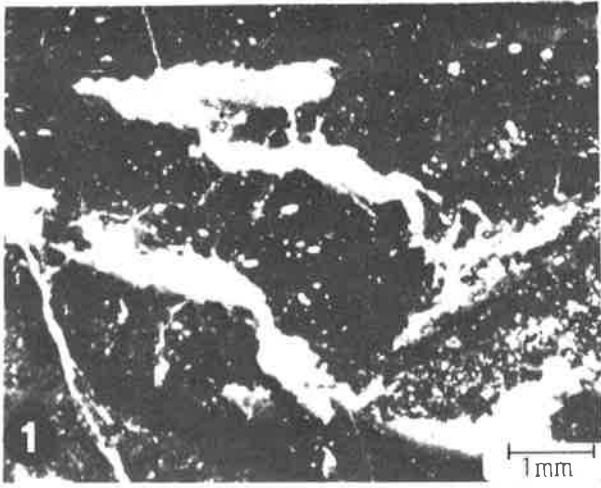


PLANCHE 10: niveaux brèchiques de la carrière du Lessus
(Saint-Triphon), unités 4a et 4d.

- 1 - Deux niveaux superposés de brèche à éléments dolomitiques sur un bloc provenant de l'unité 4d. Il s'agit du remaniement en milieu intertidal de croûte dolomitique supratidale.
- 2 - Niveau de tempête (rythmite):
 - (a) microbrèche mal classée à galets plats de dolomie,
 - (b) calcarénite massive avec figures de charge à la base, stratifications mal visibles,
 - (c) calcarénite fine à laminites planes.
- 3 - Croûte brèchique ravinant un tapis stromatolitique. Dolocrète II, unité 4a, niveau 17b, SP 41152, échelle en mm .
- 4 - Croûte dolomitique brèchique à éléments hétéromorphes. Agrandissement de la fig. 4, pl. 7. Dolocrète II, unité 4a, niveau 17b, SP 41186, échelle en mm.

Planche 10

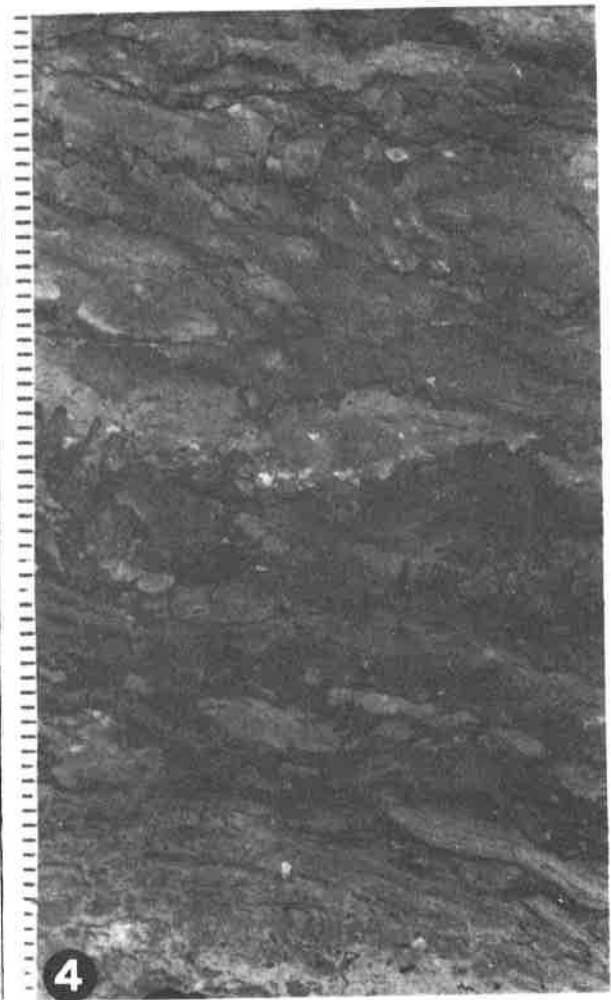
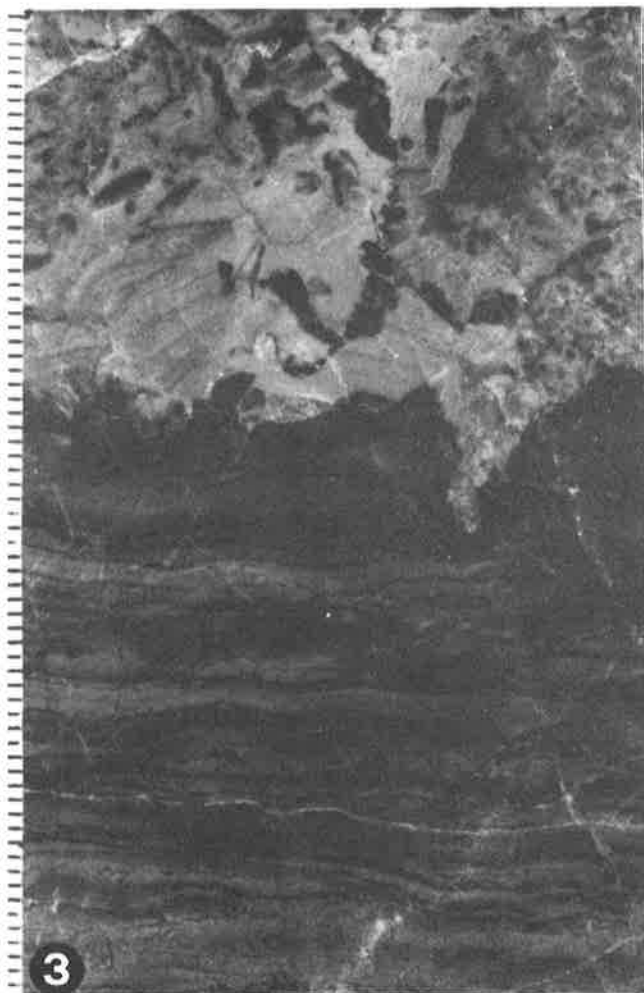
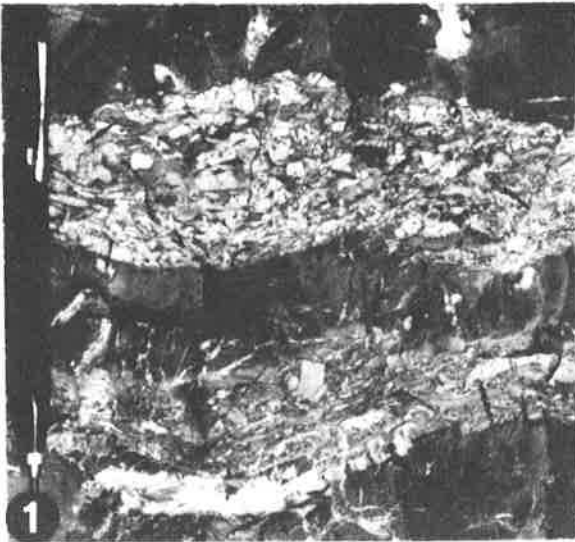


PLANCHE 11: microfaciès de la séquence tidale, unité 4c,
carrière du Lessus, Saint-Triphon(cf. fig. 26).

- 1 - Calcarénite (packstone - grainstone à oïdes superficielles, agrégats, péloïdes et coprolites (*Palaxius aiglensis*). Niveau 25/6, LM 41163, x12,5.
- 2 - Détail du microfaciès de l'échantillon de la fig. 1: grains composés et oïde superficielle dont seule l'enveloppe micritique a été préservée; ciment de calcite géodique. LM 41163, x60.
- 3 - Calcisiltite à laminites mécaniques composées de fragments de bioclastes indéterminés et de micropéloïdes. Niveau 25/5, LM 41169, x6,3.
- 4 - (a) calcilutite bioturbée à péloïdes, coprolites et grains dolomitiques;
(b) terrier à ciment de dolosparite et pseudomorphoses de cristaux d'évaporites par de la dolomite claire.
Niveau 25/4, LM 41174, x8,8.

Planche 11

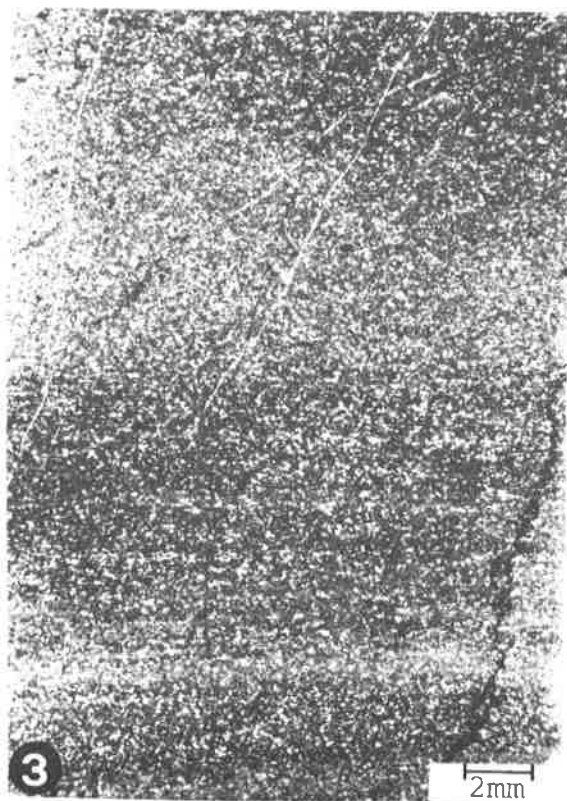
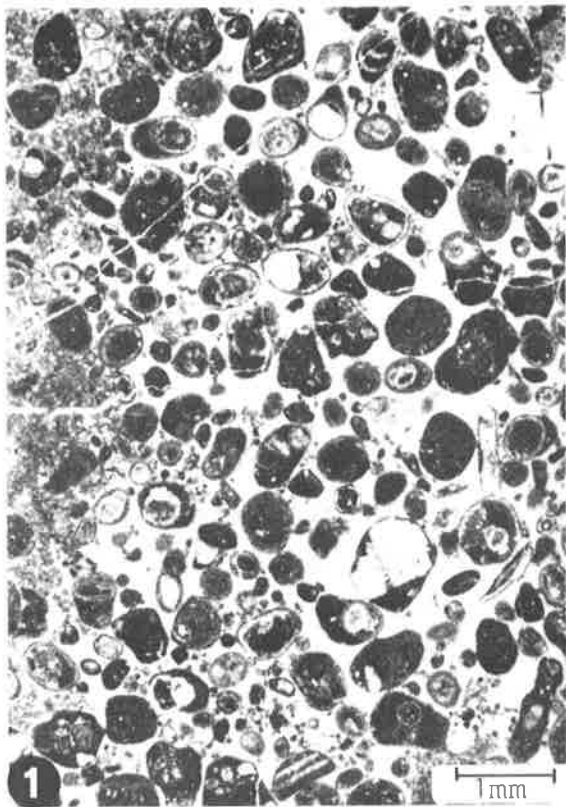


PLANCHE 12: les tidalites de la carrière du Lessus (Saint-Triphon), surfaces de blocs provenant des unités 4c et 4d.

- 1 - (a) calcarénite fine à rides de courant ("climbing ripples"),
(b) calcarénite fine à laminites mécaniques planes.

- 2 - (a) calcarénite massive à laminites planes; la partie supérieure est percée de terriers dolomitisés;
(b) alternance de calcisiltites et de calcilutites, silex;
(c) niveau de calcilutite boudiné syngénétiquement.
Les ondulations entre les niveaux de calcarénite et de calcilutite sont dues à des effets de charge (flèche).

- 3 - (a) alternance de calcarénite et de calcilutite à laminites planes;
(b) même granulométrie, mais apparition de stratifications obliques, déformées;
(c) même granulométrie, mais la stratification est perturbée par une bioturbation intense;
(d) calcilutite bioturbée.

Des déformations syngénétiques de type "balls and pillows" (flèche) apparaissent entre les niveaux (a) et (b).

Planche 12

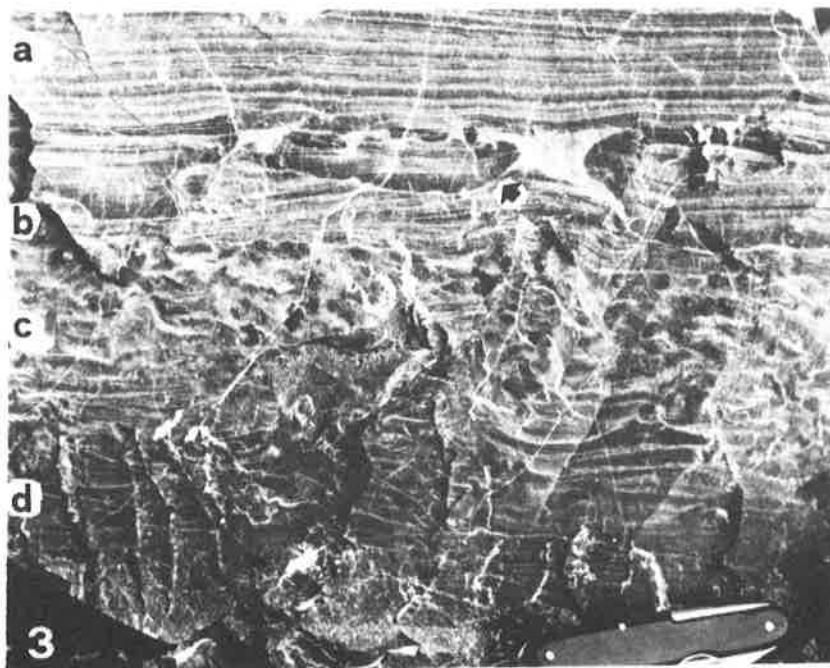


PLANCHE 13: microfaciès des zones abritées de la plaine d'estran.

- 1 - Mudstone - wackestone à débris de manchons d'Anisoporella occidentalis BOTTERON.
Profil de l'Ecuale, Mont d'Or, unité 3b, LM 41311, x12,5.
- 2 - Mudstone - siltstone à spicules calcitisés d'éponges et micropéloïdes. Niveau à silex, profil du Rocher du Midi, unité 4c, LM 41408, x12,5.
- 3 - Mudstone à pseudomorphoses de cristaux de gypse par de la dolomite claire. Profil du Wiriehorn, unité 4a, LM 41674, x12,5.
- 4 - Doloboundstone à laminites algaires (stromatolites).
Profil du Rocher du Midi, unité 4c, LM 41409, x4,4.

Planche 13

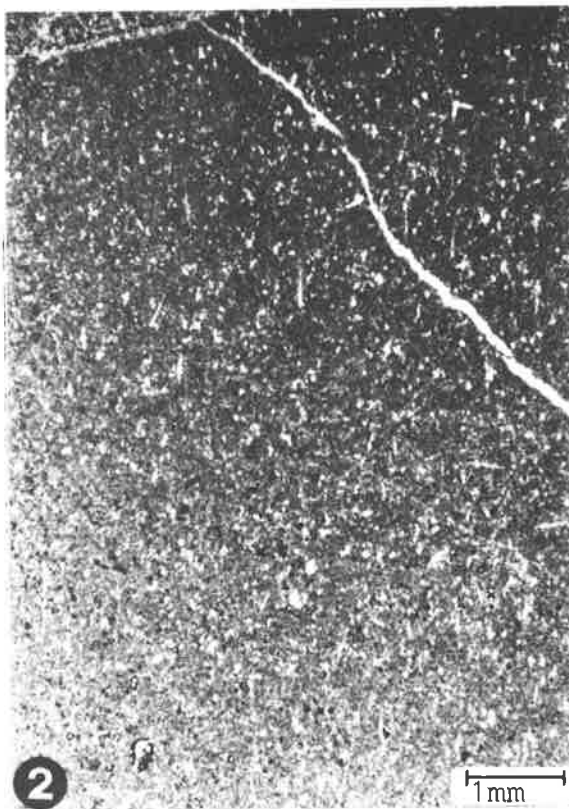
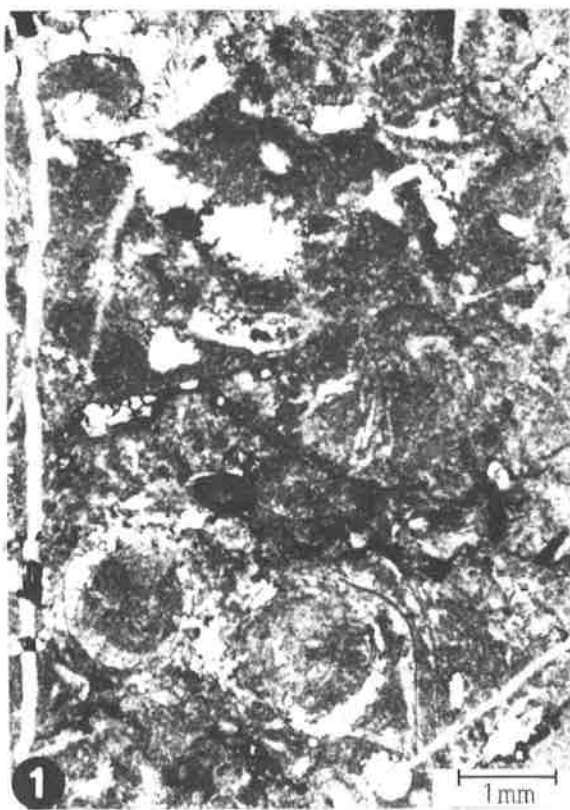


PLANCHE 14: microfaciès des dépôts sableux de la plaine d'estran.

- 1 - Grainstone à pièces columnales de crinoïdes (*Encrinus*).
Profil du Seehore (Spillgarten), unité 4e, LM 41539, x11,6
- 2 - Rudstone à manchons de dasycladacées (*Physoporella*).
Profil du Rocher Plat, unité 4a, LM 41430, x 13.
- 3 - Grainstone bien trié et granoclassé à péloïdes et coprolites (*Palaxius aiglensis*).
Profil de l'Eperon de Nant, unité 4b, LM 41029, x10.
- 4 - Grainstone à ooïdes, péloïdes, agrégats et petits tests de mollusques. Profil de l'Ecuaie, Mont d'Or, unité 4e, LM 41330, x12,5.

Planche 14

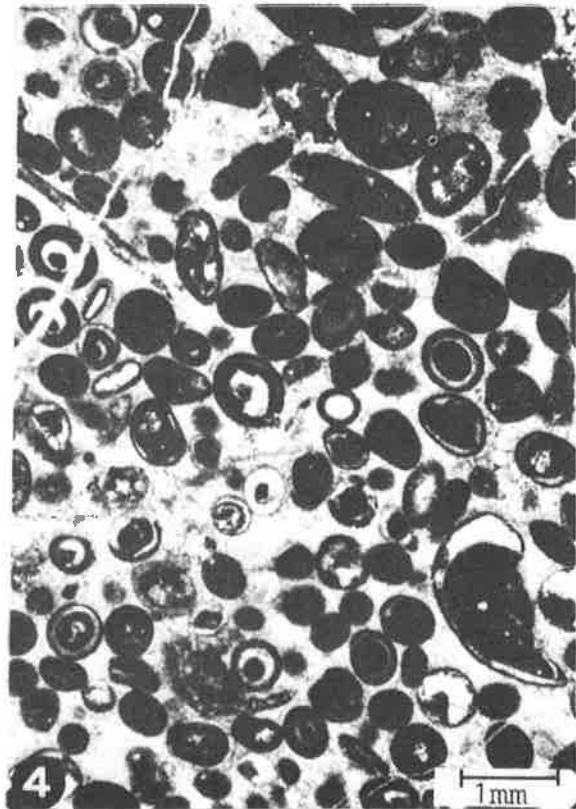
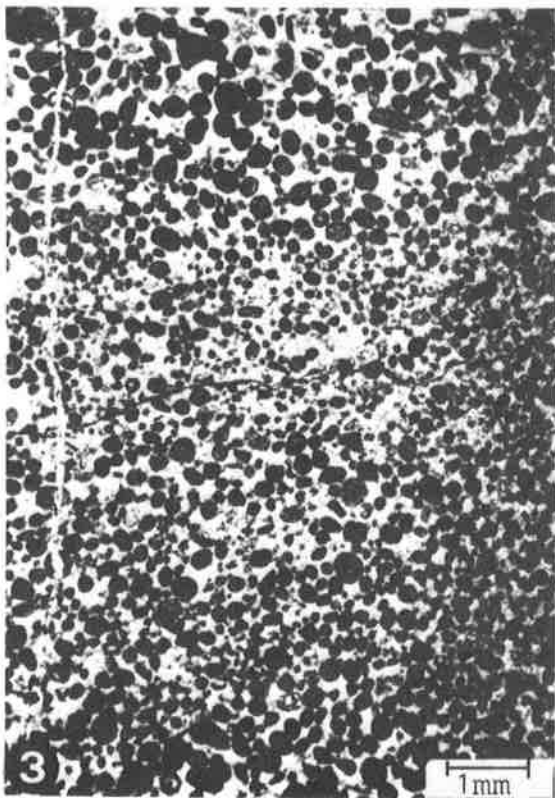
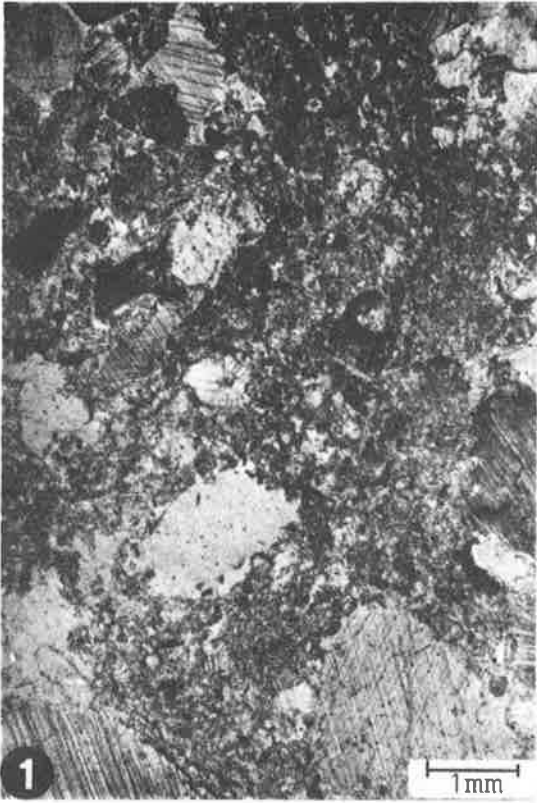


PLANCHE 15: microfaciès des dépôts sableux de la plaine d'estran.

- 1 - Packstone à grains dolomitisés sélectivement et à péloïdes. Une partie des grains garde encore un noyau de micrite sombre. Profil de l'Ecuale, Mont d'Or, unité 3f, LM 41314, x12,5.
- 2 - Grainstone mal trié à coprolites sans structure interne et à péloïdes. Profil du Wiriehorn, unité 4e, LM 41685, x 12,5.
- 3 - Grainstone - rudstone à crinoïdes, brachiopodes à tests lisses, pélécy-podes à tests ornés et auréoles micritiques péloïdes et intraclastes; ciment de célestine (Ce), de calcite claire et de dolomite ferrifère. Profil du Wiriehorn, unité 4f, LM 41688, x13.
- 4 - Grainstone à granulométrie bimodale avec des ooïdes superficielles, péloïdes, agrégats, intraclastes, et pélécy-podes à tests fins et crinoïdes. Profil du Rocher Plat, unité 4e, LM 41439, x5.

Planche 15

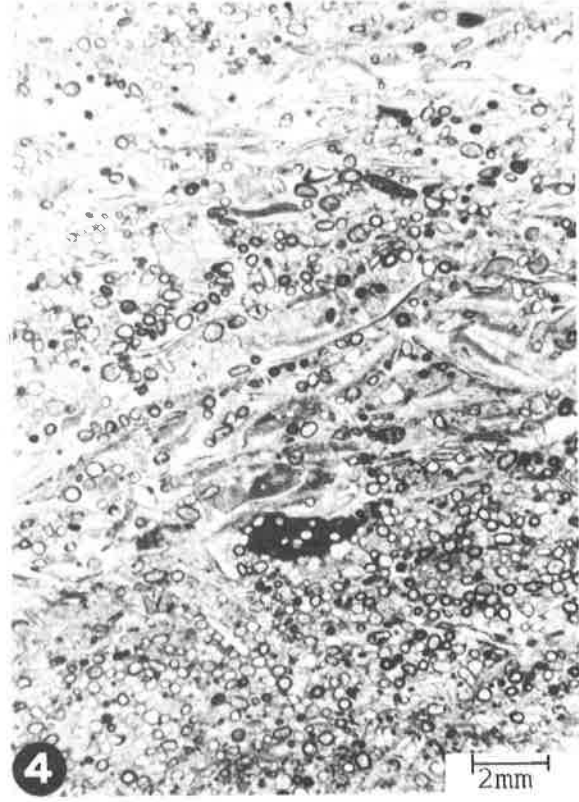
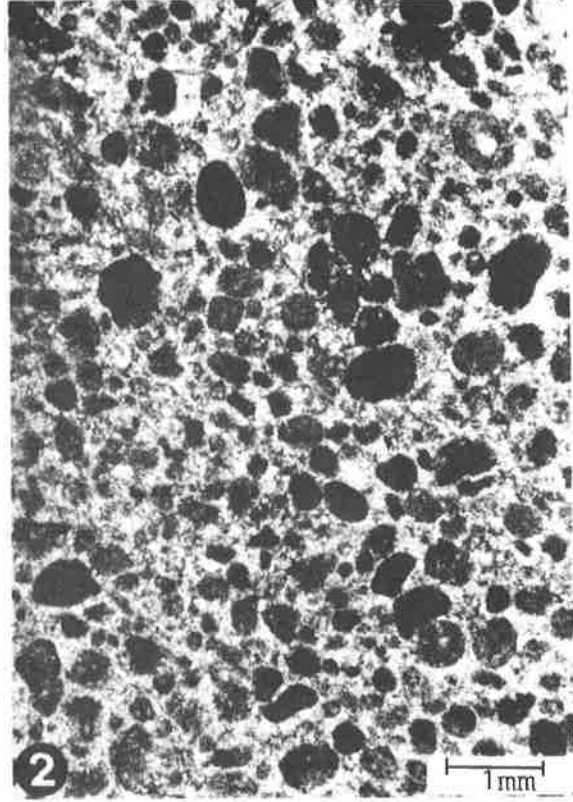
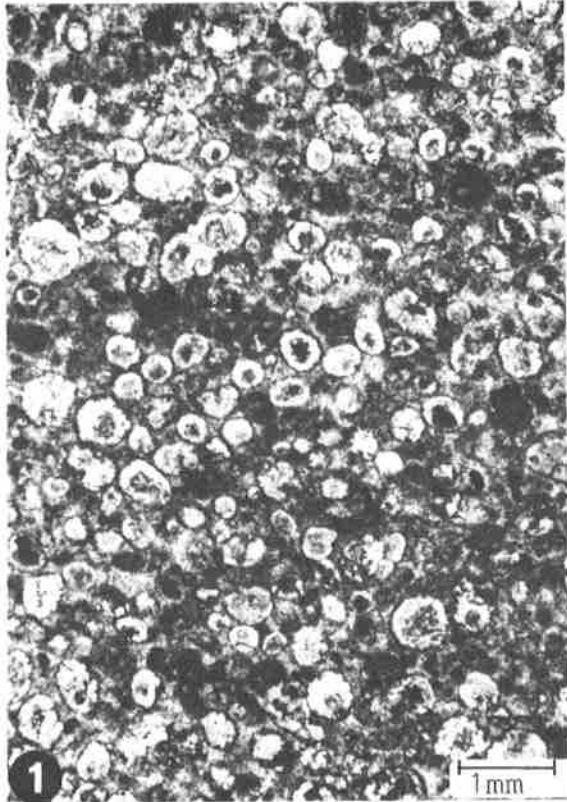


PLANCHE 16: le complexe barrière du profil du Rothorn
(unité 4f, cf. fig. 31 et 32).

- 1 - Thrombolite (boundstone à oncoïdes et péloïdes) au toit de l'édifice à schizophytes 2 (fig. 32). Niveau F', échelle en cm.
- 2 - Thrombolite :boundstone vacuolaire à oncoïdes et péloïdes. MF 41613, x11,4, provenant du même niveau que celui illustré à la fig. 1.
- 3 - Système de cavités internes à remplissage géopète de silt vadose et cimentation géodique de calcite claire. Edifice principal F ("mud mound" in fig. 31).
- 4 - Petites cavités internes (dissolution) à remplissage géopète dans l'édifice 2 (fig. 32). Niveau F', LM 41612a', x 4,4.
- 5 - Concentration de fluorine noire à la surface d'un banc de calcilutite sombre. Base du niveau F, fig. 32.
- 6 - Horizon de calcrète au toit du niveau E (fig. 31): alternance d'ooïdes et pisoïdes vadoses à granograduation inverse et de croûtes de micrite sombre.
- 7 - Alternance de packstone à ooïdes et pisoïdes vadoses, entièrement recristallisés et de croûte micritique finement laminées. Calcrète au toit du niveau E, MF 41642, x3,4.

Planche 16

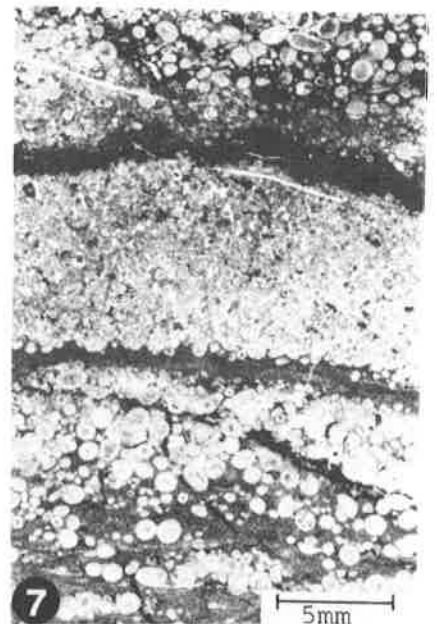
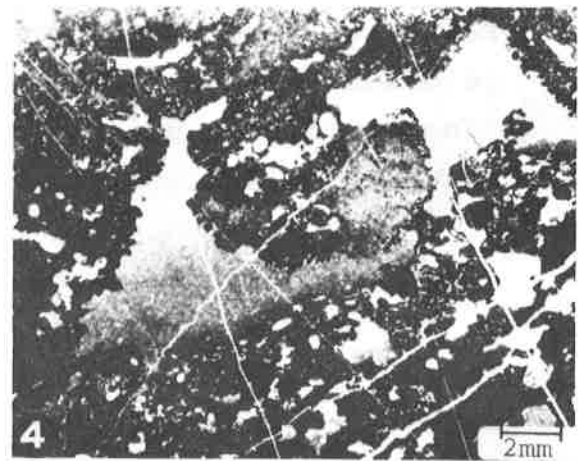
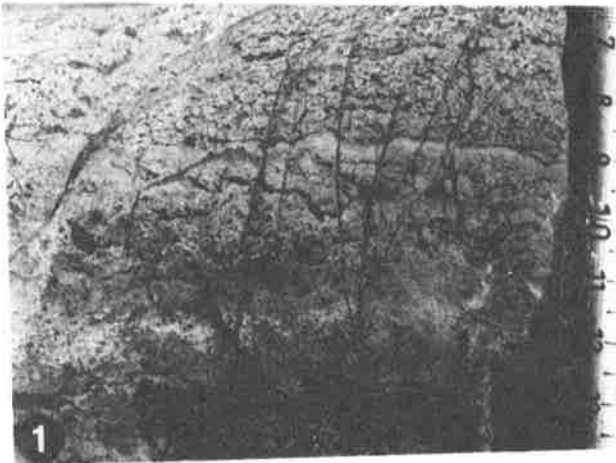


PLANCHE 17: les rythmites du Membre de Dorchaux.

- 1 - Siltstone à micas, quartz, foraminifères (Glomospira), et micro-ostracodes. Profil de Plan de l'Etalle, Rocher du Midi, sommet de l'unité 2b, LM 41383, x26.
- 2 - Packstone à microgastéropodes. Il s'agit de la partie supérieure de la rythmite décrite dans le texte. Ce microfaciès 41309 (x6,3) provient de l'unité 3b du profil de l'Ecuaie (Mont d'Or); il est tout à fait comparable aux microfaciès des rythmites à microgastéropodes du Membre de Dorchaux.
- 3 - Packstone à pélécy-podes à tests fins, intraclastes et péloïdes. Effets d'ombrelle et ciment de célestine dans la partie supérieure. Profil du collège d'Entschwil, écaille des Spillgarten, unité 2b, LM 41557, x10.
- 4 - Packstone à intraclastes, péloïdes, crinoïdes, ostracodes et tests brisés de pélécy-podes surmontant avec une belle figure de charge (à droite) une micrite bioturbée. Profil du Grimmipass (Rothorn), unité 2b, LM 41573, x 6,3.
- 5 - Packstone à crinoïdes (pièces columnales de Dadocrinus), tests brisés de pélécy-podes et péloïdes. Profil du collège d'Entschwil, écaille des Spillgarten, unité 2b, LM 41554, x 12,5.

Planche 17

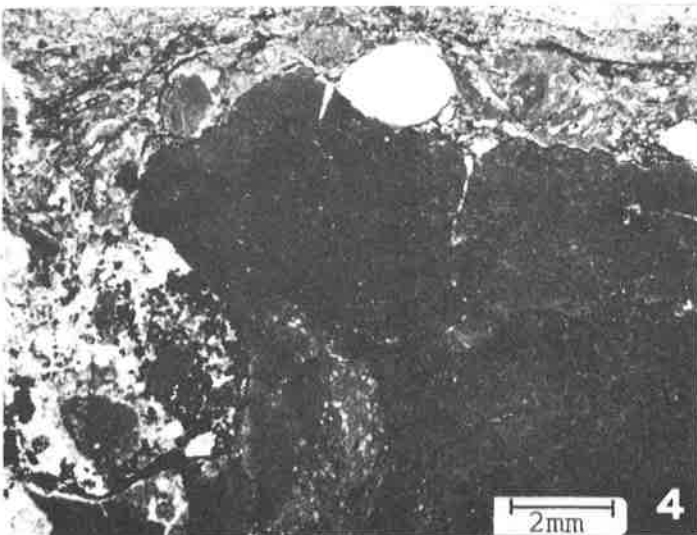
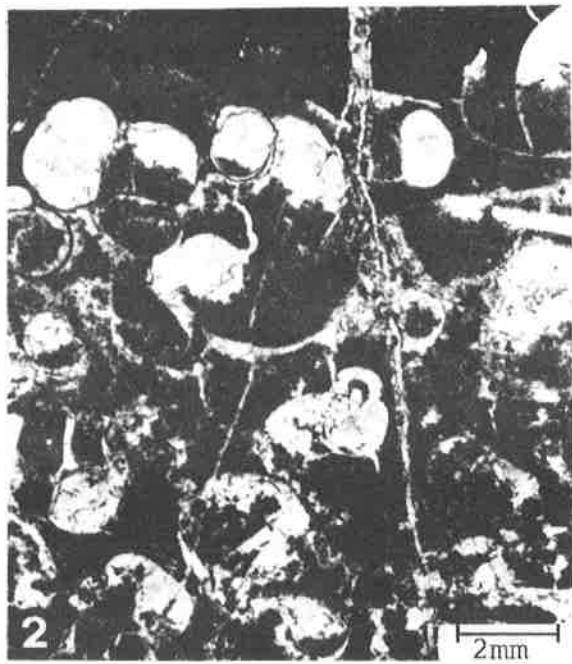
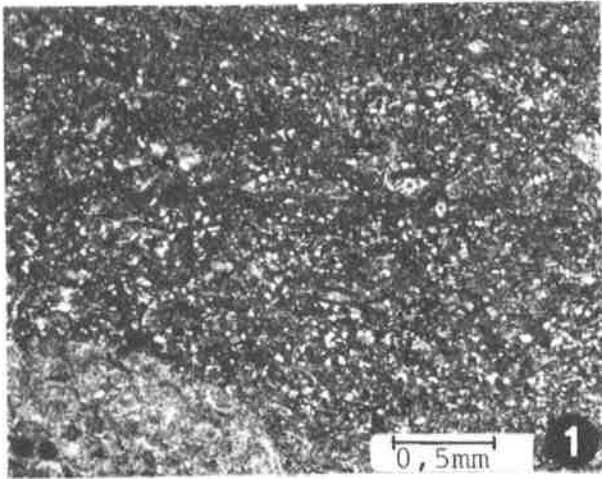


PLANCHE 18: les rythmites de l'unité 3e (Membre du Lessus).

- 1 - Rythmites à crinoïdes (flèches) dans les calcaires vermiculés de la carrière des Fontenaille (Saint-Triphon); niveau 17.

- 2 - Rudstone à galets mous (intraclastes) mal triés; la flèche indique une fente de retrait dans l'un des galets; le ciment est mixte, en calcite claire et dolosparite. Profil de Dréveneuse, LM 41055, x8,4.

- 3 et 4 - Rythmite polyphasée:
 - (a) dolomicrite bioturbée, au mur,
 - (b) packstone -wacke stone granoclassé à grains dolomités et micropélécy-podes,
 - (c) packstone à grains dolomités, crinoïdes, ophiures, tests brisés de gastéropodes et pé-lécypodes, ostracodes à tests minces,
 - (d) et (e) packstone -wackestone à crinoïdes et grains dolomités, ostracodes, tests minces, brisés, de pé-lécypodes et éléments d'ophiures,
 - (f) siltstone laminé.

Profil des Fontenailles (Saint-Triphon), LM 41120, x6,3 (3) et x12,5 (4).

Planche 18

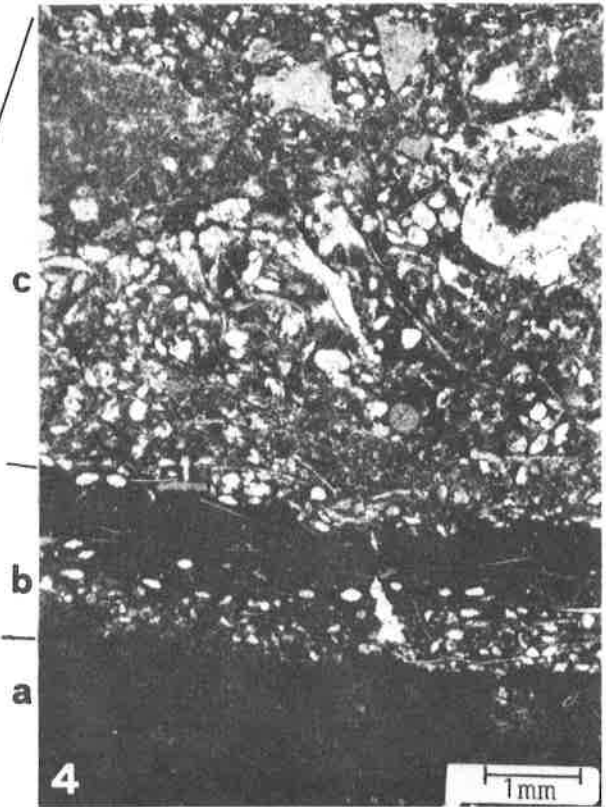
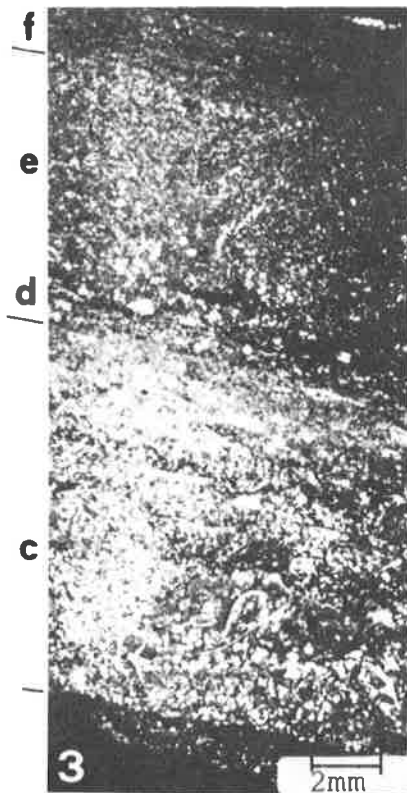
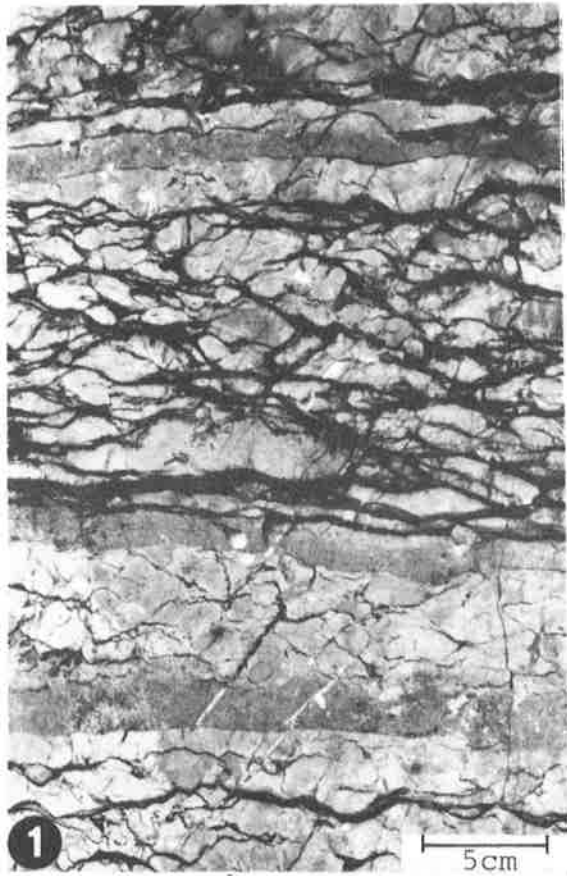


PLANCHE 19: les rythmites de l'unité 5a (Membre des Andonces).

- 1 - Rudstone mal trié à intraclastes surmontant par l'intermédiaire d'un joint argileux de dissolution sous pression une micrite azoïque. Profil des Andonces (Saint-Triphon) niveau 14G (fig. 36), LM 41250, x8,4.
- 2 - Rudstone mal trié à intraclastes variés, matrice de calcarénite fine. Profil des Andonces, (Saint-Triphon), niveau 13c (fig. 36), MF 41245, x 8,4.
- 3 - Calcisiltite granoclassée et granograduée à micropéloïdes, débris de bioclastes, ostracodes à tests minces et petits foraminifères (Glomospirella triphonensis). Profil des Andonces (Saint-Triphon), niveau 13D (fig. 36), MF 41247, x12,5.
- 4 - Packstone -wackestone à micropélécypodes, microgastéropodes, crinoïdes, péloïdes et micropéloïdes. (a), (b) et (c) représentent une partie des 3 horizons de la rythmite décrite dans le texte. Profil du Rothorn, unité 5a, LM 41695, x7,5.
- 5 - Packstone (boundstone?) à spirorbis. Profil du Wiriehorn, sommet de l'unité 5a, LM 41698, x12,5.

Planche 19

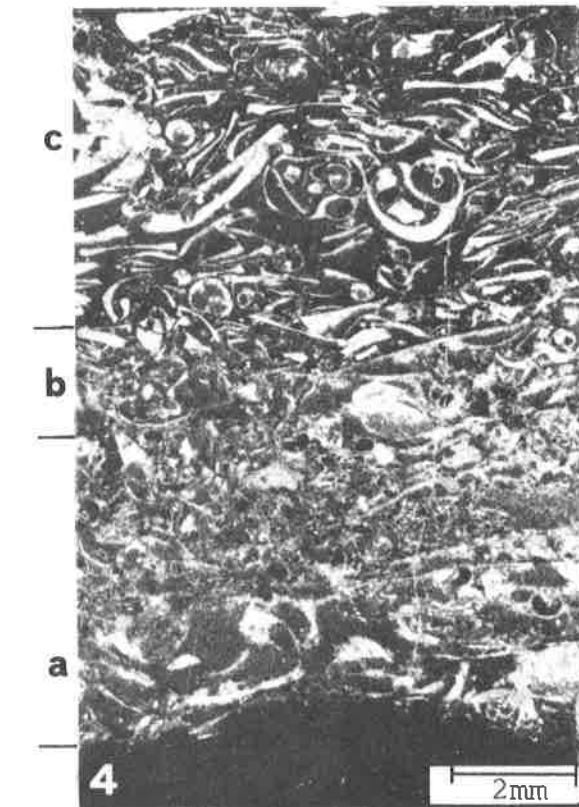
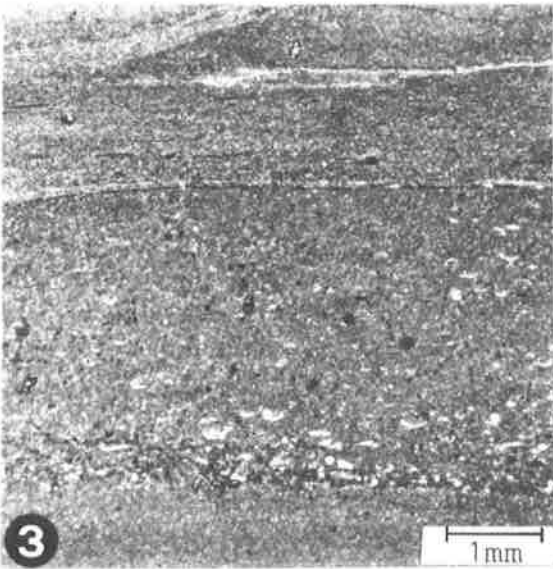
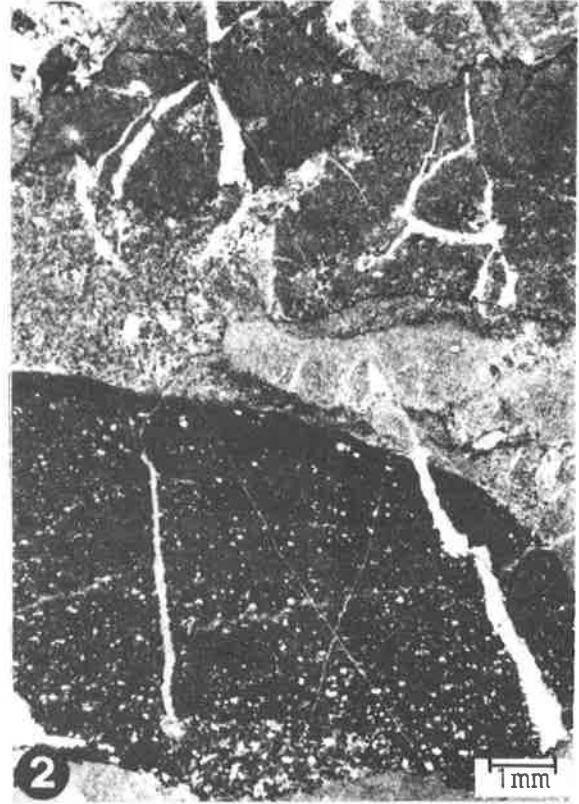
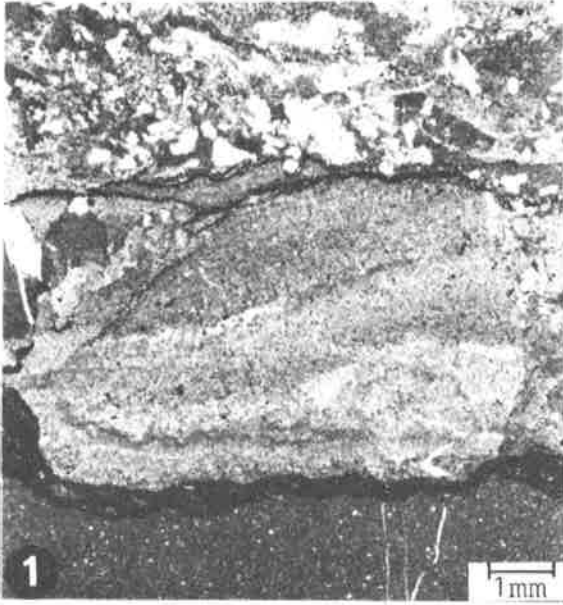


PLANCHE 20: figures de courant et de déformation dans l'unité 2b du profil de l'Eperon de Nant.

- 1 - Niveau de calcisiltite à laminites de rides de courant au sein d'une calcilutite bioturbée. Coupe naturelle, base de l'unité 2b.
- 2 - Rides de courant rectilignés à la surface d'un bloc; à droite en bas, trace bilobée.
- 3 - Rides de courant rectilignes, assymétriques, à la surface d'un bloc; pistes dégagées de crustacés, de type Rhizocorallium.
- 4 - Figures de charge à la base d'un niveau de calcisiltite. Coupe naturelle, niveau 17 de l'unité 2b.
- 5 - Rides serrées de déformation à la surface d'un bloc; ces rides peuvent se confondre avec des rides de courant.

Planche 20

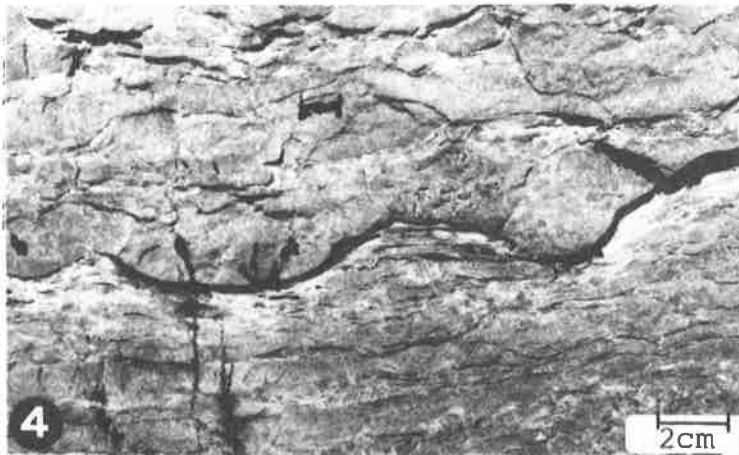
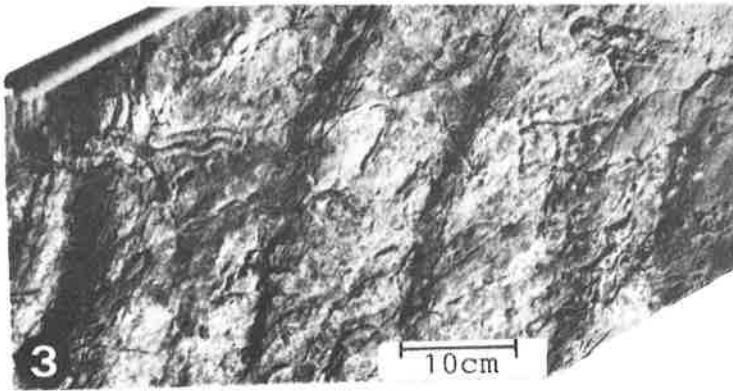
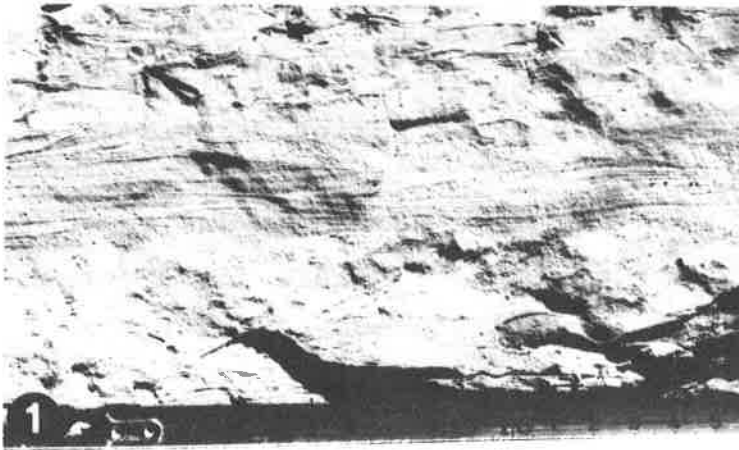


PLANCHE 21: structures de déformation atectoniques dans le complexe pré littoral .

- 1 - Figure de convolution formée sous faible contraste de viscosité dans un état quasi-liquide du sédiment. Coupe naturelle, carrière des Fontenailles (Saint-Triphon), unité 3e, niveau 15.
- 2 - Figure de convolution. Profil de la carrière des Andonces (Saint-Triphon), unité 5a, niveau 13, éch. 41247.
- 3 - Figure de convolution, même éch. que la fig. précédente.
- 4 - Joints verticaux espacés (a) et rapprochés (b) et (c), de relachement de pression confinée; contraste de viscosité moyen à fort. Profil de la carrière des Andonces, unité 5a, niveau 13.
- 5 - Surface naturelle du profil de Videman (Rocher Plat), unité 5 a:
 - (a) calcilutite bioturbée,
 - (b) argilite jaune,
 - (c) réseau de joints obliques et verticaux dans un niveau de calcilutite,
 - (d) rythmite centimétrique.
- 6 - Joints obliques formés par un léger cisaillement de joints verticaux. Bloc provenant de l'unité 2b de Chalex.
- 7 - (a) et (b): rythmite à microgastéropodes,
(c) calcilutite avec un réseau de joints en chevron formé par compaction (aplatissement) de joints verticaux. Profil de l'Ecuaire (Mont d'Or), base de l'unité 3b, SP 41299.

Planche 21

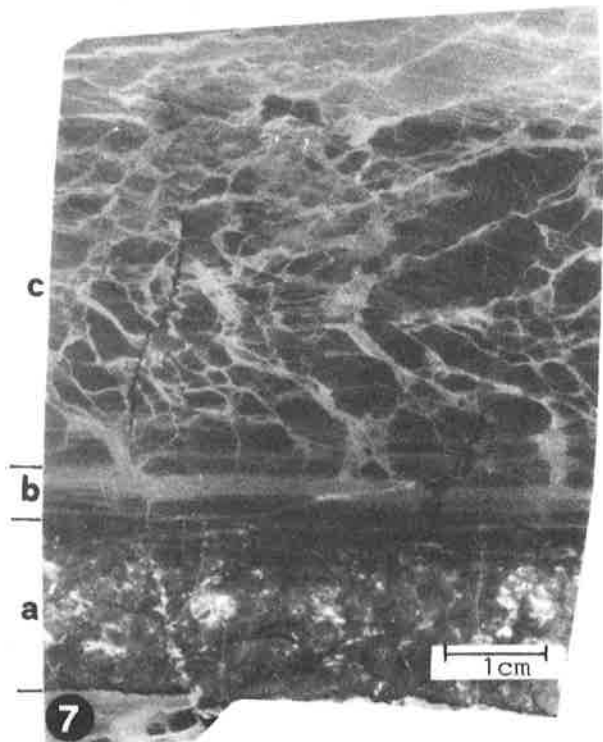
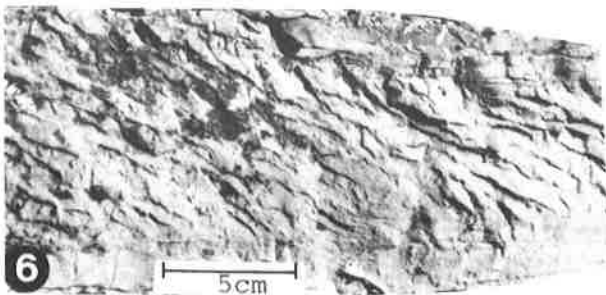
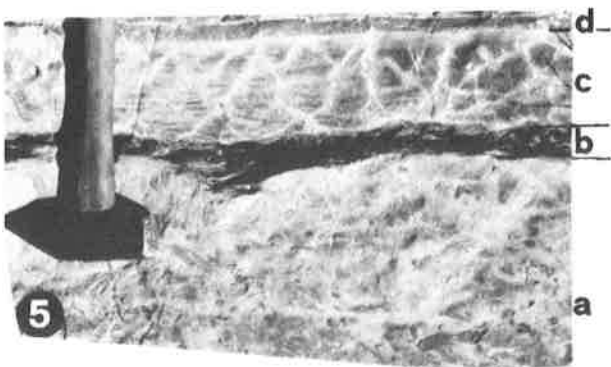
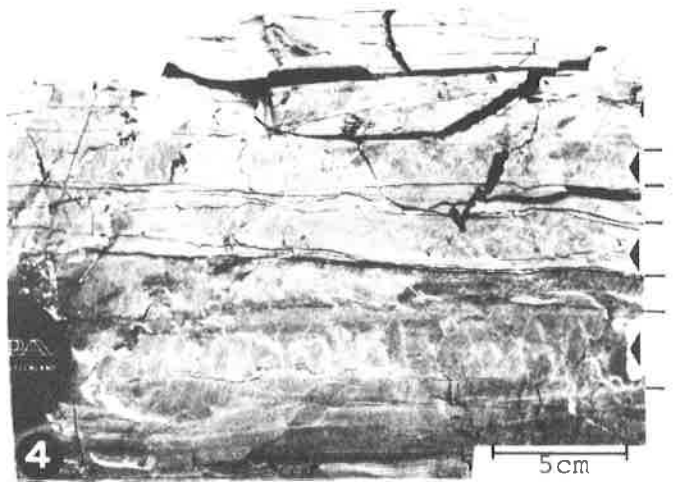
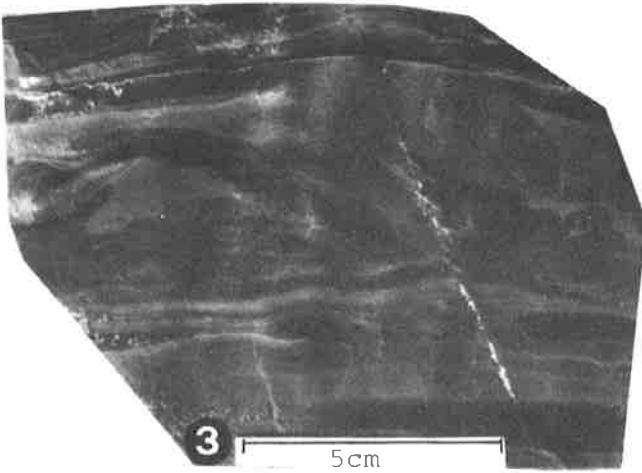
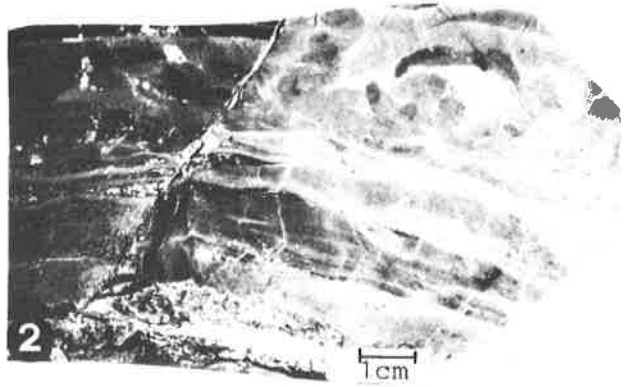
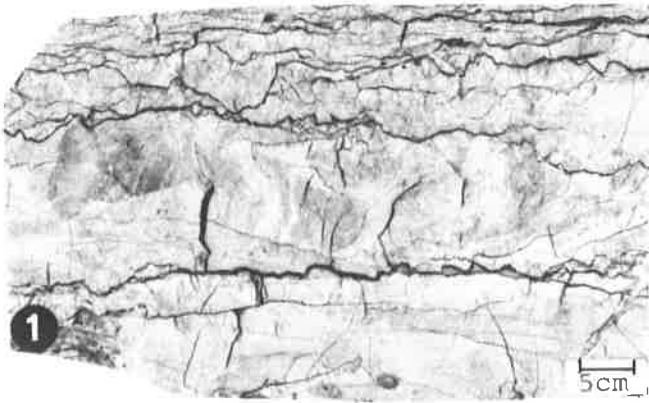


PLANCHE 22: structures de déformation atectoniques sous contraste de viscosité moyen à fort dans le complexe pré littoral.

- 1 - Joints obliques formés par un léger cisaillement de joints verticaux. Bloc provenant de l'unité 2b de Chalex.
- 2 - Rides serrées de déformation à la surface d'un bloc provenant de l'unité 2b de l'Eperon de Nant .
- 3 - Joints sigmoïdes formés par aplatissage et léger cisaillement de joints verticaux. Surface naturelle du profil de l'Ecuale (Mont d'Or), sommet de l'unité 5a.
- 4 - Surface supérieure du banc à joints sigmoïdes de la fig. précédente (3): rides serrées de déformation.
- 5 - Joints sigmoïdes. Bloc provenant de l'unité 2b de Chalex.
- 6 - Structure en escalier: surface naturelle d'un banc de la partie supérieure de l'unité 5a du profil du Rothorn. Cette structure correspond en coupe à des joints espacés.

Planche 22

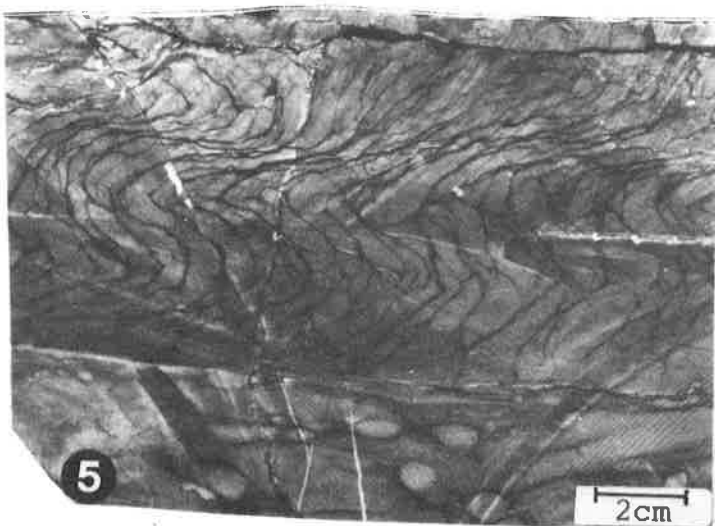
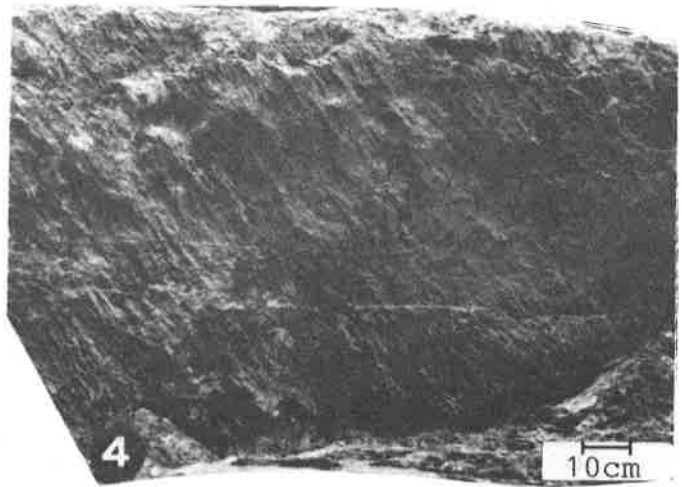
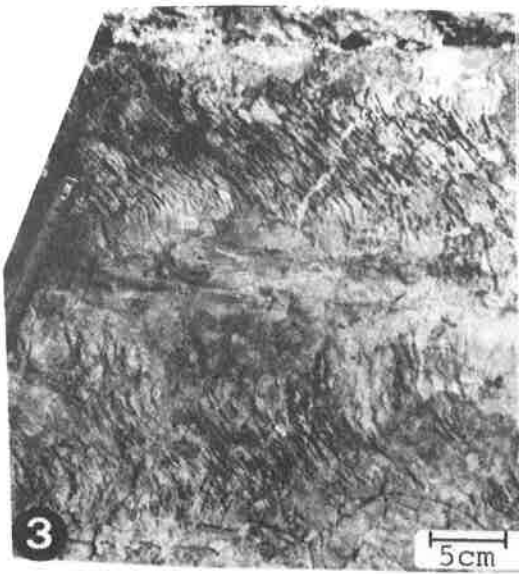
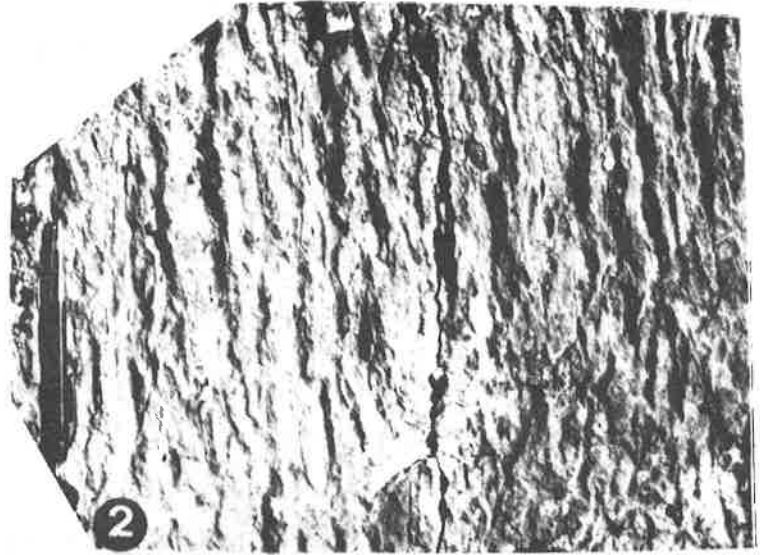
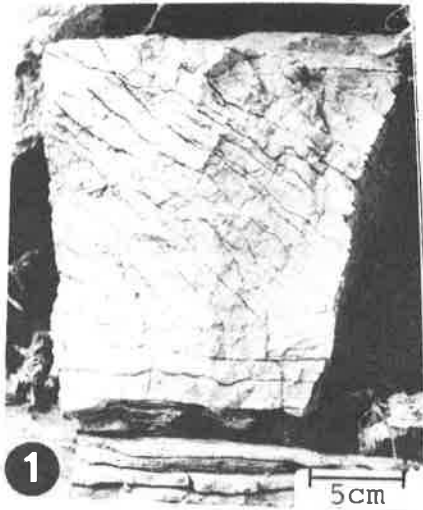


PLANCHE 23: structures de déformation atectoniques sous contraste de viscosité moyen à fort dans le complexe pré littoral.

- 1 - Réseau de fentes en escalier sur un bloc provenant de l'unité 2b de l'Eperon de Nant; en coupe, présence de joints espacés.
- 2 - Surface supérieure du bloc de la fig. précédente (1): structure en escalier.
- 3 - Structure chaotique: plissement et fracturation des bancs au stade final de la déformation. Surface naturelle de l'unité 3e de la carrière de Fontenailles (Saint-Triphon), niveau 14.
- 4 - Base du niveau de la figure précédente (3): les petits bancs de calcilutites ne sont pas affectés par la déformation.
- 5 - Coupe naturelle dans l'unité 3e de la carrière des Fontenailles (Saint-Triphon):
 - (a) banc à pseudo-galets mous,
 - (b) structure chaotique de bancs fragmentés.
- 6 - Petits bancs de calcilutite dissociés et contournés; matrice d'argilite peu abondante. Surface naturelle à la base de l'unité 2b dans le profil de Chalex.

Planche 23

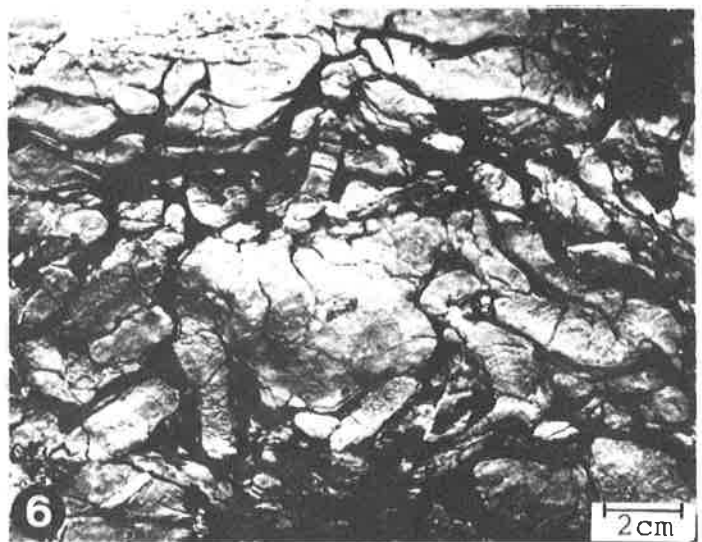
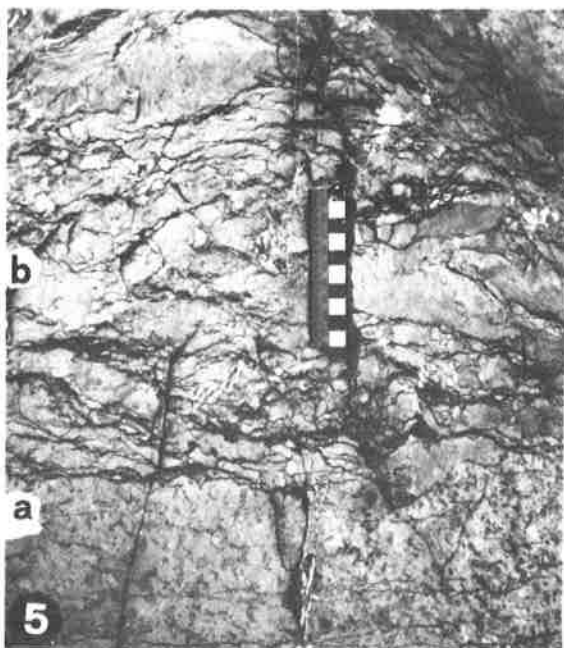
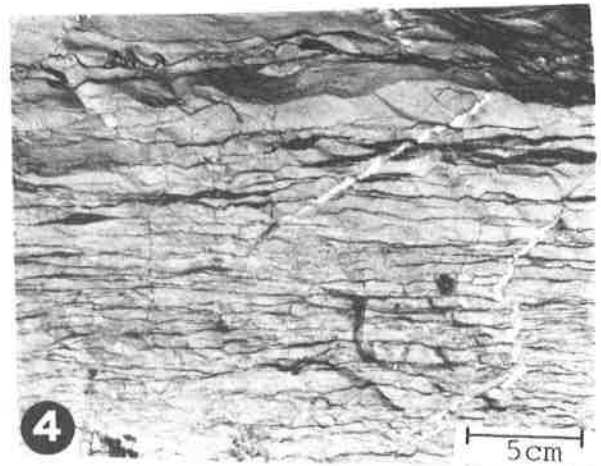
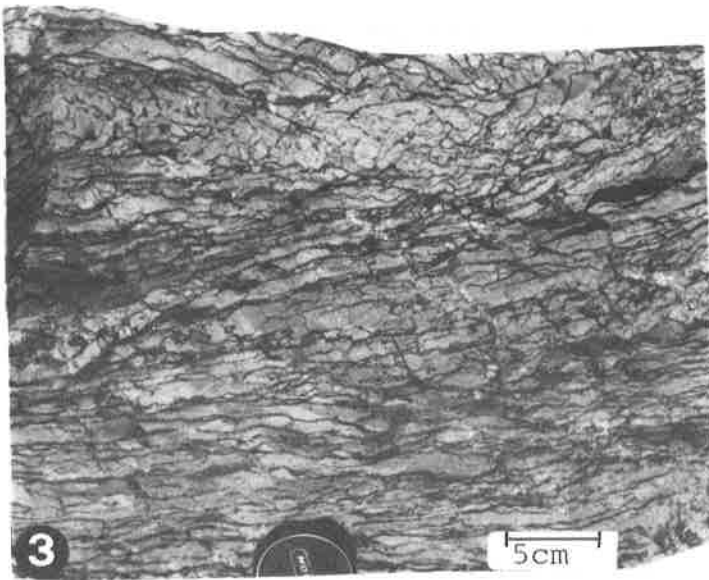
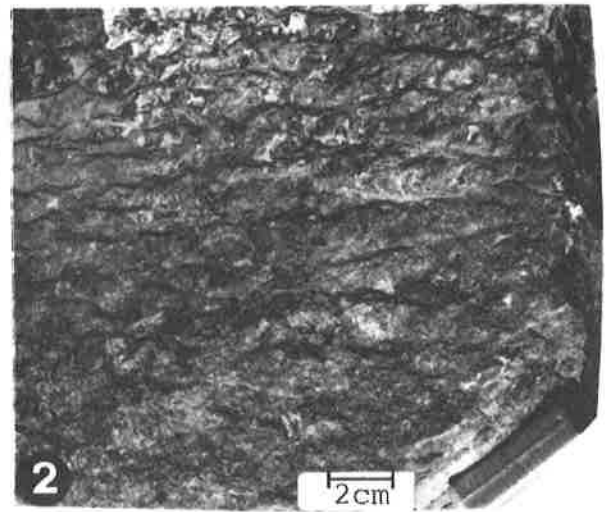


PLANCHE 24: structures de déformation atectoniques sous contraste de viscosité moyen à fort dans le complexe pré littoral.

- 1 - Phénomène de striction (étranglement) des niveaux de calcilutite dans une alternance calcilutite - argilite. Pellicule transparente (peel) d'un échantillon de l'unité 2b de l'Eperon de Nant.
- 2 - Pli-faille syngénétique dans une alternance calcilutite - argilite. Coupe naturelle, carrière des Fontenailles (Saint-Triphon), unité 3e, niveau 13.
- 3 - Petits plis ouverts, irréguliers d'un niveau de calcilutite dans une alternance de calcilutite riche en argile et de calcilutite pauvre en argile. Surface (supérieure?) d'un bloc provenant de l'unité 2b de l'Eperon de Nant.
- 4 - Ondulation témoignant de l'état semi-plastique des calcilutites lors de la déformation; les niveaux supérieurs déjà lithifiés (état quasi-solide) n'ont pas été affectés.

Bloc provenant de l'unité 2b de Chalex.

- 5 - Toutes les étapes de la déformation selon le processus B sont visibles sur ce bloc provenant de l'unité 2b de Chalex. A la base, il y a l'apparition d'une striction dans les petits niveaux de calcilutite; plus haut, nous voyons se développer un plissement général sous forme de grandes ondulations puis au sommet il y a dissociation complète des bancs et formation d'une brèche chaotique.
- 6 - Brèche chaotique fluidale: des éléments de calcilutite de toute taille nagent dans une matrice de même nature, à figures fluidales soulignées par des traînées plus riches en argile et à altération jaune claire. Coupe naturelle au toit de l'unité 2b du profil du Lac Blanc

(Vanoise). Prise de vue: J. Mégard-Galli.

Planche 24

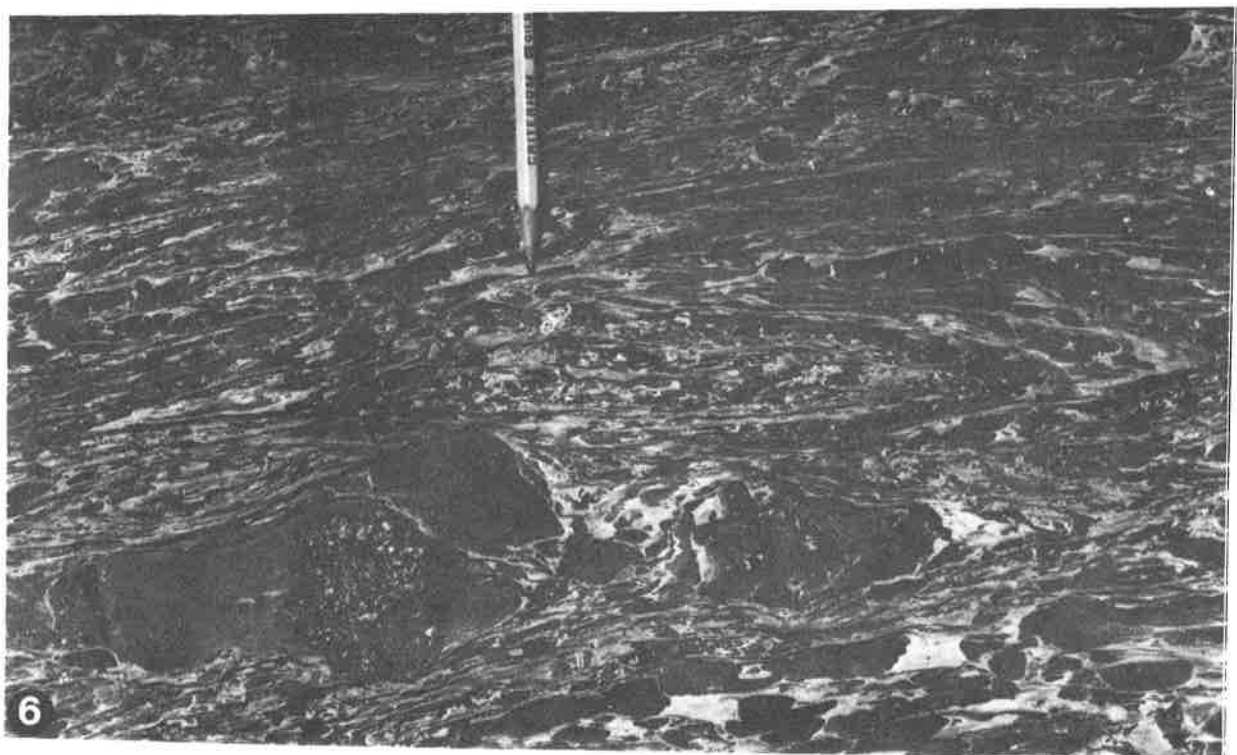
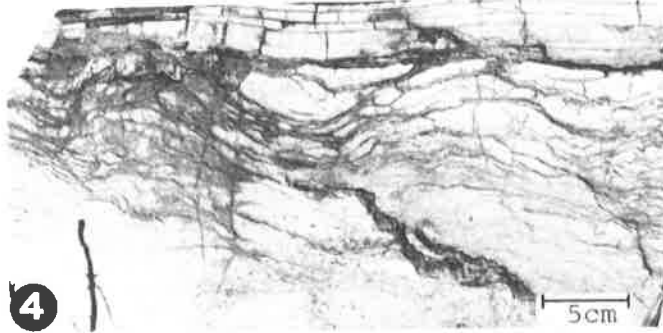
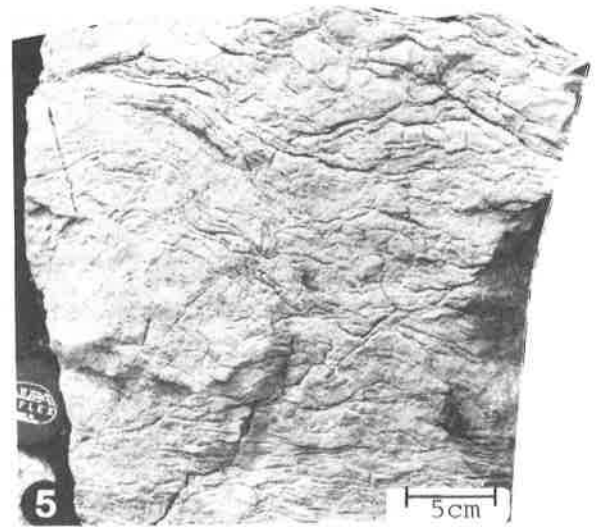


PLANCHE 25: Faciès et microfaciès à pseudo-galets mous.

Etape finale de la déformation sous fort contraste de viscosité.

- 1 - Wackestone - Rudstone à intraclastes de calcilutite noire (pseudo-galets mous). La patine jaune claire de la matrice indique une dolomitisation préférentielle. Profil de Coumattaz, unité 3c, SP 41467.
- 2 - Packstone - rudstone à intraclastes de calcilutite (pseudo-galets mous). La matrice, de même nature que les éléments, est recoupée par un gros stylolite tardif à pic large, en fait, amalgame de plusieurs stylolites superposés. Profil des Andonces (Saint-Triphon), unité 5a, SP 41229.
- 3 - Packstone - rudstone à intraclastes de calcilutite. La flèche montre un élément ayant subi avant son remaniement en même temps une striction et une fissuration. Profil de Coumatta, unité 4b, SP 41479b.
- 4 - Wackestone - rudstone à intraclastes de calcilutite (pseudo-galets mous). Les éléments figurés flottent dans une matrice parcourue par de nombreux microstylolites stratiformes. Microfaciès du niveau b de la fig. suivante (5), profil des Fontenailles, unité 3e, niveau 13, LM 41111.
- 5 - Coupe naturelle du niveau 13 de l'unité 3e de la carrière des Fontenailles (Saint-Triphon); le banc est remis à l'endroit. (a) les pseudo-galets mous sont abondants à la base du banc et forment charpente; (b) les pseudo-galets mous sont moins nombreux et flottent dans la matrice
- 6 - Rudstone pauvre en matrice, mal classé, à intraclastes de calcilutite. Profil de Dorchaux, unité 3e, LM 41356, x4,4. Ce microfaciès est comparable au microfaciès de la fig. précédente (5). La dissolution sous pression (stylolites) accentue l'interpénétration des galets.

Planche 25

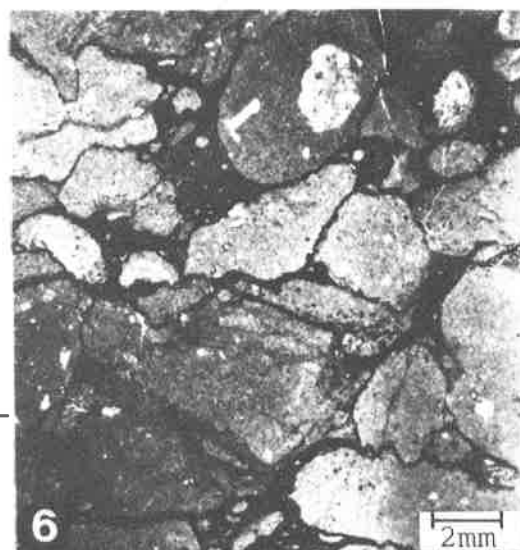
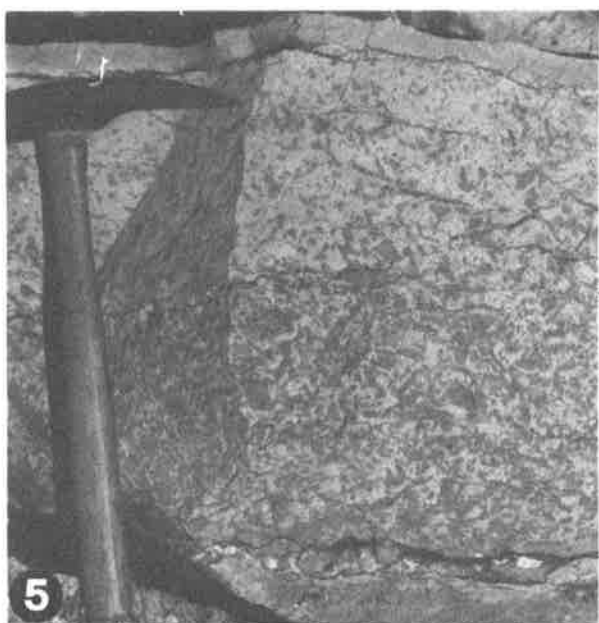
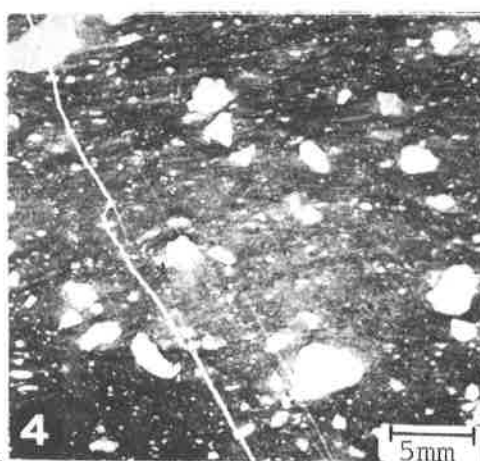
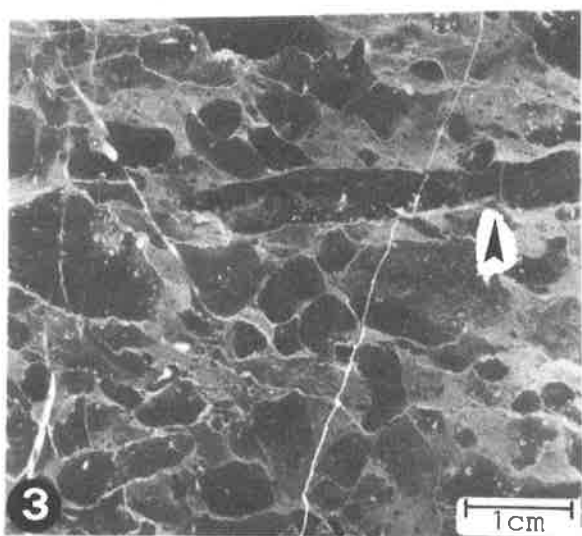
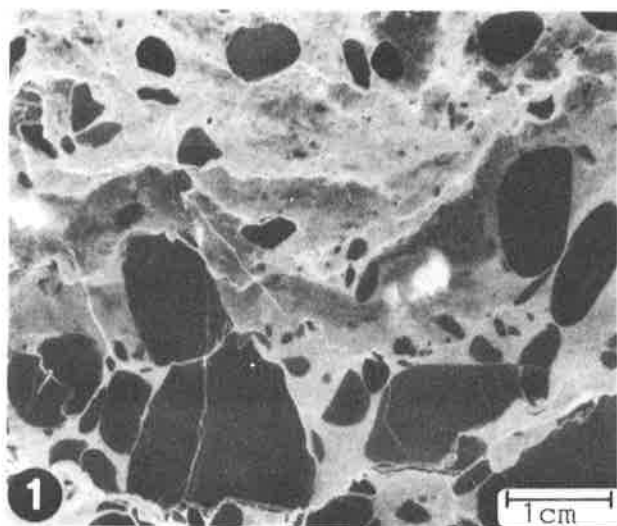


PLANCHE 26: structures biosédimentaires.

- 1 - Surface naturelle d'un banc à stromatolites en dômes plats de type LLC selon la classification de LOGAN et al.(1964). Profil du Rothorn, sommet de l'unité 5a, niveau 21. Prise de vue: J.Mégard-Galli.
- 2 - Microfaciès de la fig. précédente: boundstone à laminites algaires. La partie inférieure nous montre l'agencement complexe des laminites dans la partie centrale d'un dôme. LM 41660, x7.
- 3 - Rudstone à éléments cryptospongiaires. Les sections de ces corps sphériques montrent une texture microsparitique chagrinée avec parfois de nombreux spicules calcifiés. Profil du Giswilerstock, sommet de l'unité 4f, LM 41730, x5.

Planche 26

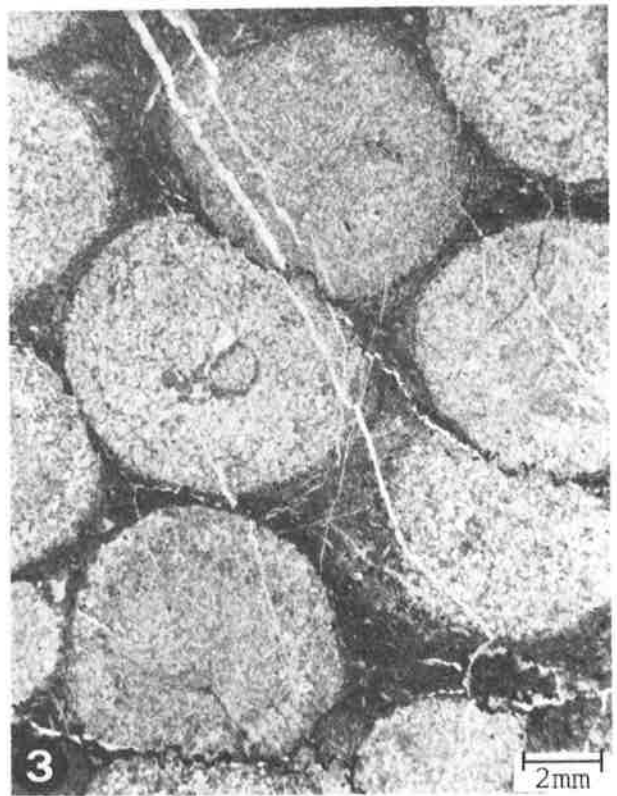
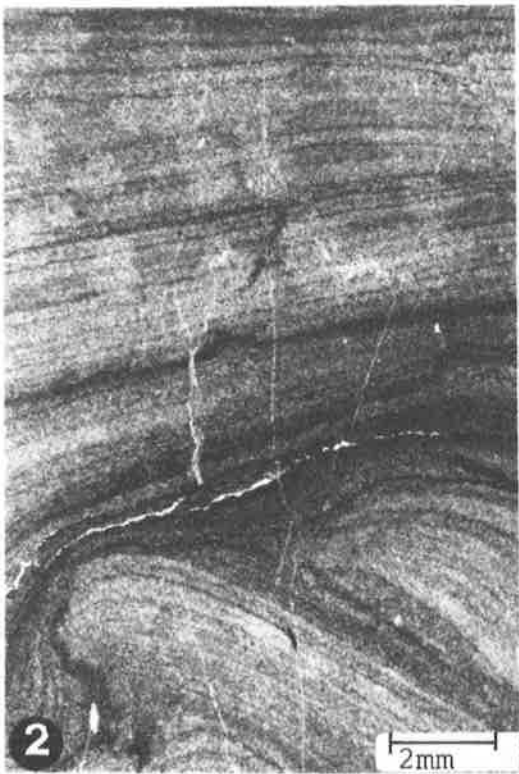
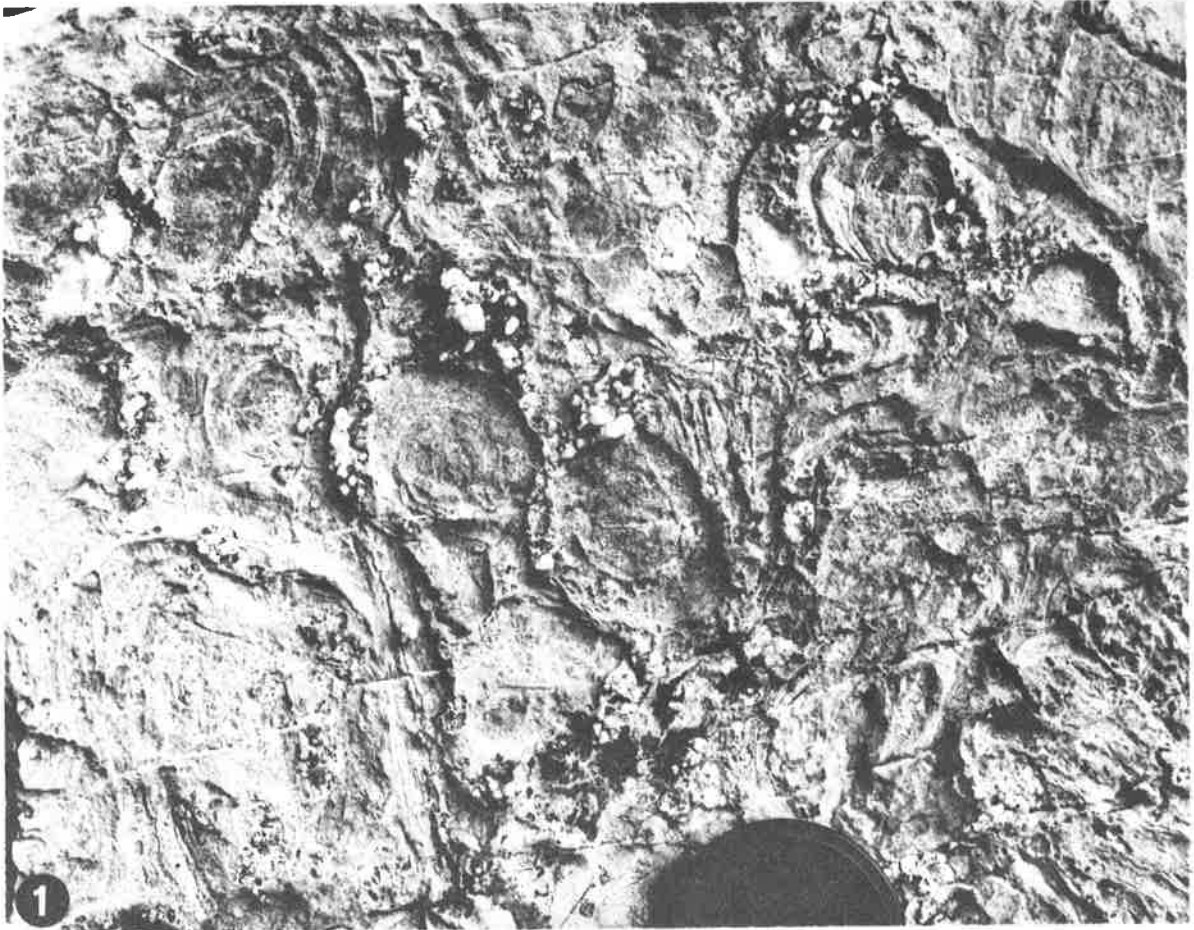


PLANCHE 27: structures et éléments biosédimentaires.

- 1 - Détail d'un boundstone à laminites millimétriques riches en spicules calcitisés: structure cryptospongiaire. Profil des Andonces (Saint-Triphon), unité 5a, LM 41224 x16.
- 2 - Boundstone à laminites irrégulières isolant des plages microsparitiques à spicules fins, calcitisés: structure cryptospongiaire. Profil de l'Eperon de Nant, unité 4d, LM 41033, x4,2.
- 3 - Petites vacuoles apparaissant au sein d'un boundstone à structure cryptospongiaire. Profil des Andonces, unité 5a, LM S959, x12,5.
- 4 - Boundstone à spicules calcitisés: élément cryptospongiaire. Profil du Giswilerstock, unité 5a, LM 41725, x12,5.
- 5 - Section d'un élément d'éponge calcaire attribué à Olangocoelia. Profil du Lessus, unité 4a, niveau 16 (fig. 20), LM 41150, x80.
- 6 - Grainstone - rudstone mal trié; gros élément cryptospongiaire de calcilutite sombre à spicules calcitisés dans la partie inférieure. Profil des Andonces, unité 4f, niveau 4 (fig.29), LM 41212, x12,5. - Détail de la fig. 30B .

Planche 27

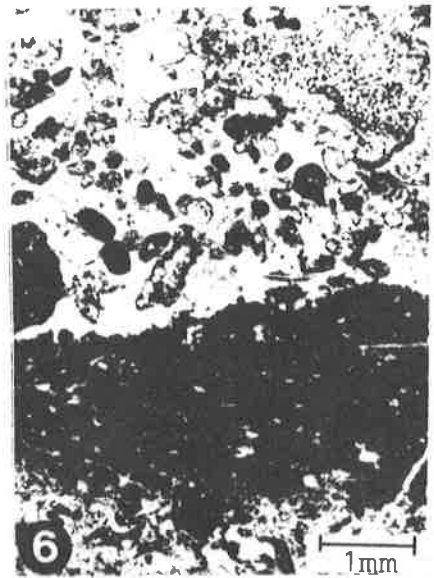
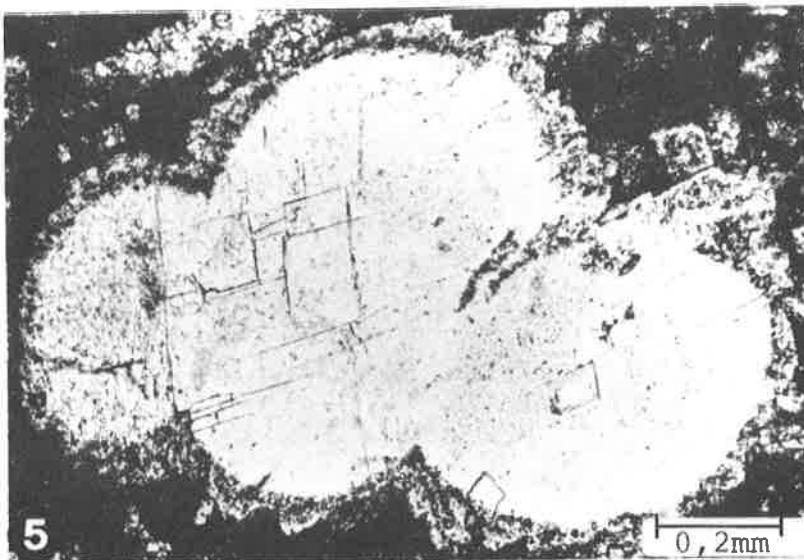
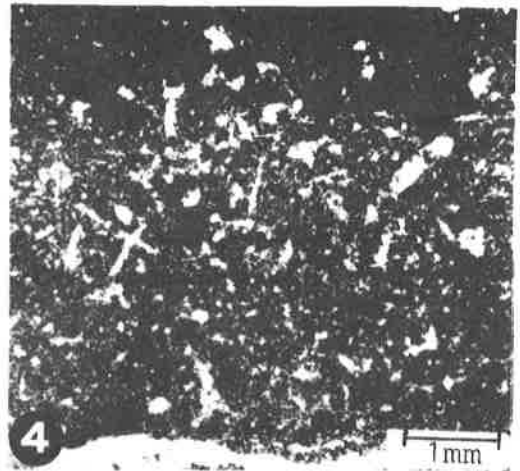
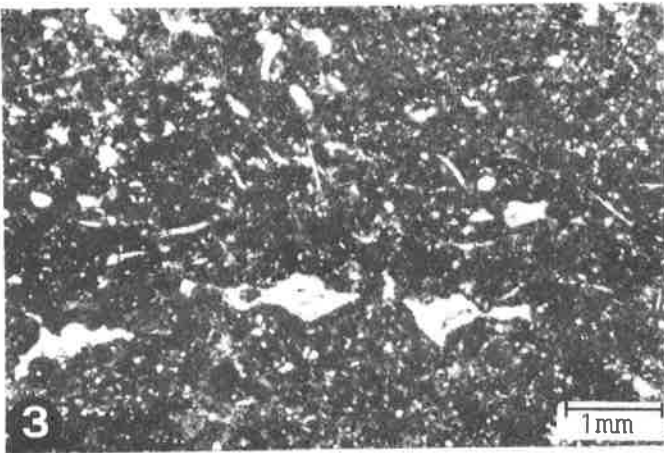
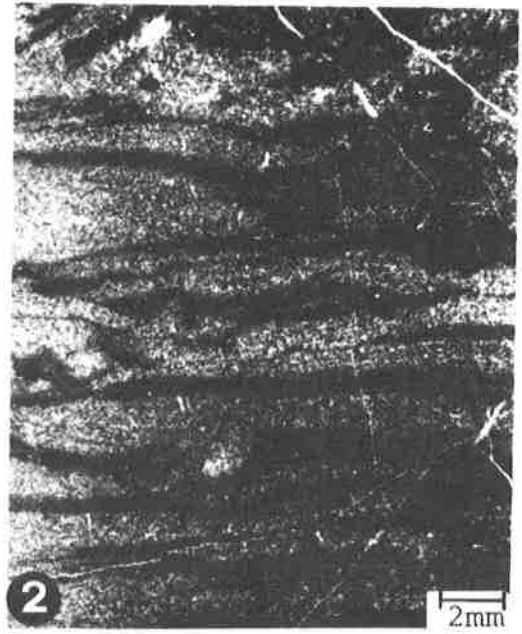
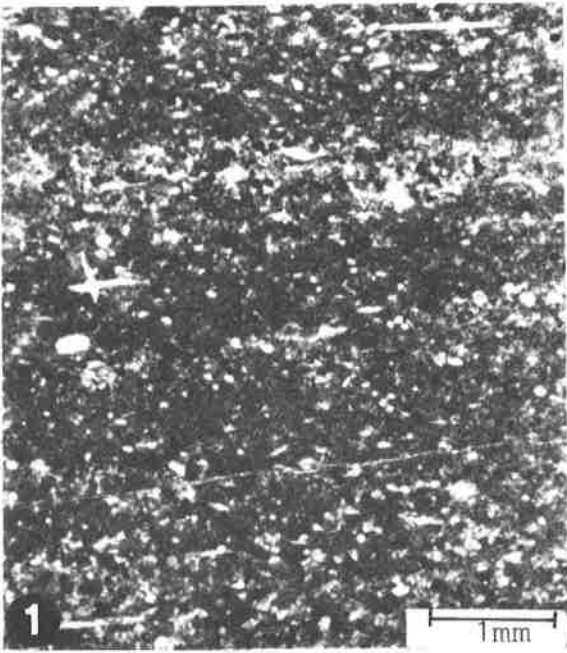


PLANCHE 28: microfaciès et bioclastes particuliers du Membre des Andonces.

- 1 - Packstone à péloïdes remplacés sélectivement par du quartz xénomorphe. Profil de Wildgrimmi (Spillgarten), unité 4b, LM 41525, x12,5, lumière naturelle.
- 2 - Mudstone à petits éléments circulaires agglutinés: il s'agit d'un mode particulier de cristallisation de la silice sous forme de sphérulites de quartzine rayonnante. Profil de Coumatta, unité 4c, LM 41482, x6,3.
- 3 - Boundstone avec pseudo-coralites (a) à texture de sparite brunâtre et porostromatoïdes (b) à réseau cellulaire. Profil du Rothorn, unité 4f, édifice 3 (fig. 32), LM 41616, x13.
- 4 - Rudstone - grainstone avec un élément de type porostromatoïde à texture cellulaire et tubulaire. Profil du Rothorn, unité 4f, niveau E' (fig. 32), LM 41607a, x12,5.

Planche 28

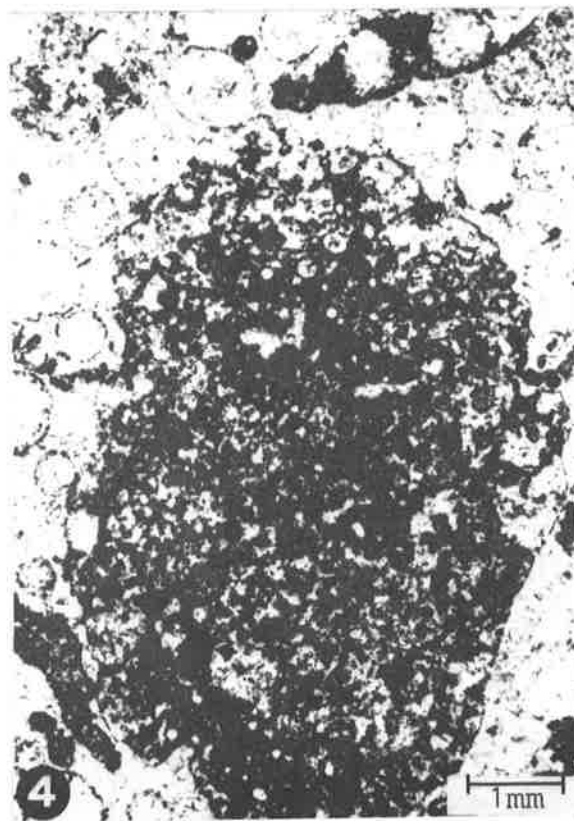
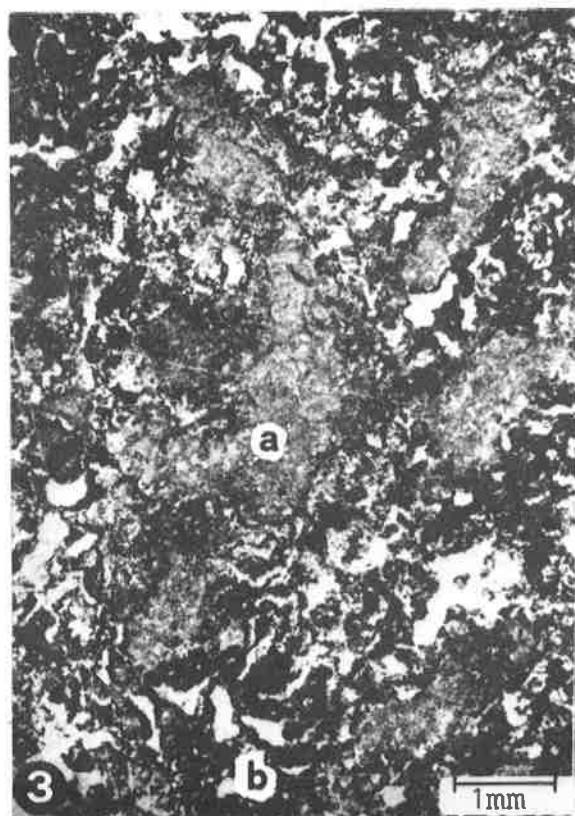
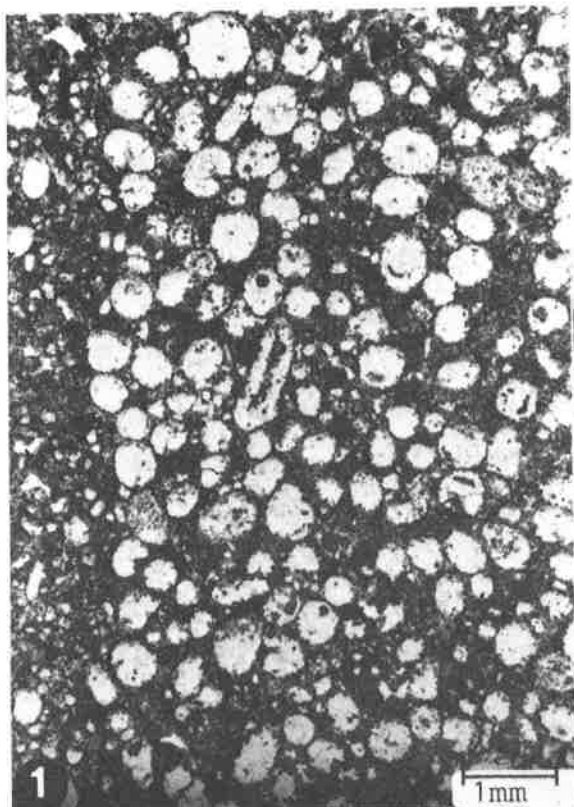
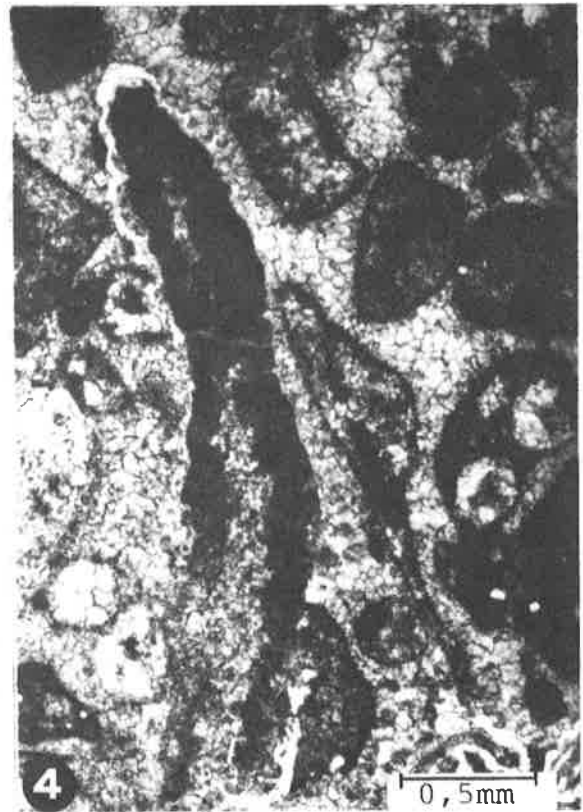
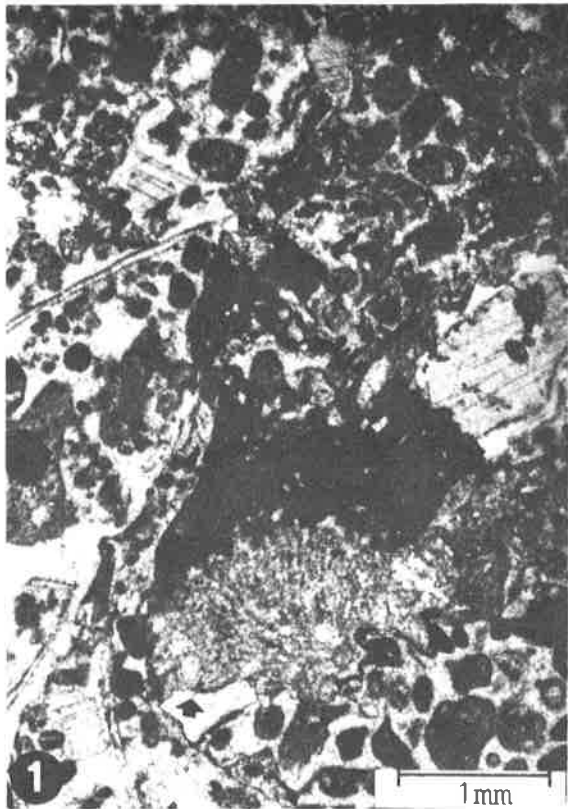


PLANCHE 29: bioclastes particuliers du complexe barrière
(unité 4f).

- 1 - Grainstone à péloïdes, agrégats, crinoïdes; au centre, nous avons un élément algaire de type Zonotrichites (flèche), surmonté par une forme encroûtante rattachée à Microtubus communis. Profil de l'Eperon de Nant, LM 41064, x 20.
- 2 - Element schizophytoïdal à texture micritique, micropéloïdale et amorce d'un réseau cellulaire. Profil de Jaggener, écaïlle du Rothorn, LM 41594, x20.
- 3 - Elément de type porostromatoïde à texture celluleuse et tubulaire. L'auréole de ciment précoce, palissadique, est bien visible. Rudstone provenant du démantèlement des petits édifices à schizophytes. Profil du Rothorn, niveau F (fig. 31), LM 41644, x21.
- 4 - Element allongé à auréole de micrite brunâtre (flèche) attribué au groupe des algues calcaires (algue rouge?) dans un grainstone de la barrière sableuse des Andonces (Saint-Triphon), niveau 4 (fig. 30), LM 41212, x35.

Planche 29



L I S T E D E S P L A N C H E S

| | <u>page</u> |
|---|-------------|
| Planche 1 : les vasières littorales. | 206 |
| Planche 2 : les platiers géants à stromatolites. | 208 |
| Planche 3 : les environnements subévaporitiques. | 210 |
| Planche 4 : les niveaux d'émersion confinés. | 212 |
| Planche 5 : dolomies de l'unité 2c, profil du Lac Blanc, Vanoise. | 214 |
| Planche 6 : niveaux de base des dolocrètes du Lessus (Saint-Triphon). | 216 |
| Planche 7 : les dolocrètes du Lessus (Saint-Triphon). | 218 |
| Planche 8 : les dolocrètes du Lessus (Saint-Triphon). | 220 |
| Planche 9 : les dolocrètes du Lessus (Saint-Triphon). | 222 |
| Planche 10 : niveaux brèchiques de la carrière du Lessus (Saint-Triphon). | 224 |
| Planche 11 : microfaciès de la séquence tidale. | 226 |
| Planche 12 : les tidalités de la carrière du Lessus (Saint-Triphon). | 228 |
| Planche 13 : microfaciès des zones abritées de la plaine d'estran. | 230 |
| Planche 14 : microfaciès des dépôts sableux de la plaine d'estran. | 232 |
| Planche 15 : microfaciès des dépôts sableux de la plaine d'estran. | 234 |
| Planche 16 : le complexe barrière du profil du Rothorn. | 236 |
| Planche 17 : les rythmites du Membre de Dorchaux. | 238 |
| Planche 18 : les rythmites de l'unité 3e (Membre du Lessus). | 240 |

| | <u>page</u> |
|---|-------------|
| Planche 19 : les rythmites de l'unité 5a (Membre des Andonces). | 242 |
| Planche 20 : figures de courant et de déformation dans l'unité 2b du profil de l'Eperon de Nant. | 244 |
| Planche 21 : structures de déformation atectoniques dans le complexe pré littoral. | 246 |
| Planche 22 : structures de déformation atectoniques sous contraste de viscosité moyen à fort dans le complexe pré littoral. | 248 |
| Planche 23 : structures de déformation atectoniques sous contraste de viscosité moyen à fort dans le complexe pré littoral. | 250 |
| Planche 24 : structures de déformation atectoniques sous contraste de viscosité moyen à fort dans le complexe pré littoral. | 252 |
| Planche 25 : Faciès et microfaciès à pseudo-galets mous. | 254 |
| Planche 26 : structures biosédimentaires. | 256 |
| Planche 27 : structures et éléments biosédimentaires. | 258 |
| Planche 28 : microfaciès et bioclastes particuliers du Membre des Andonces. | 260 |
| Planche 29 : bioclastes particuliers du complexe barrière. | 262 |

LISTE DES FIGURES ET

LISTE DES TABLEAUX

L I S T E D E S F I G U R E S

| | <u>page</u> |
|--|-------------|
| Figure 1 : localisation des profils étudiés dans les Préalpes médianes rigides. | 15 |
| Figure 2 : emplacement de la Formation de Saint-Triphon dans le profil palinspastique des Préalpes médianes. | 18 |
| Figure 3 : place de la Formation de Saint-Triphon dans le profil lithologique des Préalpes médianes rigides. | 19 |
| Figure 4 : la région type de Saint-Triphon; carte géologique simplifiée et emplacement des profils lithologiques. | 33 |
| Figure 5 : construction palinspastique de l'emplacement des principaux profils lithologiques de la Formation de Saint-Triphon. | 37 |
| Figure 6 : résultat des analyses de diffraction X d'échantillons du Rocher du Midi. | 45 |
| Figure 7 : résultats des analyses de diffraction X d'échantillons du Mont d'Or. | 46 |
| Figure 8 : résultats des analyses de diffraction X d'échantillons du Mont d'Or. | 47 |
| Figure 9 : résultats des analyses de diffraction X d'échantillons des Spillgerten. | 48 |
| Figure 10 : résultats des analyses de diffraction X d'échantillons provenant des niveaux de marnes dolomitiques et argilites. | 49 |
| Figure 11 : diffractogrammes caractéristiques, faciès à illite - smectites. | 52 |
| Figure 12 : diffractogrammes caractéristiques, faciès à illite - chlorite. | 53 |
| Figure 13 : localisation stratigraphique de la céléstine et de la fluorine dans le Trias moyen des Préalpes médianes rigides. | 61 |
| Figure 14 : modèle général des paléoenvironnements de la Formation de Saint-Triphon. | 71 |

| | <u>page</u> |
|--|-------------|
| Figure 15 : milieux de dépôts du complexe margino-littoral. | 75 |
| Figure 16 : extension stratigraphique du complexe marginolittoral. | 76 |
| Figure 17 : extension stratigraphique des platier géants à stromatolites. | 79 |
| Figure 18 : localisation stratigraphique des grands niveaux d'émersion, confinés. | 82 |
| Figure 19 : A - niveau d'émersion relevé à Dorchaux (Mont d'Or), B - séquence virtuelle d'un niveau d'émersion en milieu confiné. | 83 |
| Figure 20 : les dolocrètes de la carrière du Lessus (Saint-Triphon). | 86 |
| Figure 21 : profils lithologiques détaillés des dolocrètes de la carrière du Lessus (Saint-Triphon). | 87 |
| Figure 22 : milieux de dépôts du complexe de plaine d'estran. | 92 |
| Figure 23 : extension stratigraphique du complexe de plaine d'estran. | 93 |
| Figure 24 : profil lithologique et interprétation des milieux de dépôts de plaine d'estran dans la carrière N du Lessus (Saint-Triphon). | 95 |
| Figure 25 : modèle de séquence tidale idéale ou virtuelle. | 96 |
| Figure 26 : séquences tidales (1 à 6) relevées dans la carrière N du Lessus (Saint-Triphon). | 97 |
| Figure 27 : extension stratigraphique du complexe barrière. | 103 |
| Figure 28 : le complexe barrière dans la carrière des Andonces (Saint-Triphon). | 105 |
| Figure 29 : faciès principaux et dessin de la barrière sableuse de la carrière des Andonces (Saint-Triphon). | 107 |
| Figure 30 : les microfaciès principaux de la barrière sableuse de la carrière des Andonces (Saint-Triphon). | 108 |

| | <u>page</u> |
|--|-------------|
| Figure 31 : profil lithologique et type de sédiments carbonatés du complexe barrière dans l'unité 4f de l'échelle du Rothorn (Dientigtal). | 111 |
| Figure 32 : profil lithologique et faciès principaux du complexe barrière E'-G' au toit de l'unité 4f de l'échelle du Rothorn (Dientigtal). | 113 |
| Figure 33 : modèles de séquences élémentaires du complexe barrière. | 115 |
| Figure 34 : position du complexe pré littoral en fonction de l'évolution de la plateforme carbonatée. | 118 |
| Figure 35 : extension stratigraphique du complexe pré littoral. | 119 |
| Figure 36 : profil lithologique et types de sédiments du complexe pré littoral dans l'unité 5a de la carrière des Andonces (Saint-Triphon). | 126 |
| Figure 37 : déformations des joints de drainage dans un sédiment en état hydroplastique. | 131 |
| Figure 38 : types de joints argileux de dissolution sous pression ("clay seams"). | 137 |
| Figure 39 : profils lithologiques comparés et évolution des milieux de dépôts de la base de la Formation de Saint-Triphon dans les localités de Plan de l'Etalle (Rocher du Midi), de Dorchaux (Mont d'Or) et de Chalex. | 145 |
| Figure 40 : stratigraphie, courbe d'évolution des milieux de dépôts, phases transgressives (A - F) et régressives (1 - 6) de la Formation de Saint-Triphon, et proposition d'une courbe eustatique pour l'Anisien. | 177 |
| Figure 41 : modèle paléogéographique schématique des domaines marins subsidents ("bassins") intracontinentaux d'Europe sud-occidentale au Trias moyen. | 182 |

L I S T E D E S T A B L E A U X

| | <u>page</u> |
|--|-------------|
| Tableau 1 : corrélation des unités lithologiques introduites par les différents auteurs avec les subdivisions de la Formation de Saint-Triphon. | 17 |
| Tableau 2 : classification des calcaires d'EMBRY & KLOVAN (1971). | 23 |
| Tableau 3 : cadre biochronologique téthysien et subdivisions adoptées pour l'Anisien. | 40 |
| Tableau 4 : classification des structures de dépôts et de déformations syngénétiques en fonction de l'état du sédiment et des facteurs énergétiques. | 121 |
| Tableau 5 : interprétation biochronologique de la Formation de Saint-Triphon. | 172 |

ANNEXE A

Profils lithologiques détaillés

ANNEXE A

Légende générale des profils lithologiques.

Colonne lithologique.

- I âge
- II Membre
- III mégaséquence
- IV unité
- V lithologie
- VI niveaux

- F fossiles, microfossiles
- E No des échantillons et des lames minces suivi de l'abréviation du microfaciès









Colonne des paléoenvironnements

- 1 marais maritimes, arrière côte
- 2 platiers géants à stromatolites
- 3 littoral, paralique
- 4 plaine d'estran proximale
- 5 plaine d'estran distale, fonds à dominance boueuse
- 6 accumulations sableuse de la plaine d'estran
- 7 barrière sableuse
- 8 plaine maritime pré littorale (calcaires vermiculés)

Microfaciès

- | | | | |
|---|---------------------|----|---------------------|
| M | mudstone | DM | dolomudstone |
| W | wackstone | DW | dolowackstone |
| P | packstone | DP | dolopackstone |
| G | grainstone | DG | dolograinstone |
| S | lime siltstone | DS | dolosiltstone |
| R | rudstone | DR | dolorudstone |
| B | Boundstone | DB | dolobounstone |
| C | calcaire cristallin | DC | dolomie cristalline |
| | | De | dedolomite |
- transition entre 2 textures
/ limite nette entre 2 textures

Symboles lithologiques

- | | | | |
|---|----------------------|---|-------------------|
|  | calcaire |  | dolomie |
|  | calcaire marneux |  | dolomie marneuse |
|  | calcaire dolomitique |  | argilite, siltite |
|  | calcrète |  | dolocrète |

Symboles des éléments figurés non squelettiques et squelettiques

- | | | | |
|---|------------------------------|----|------------------|
| • | peloïde | ≈ | stromatolite |
| ◦ | ooïde (oolite superficielle) | / | algue verte |
| ∞ | agrégat, grain composé | () | foraminifère |
| ⋯ | micropeloïde | ψ | spicule d'éponge |
| / | grain dolomitique | ★ | crinoïde |
| ● | intraclaste | ⊙ | ophiure |
| ⊙ | galet mou, galet plat | ⊗ | pélécy-pode |
| ⋯ | débris silteux | ∇ | brachiopode |
| ⊙ | coprolite de crustacé | ~ | ostracode |
| ∂ | spirorbis | i | radiole d'oursin |
| Δ | gastéropodes | | |

Structures, concrétions

- | | | | |
|------|----------------|---|--|
| ●qsi | silex | f | bioturbation importante |
| qs | silicification | ∞ | terriers |
| q | quartz | ◇ | pseudomorphose de cristaux d'évaporite |
| ▲ | brèche | | |

ANNEXE A

Liste des profils

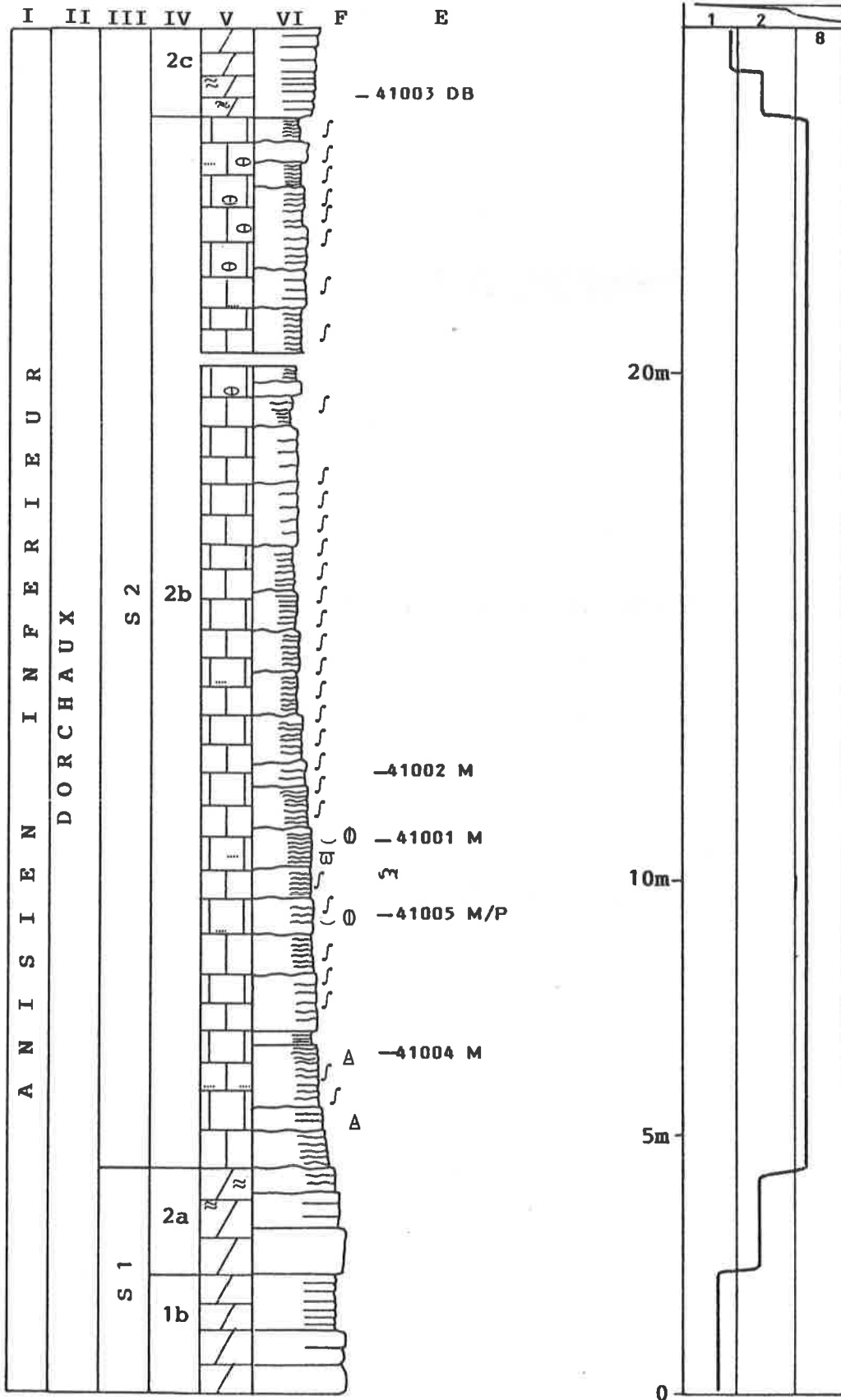
| | | |
|-----------|--------------------------------------|-----|
| A1 | Eperon de Nant, profils 1 à 6 | 277 |
| A2 | Dréveneuse, profils 7 à 10 | 285 |
| A3 | Saint-Triphon, profils 11 à 14 | 291 |
| A4 | Grande-Eau (Chalex), profils 15 à 19 | 297 |
| A5 | Mont d'Or, profils 20 à 25 | 303 |
| A6 | Rocher du Midi, profils 26 à 30 | 311 |
| A7 | Rocher Plat, profils 31 à 35 | 317 |

ANNEXE A 1

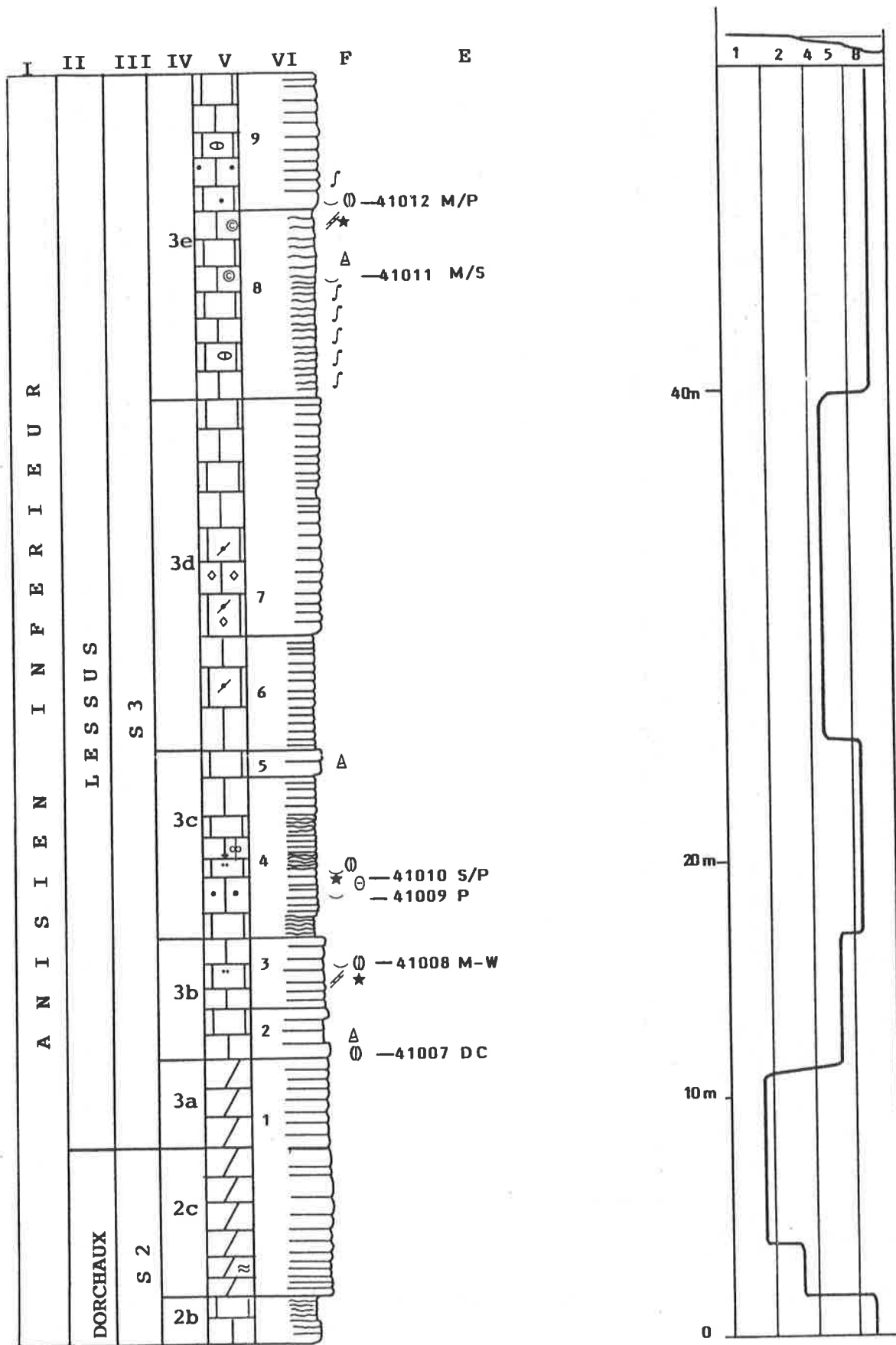
EPERON DE NANT (LE SAIX)

- Val d'Abondance, Savoie, France -

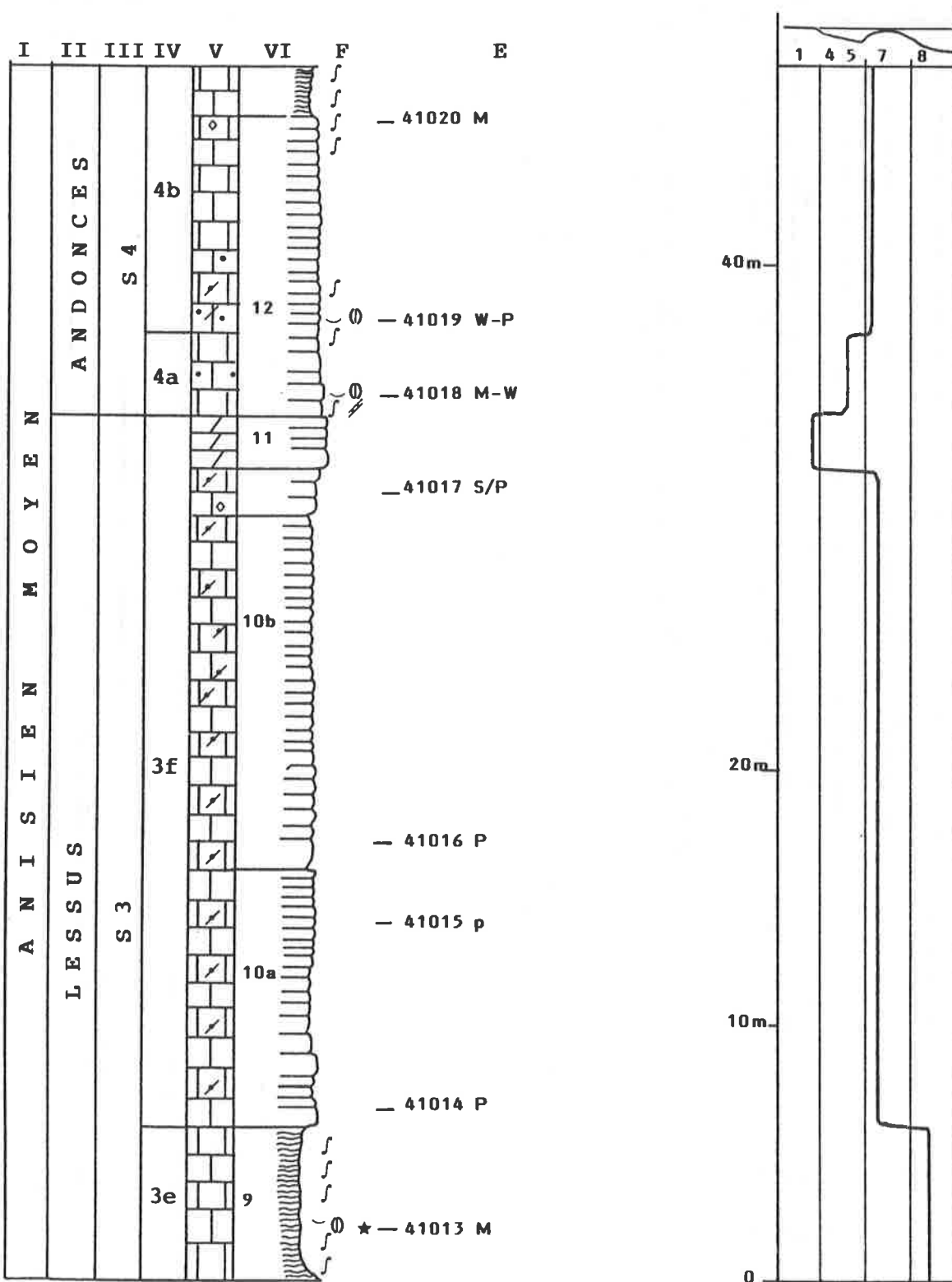
profils 1 à 6



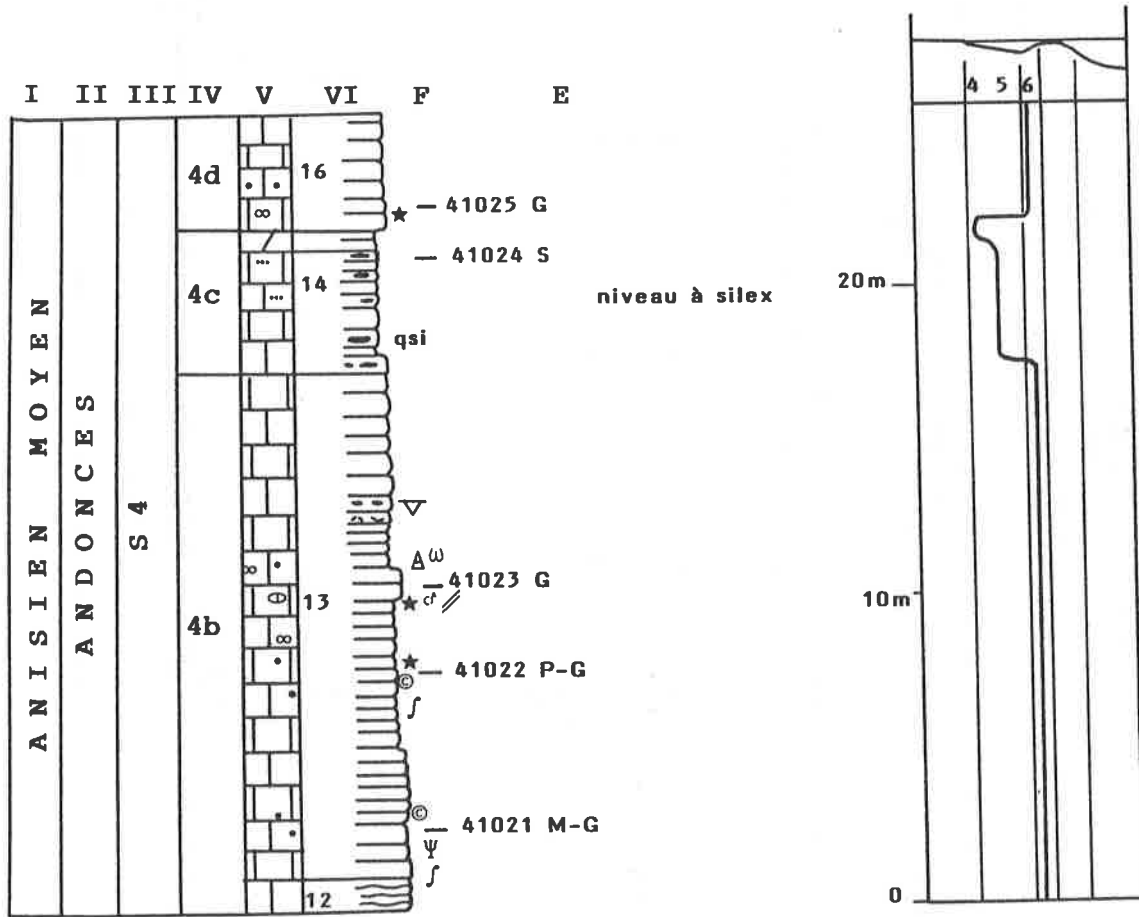
Eperon de Nant - Annexe A1 - Profil 1: anciennes carrières.
1240m , Coordonnées: 552,820/125,980



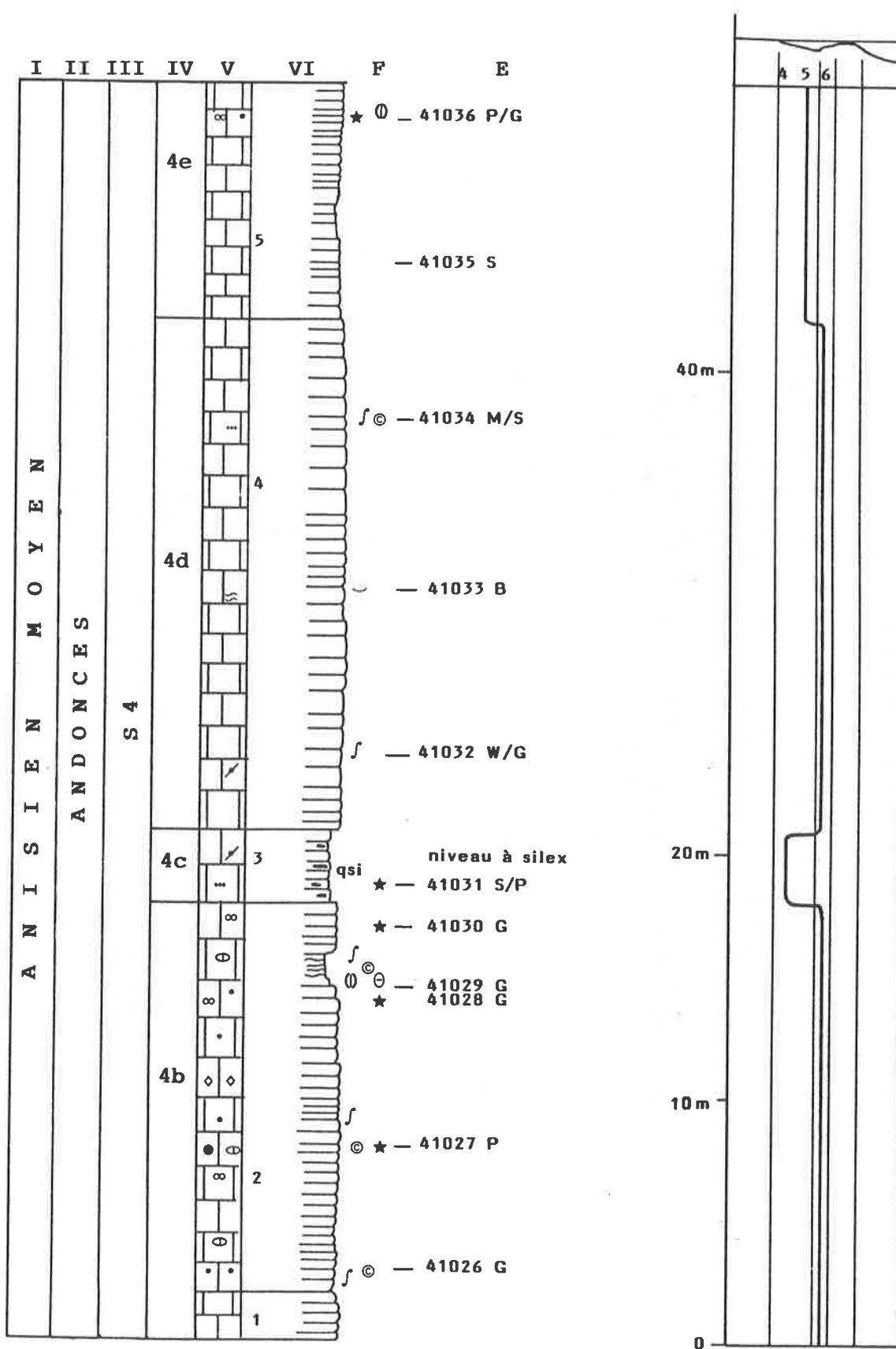
Eperon de Nant (Le Saix) - Annexe A1 - Profil 2: sur les anciennes carrières, 1280m , coordonnées: 552,880/126,060 .



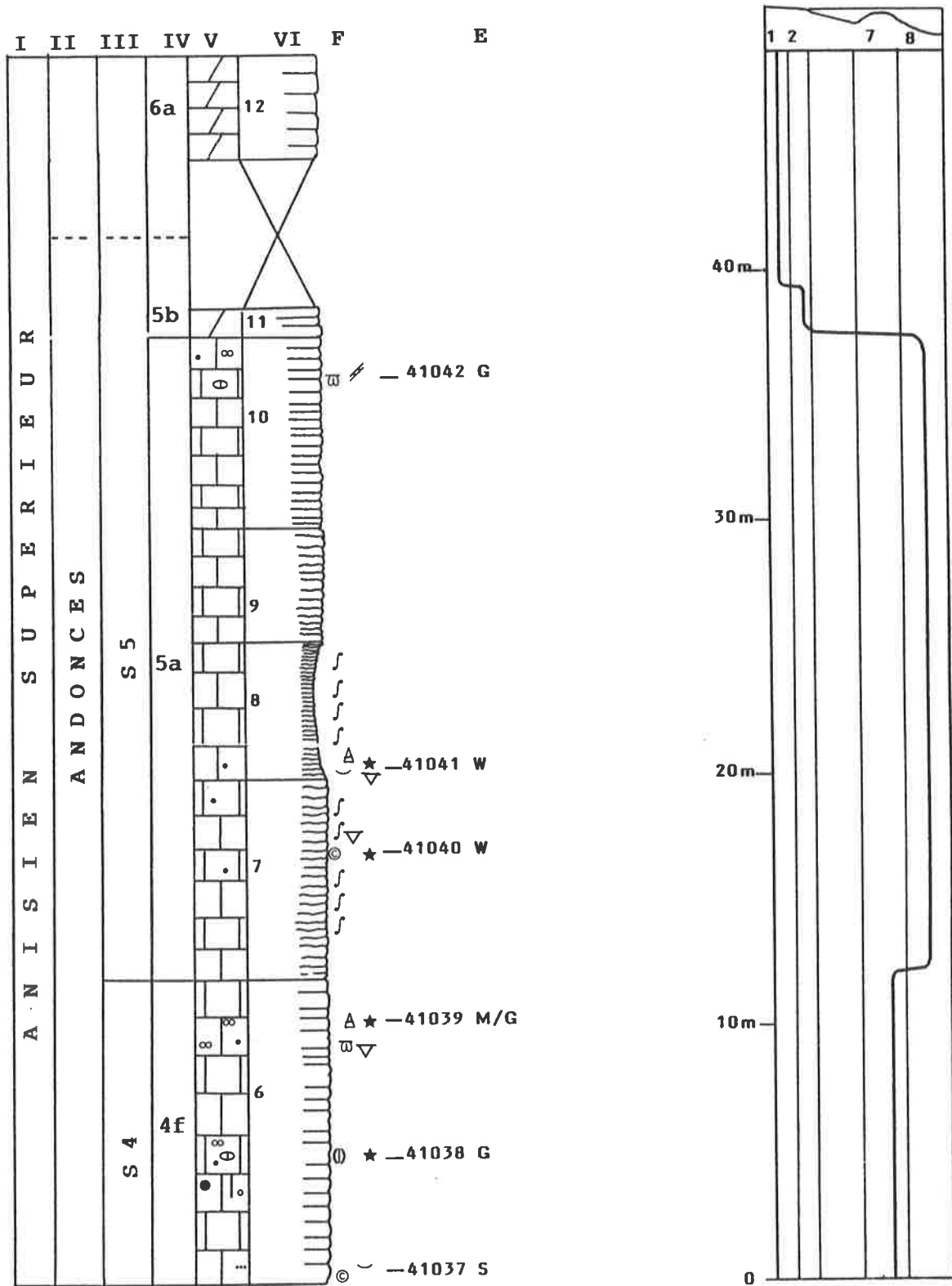
Eperon de Nant (Le Saix) - Annexe A1 - Profil 3: Le Saix, 1310m ,
 coordonnées: 552,800/126,080



Eperon de Nant (Le Saix) - Annexe A1 - Profil 4: Le Saix, 1330m,
coordonnées: 552,780/126,100 .



Eperon de Nant (Le Saix) - Annexe A1 - Profil 5: Le Saix, 1310m
coordonnées: 552,700/126,040 .



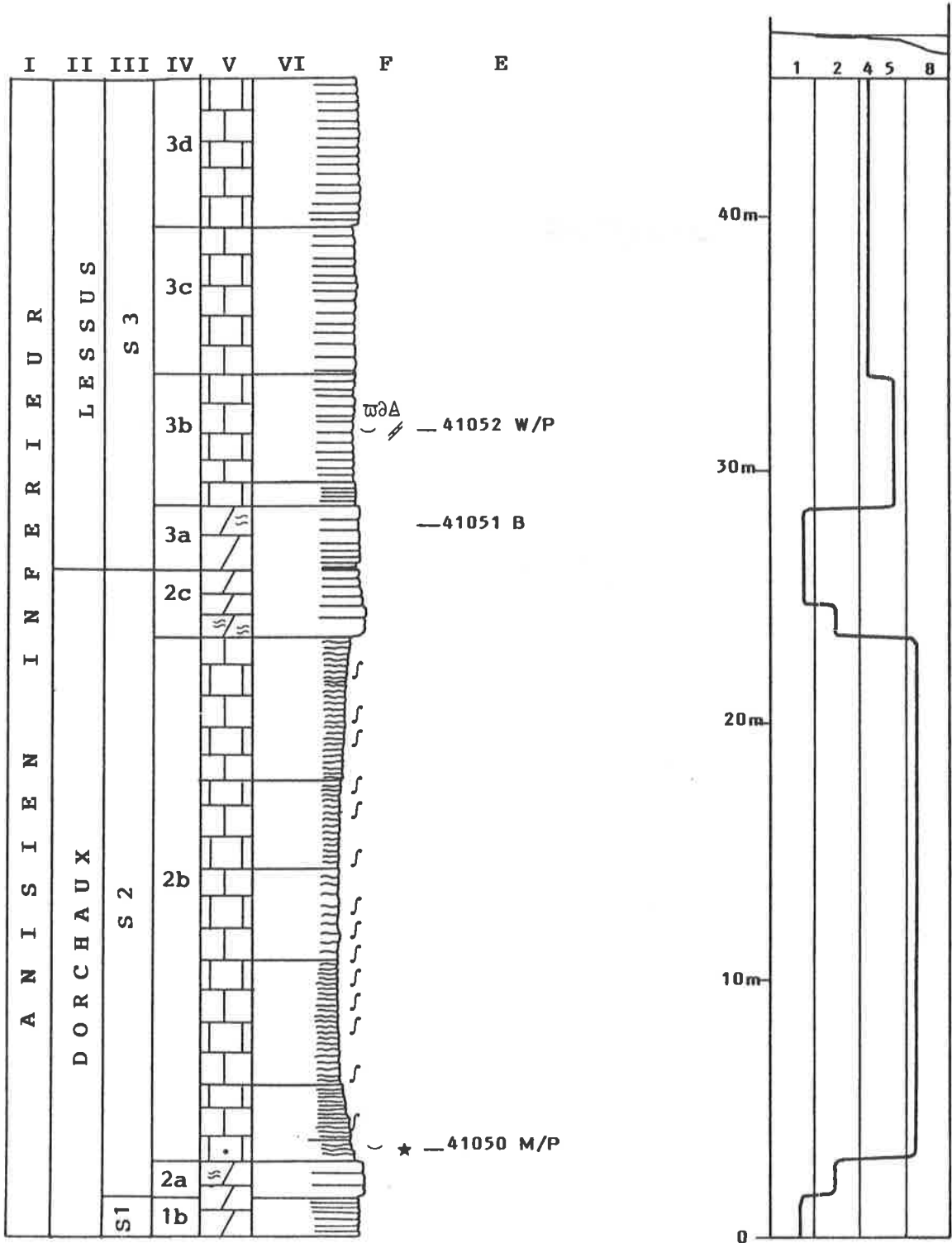
Eperon de Nant (Le Saix) - Annexe A1 - Profil 6: Le Saix, 1310m ,
 coordonnées: 552,640/126,080 .

ANNEXE A 2

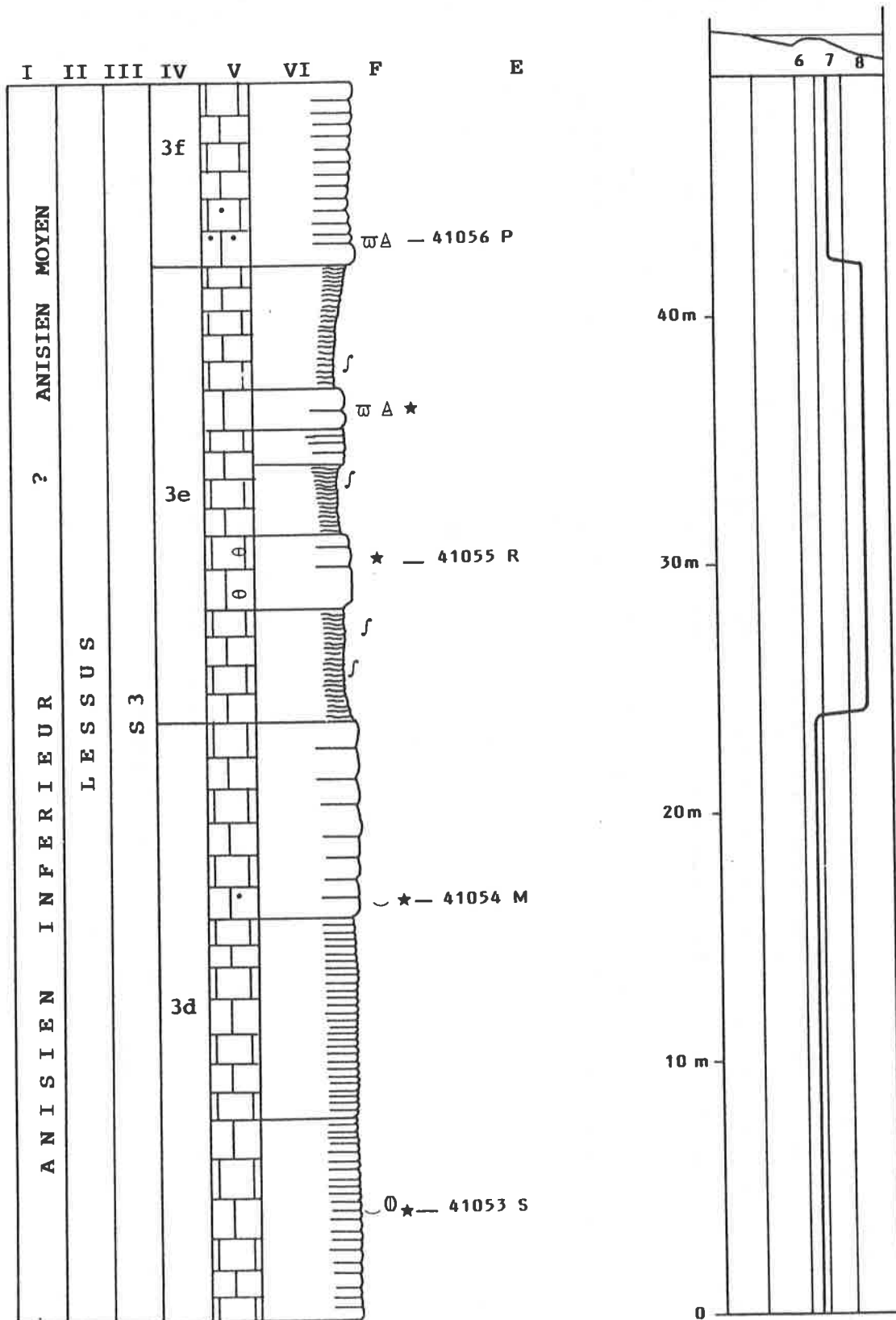
DREVENEUSE

- Préalpes valaisannes -

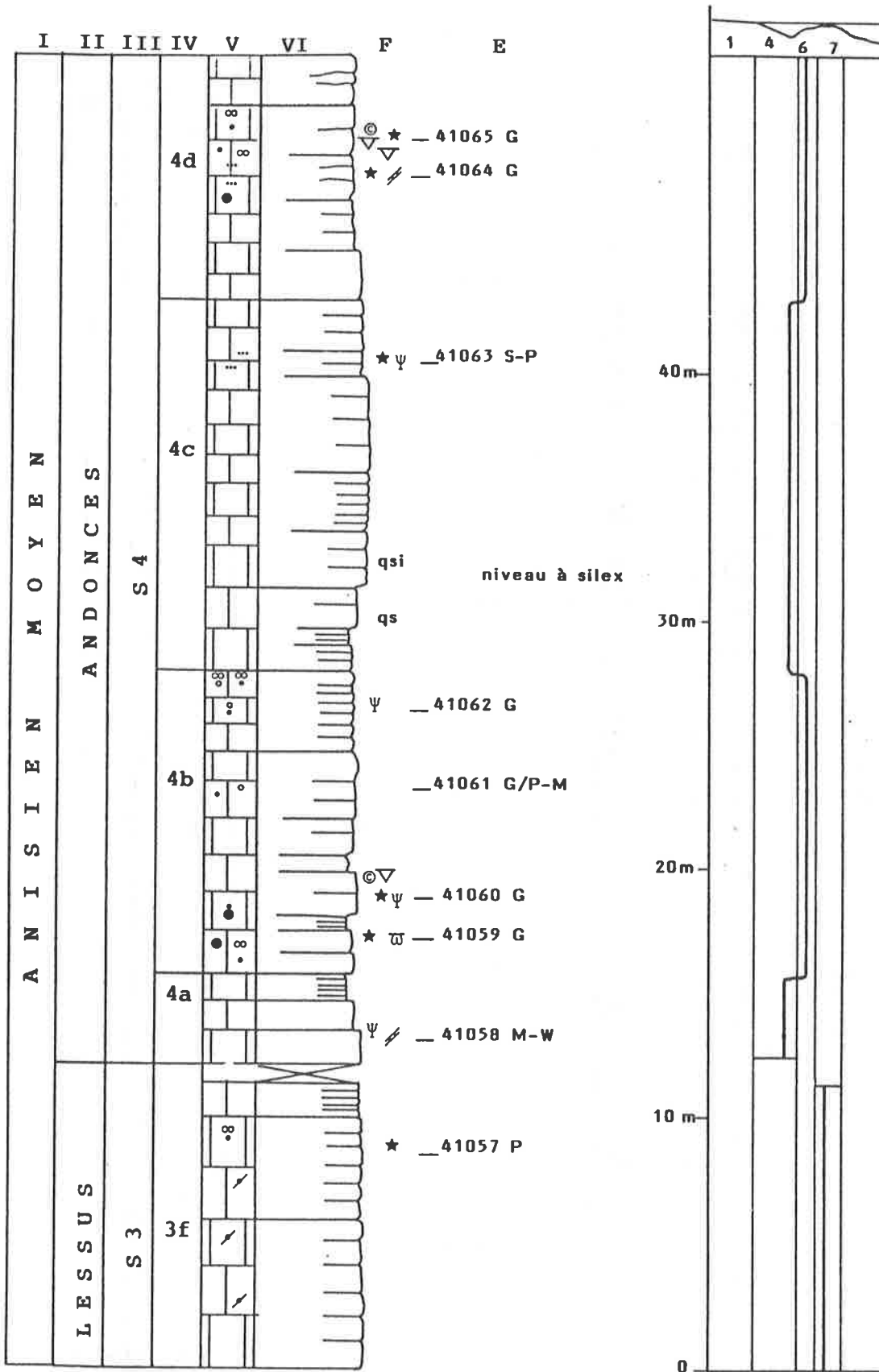
Profils 7 à 10



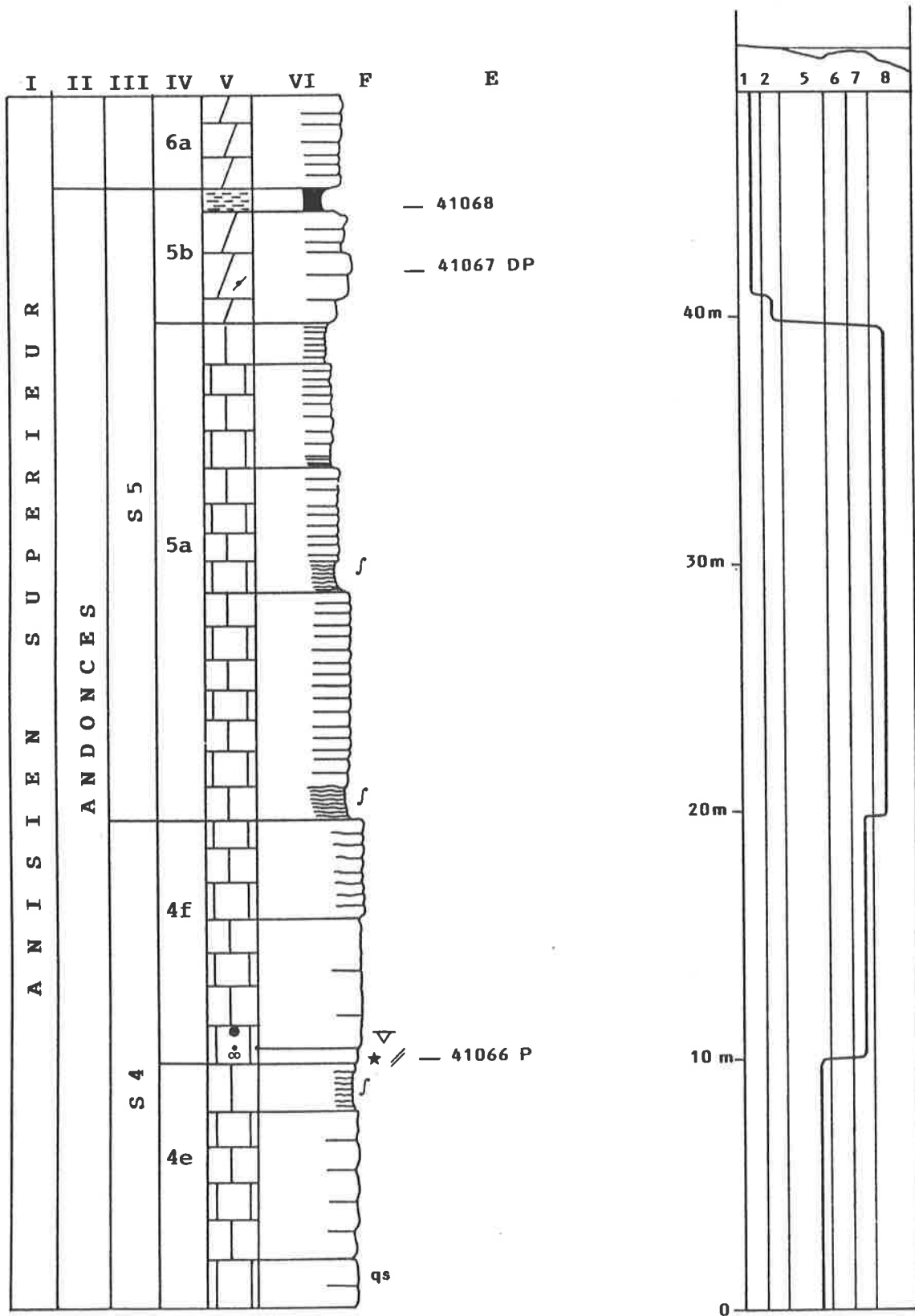
Dreveneuse - Annexe A2 - Profil 7: Châble Croix, 400m ,
coordonnées: 559,040/127,440 .



Dreveneuse - Annexe A2 - Profil 8: Châble Croix , 420m ,
coordonnées: 559,000/127,420 .



Drevenueuse - Annexe A2 - Profil 9: Châble Croix, 450m ,
coordonnées: 558,950/127,400 .



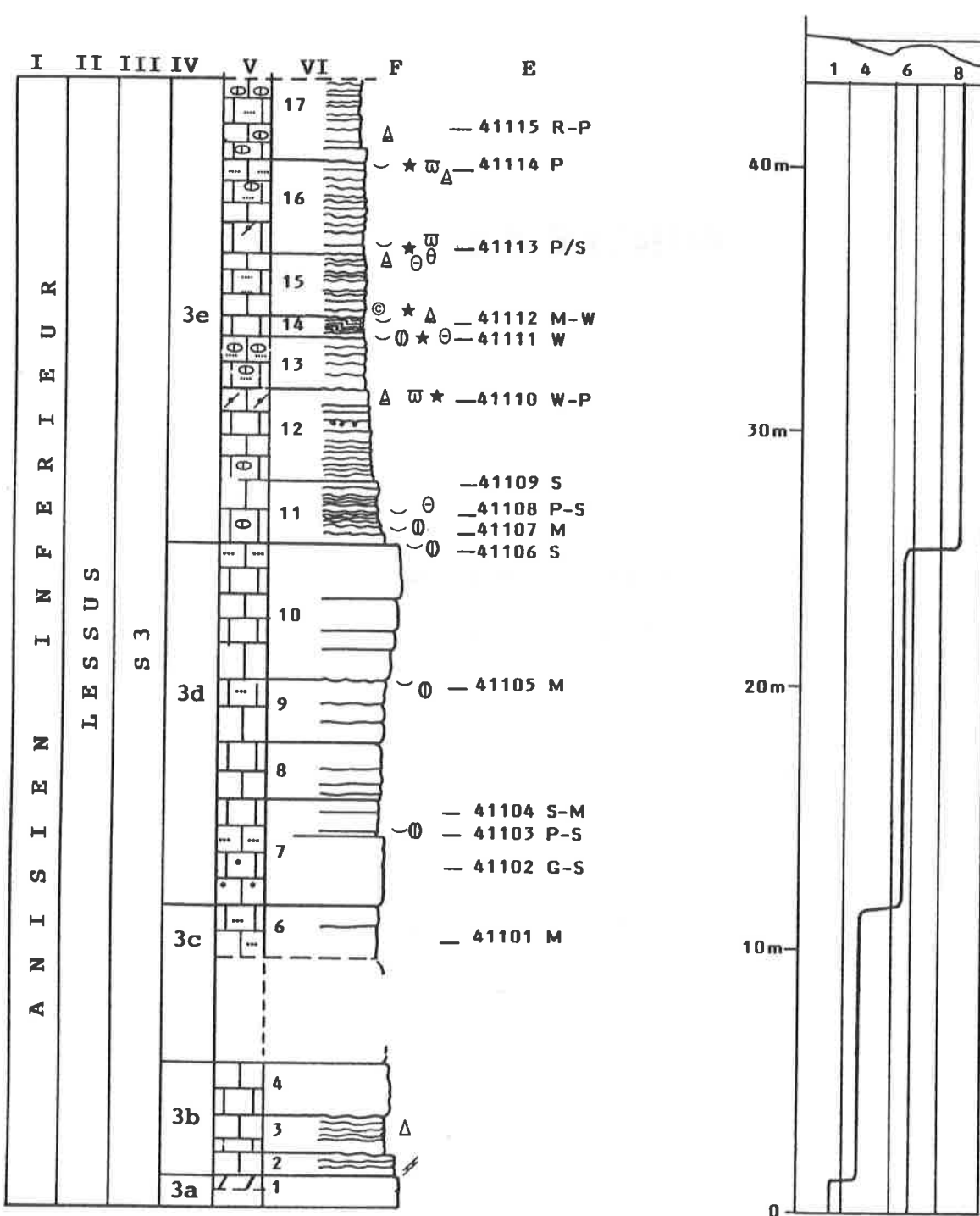
Dreveneuse - Annexe A2 - Profil 10: Châble Croix, 480m
coordonnées: 558,900/127,300 .

ANNEXE A 3

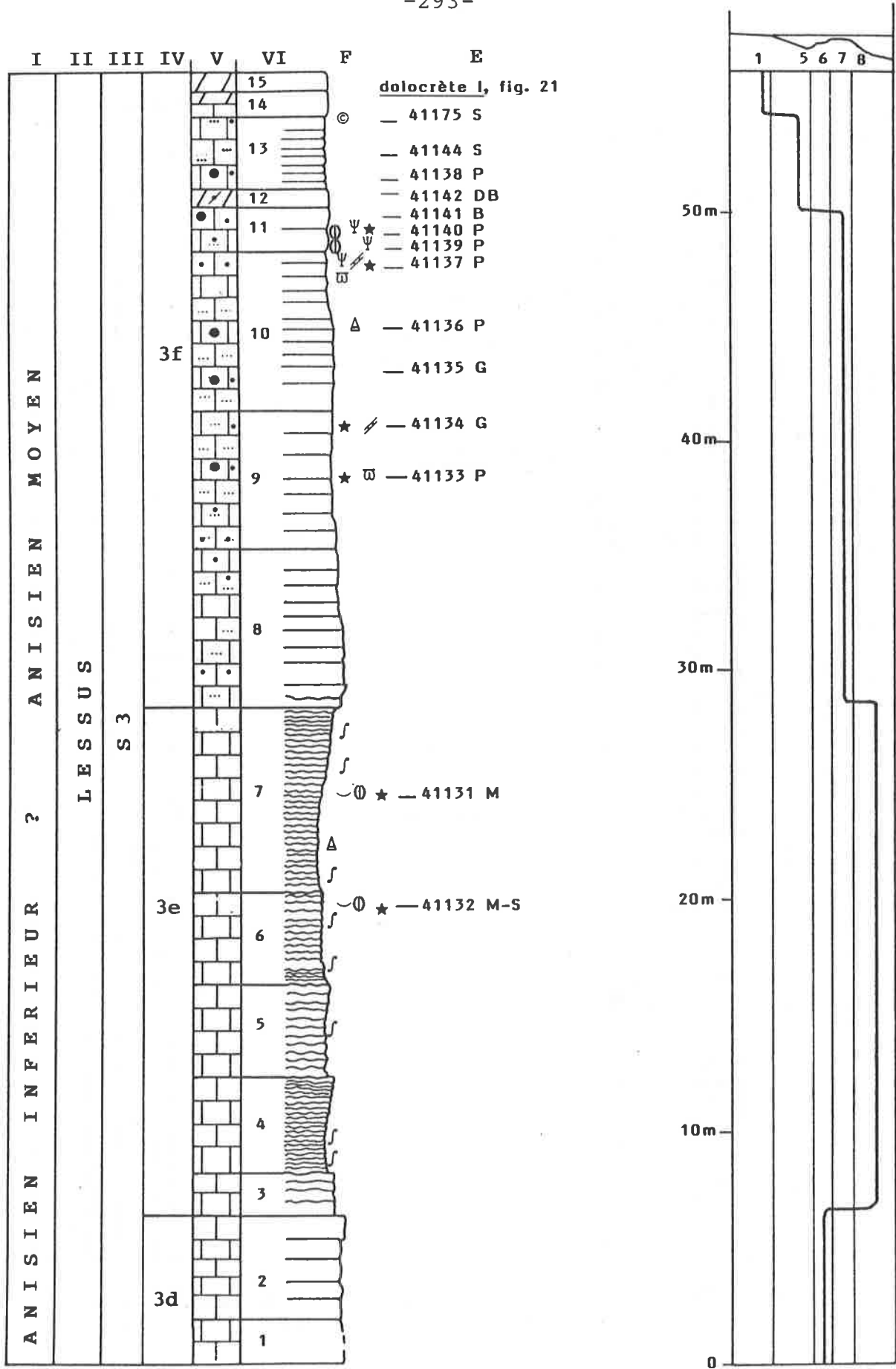
SAINT - TRIPHON

- Vallée du Rhône -

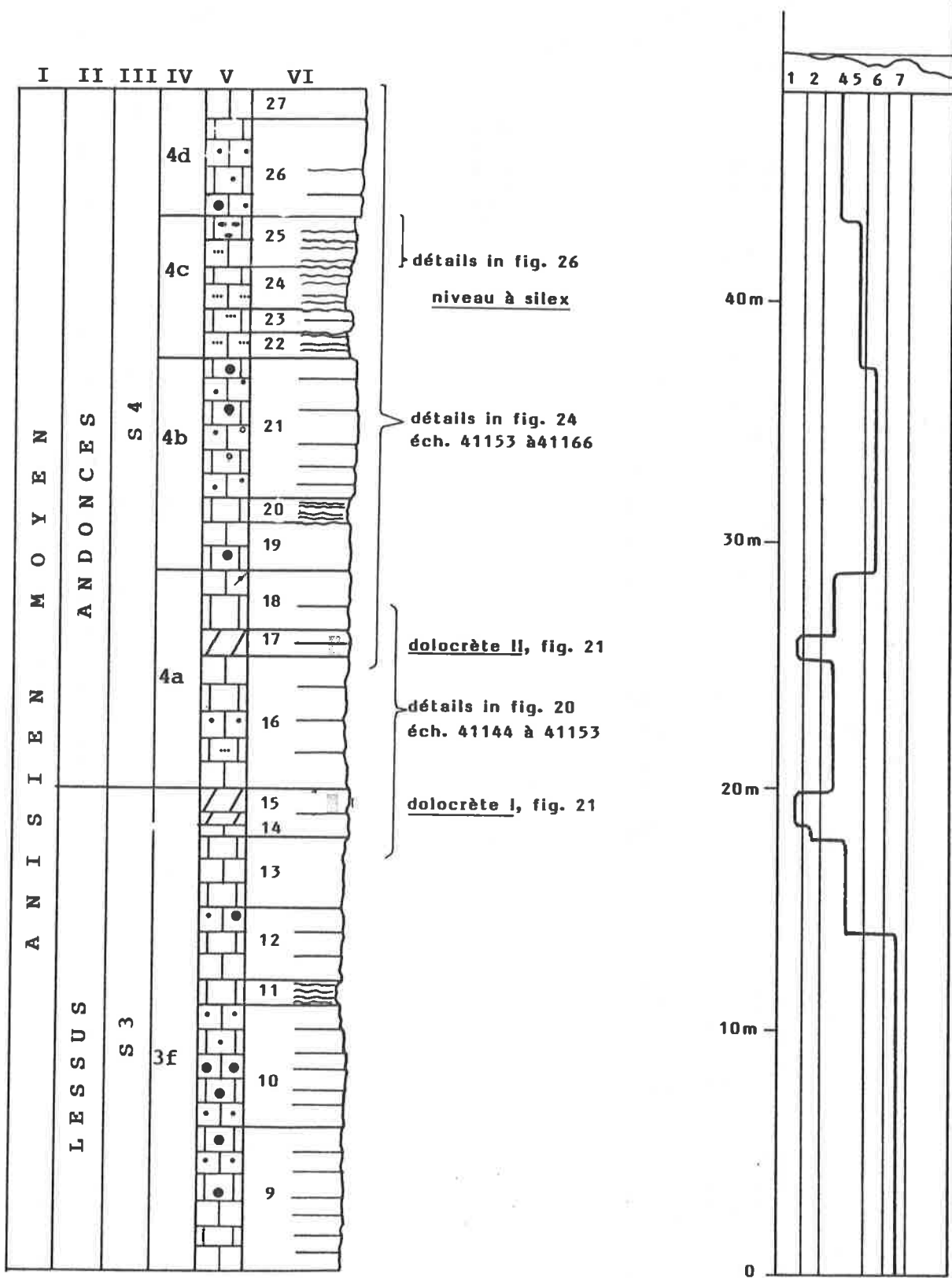
Profils 11 à 14



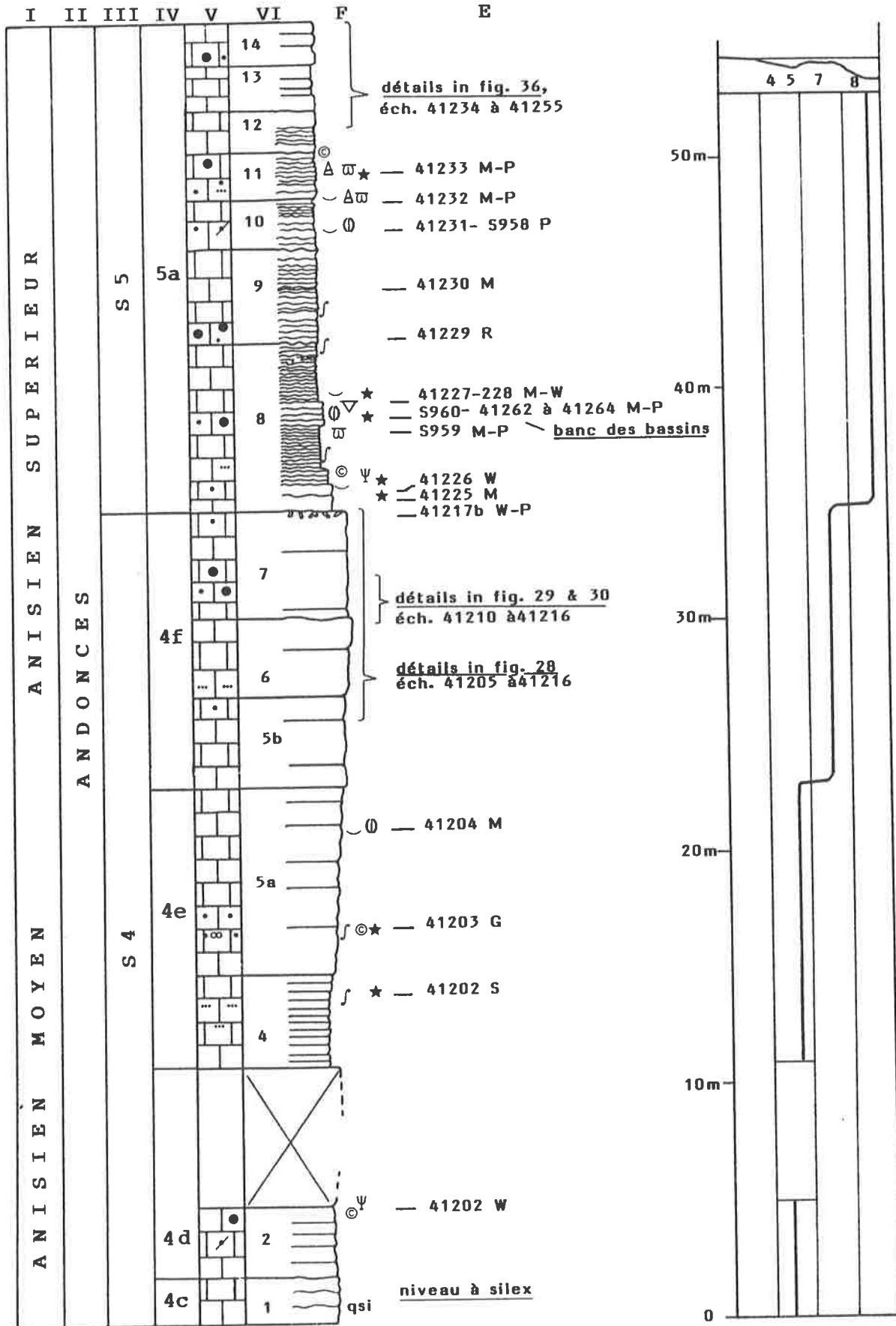
Saint-Triphon - Annexe A3 - Profil 11: colline du Lessus et
 carrière des Fontenailles, coordonnées: 564,470/127,180.



Saint-Triphon - Annexe A3 - Profil 12: carrière W du Lessus, 400m , coordonnées: 564,100/127,160 .



Saint-Triphon - Annexe A3 - Profil 13: carrière N du Lessus, 400m ,
(cf. figure 20) , coordonnées: 564,160/127,280 .



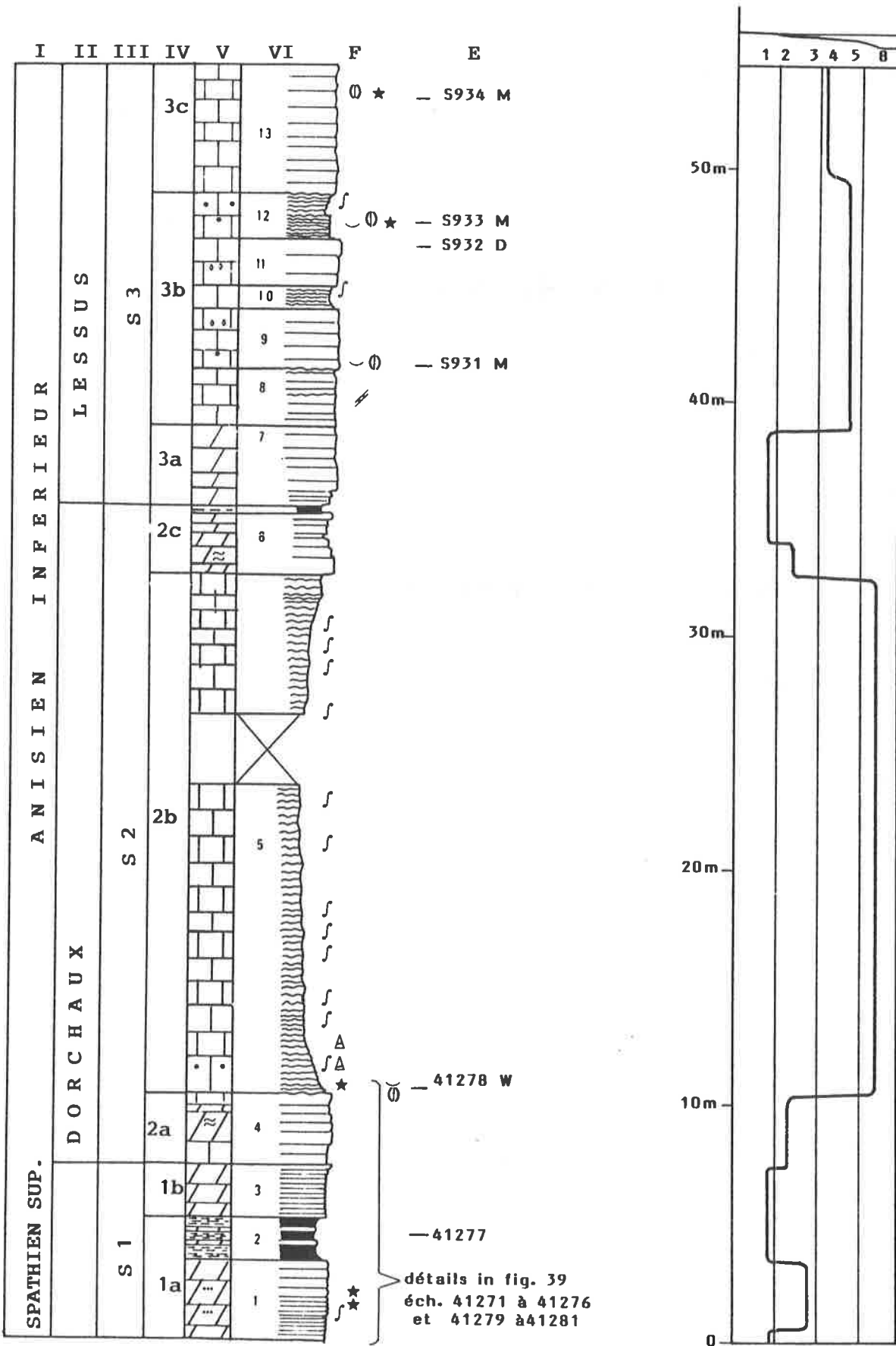
Saint-Triphon - Annexe A3 - Profil 14: carrière des Andonces, 400m ,
 (cf. figure 28) , coordonnées: 126,000/564,090 .

ANNEXE A 4

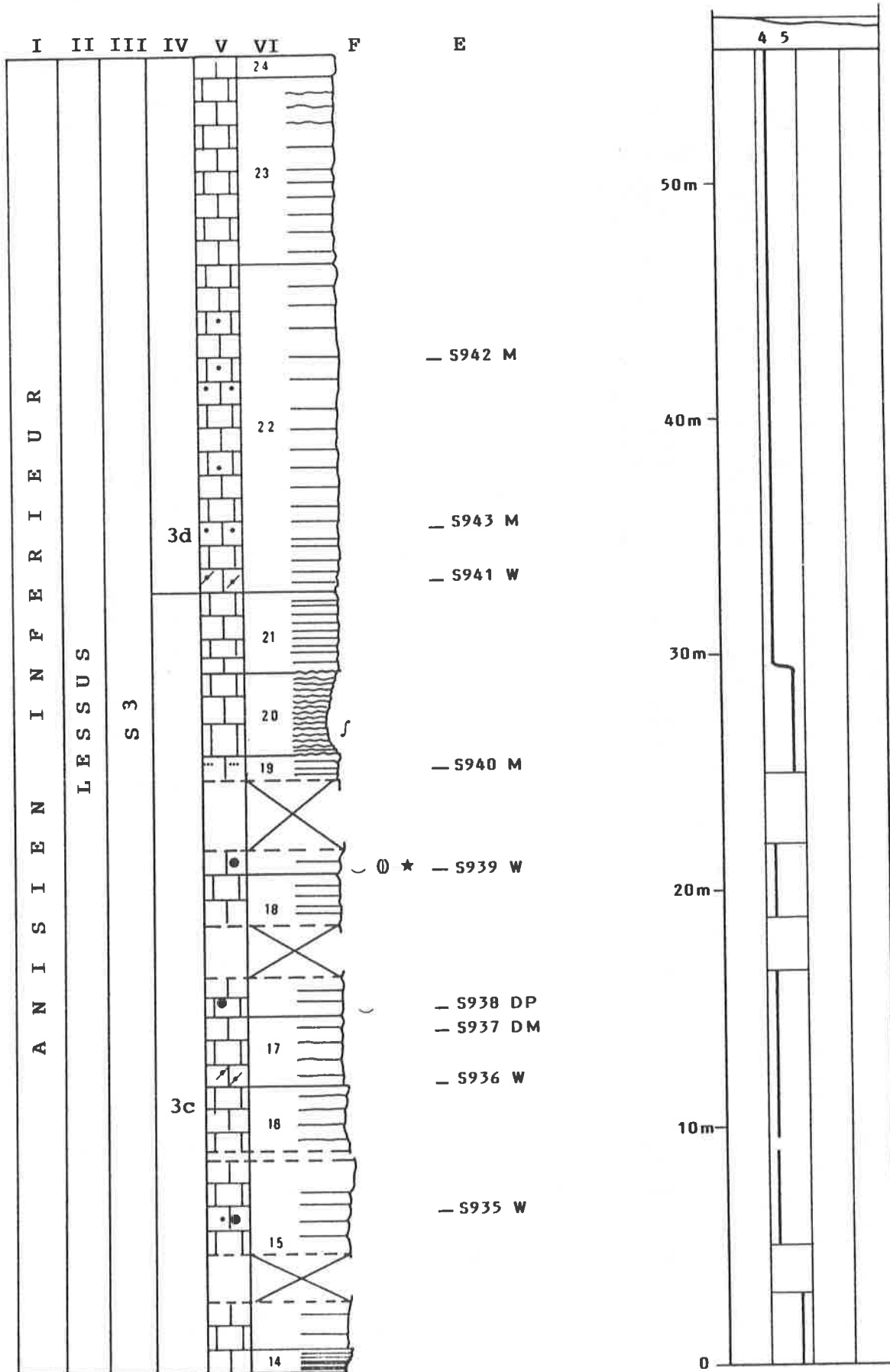
GRANDE - EAU (PLANTOUR, CHALEX)

- Vallée du Rhône -

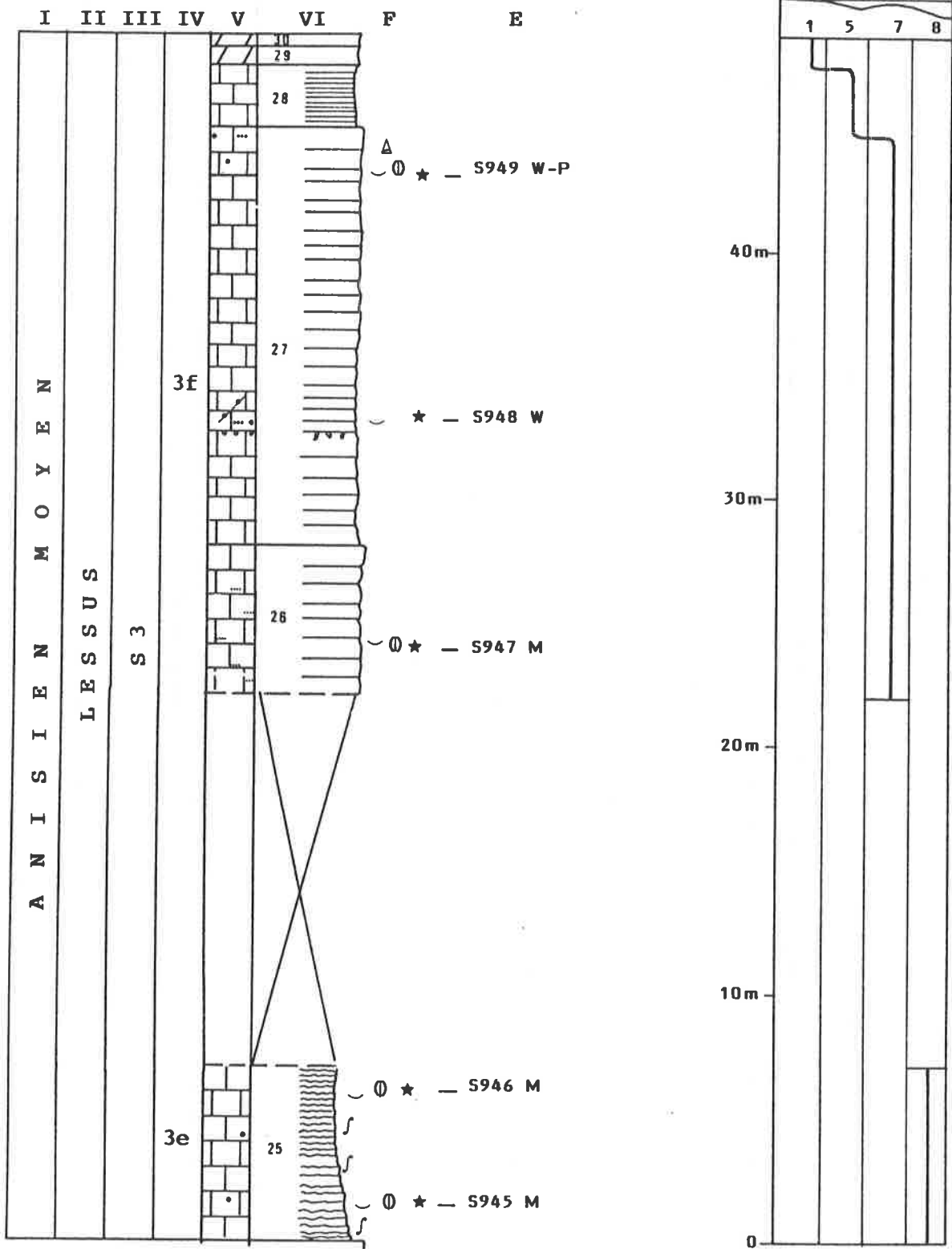
Profils 15 à 19



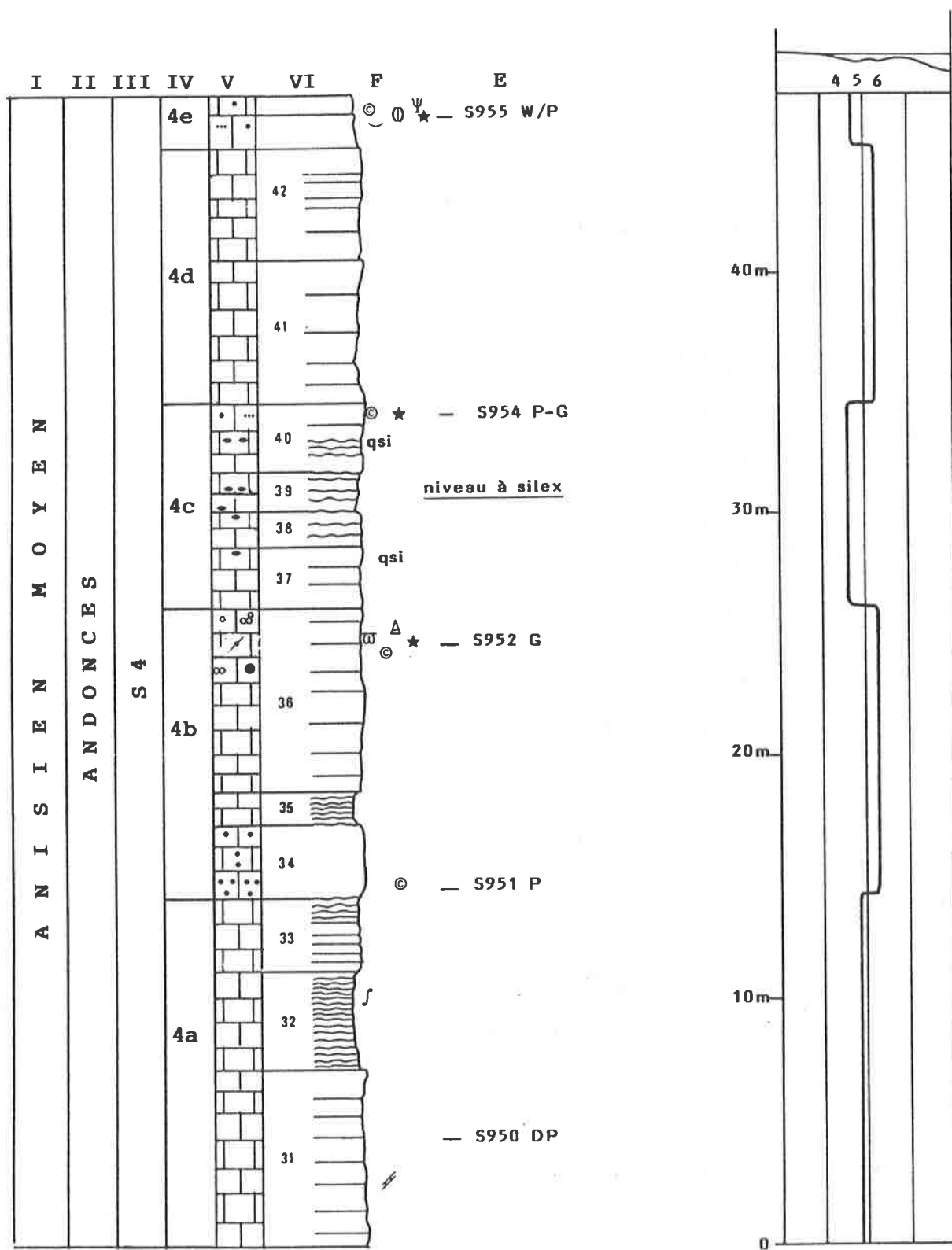
Chalex (Grande-Eau) - Annexe A4 - Profil 15: Noches, 530m ,
 coordonnées: 564,260/128,480 .



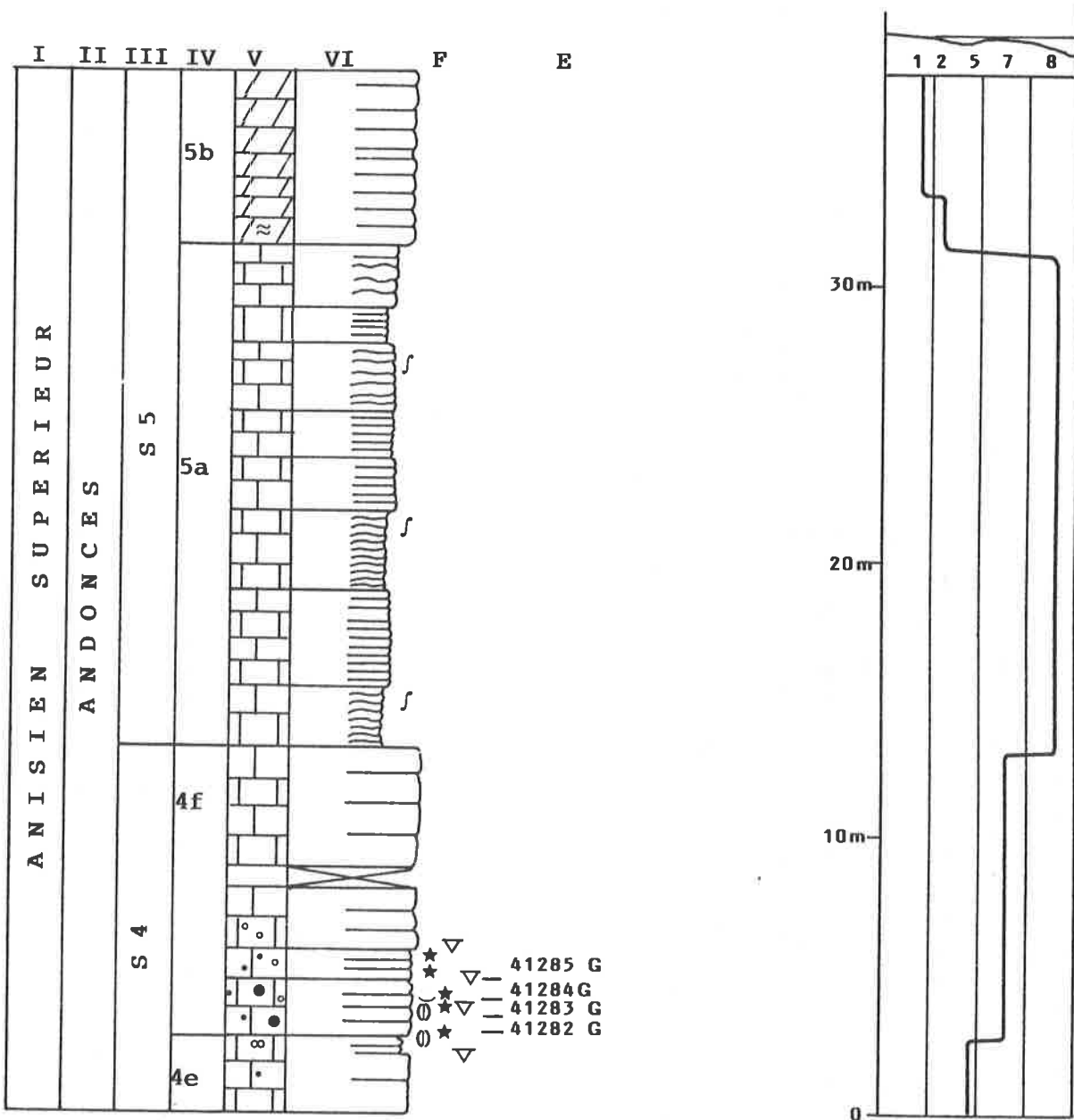
Chalex (Grande-Eau) - Annexe A4 - Profil 16: route d'Aigle, 400m
coordonnées: 563,880/128,220 .



Chalex (Grande-Eau) - Annexe A4 - Profil 17: route d'Aigle, 400m
coordonnées: 563,820/128,240 .



Chalex (Grande-Eau) - Annexe A4 - Profil 18: route d'Aigle, 400m ,
 coordonnées: 563,800/128,250 .



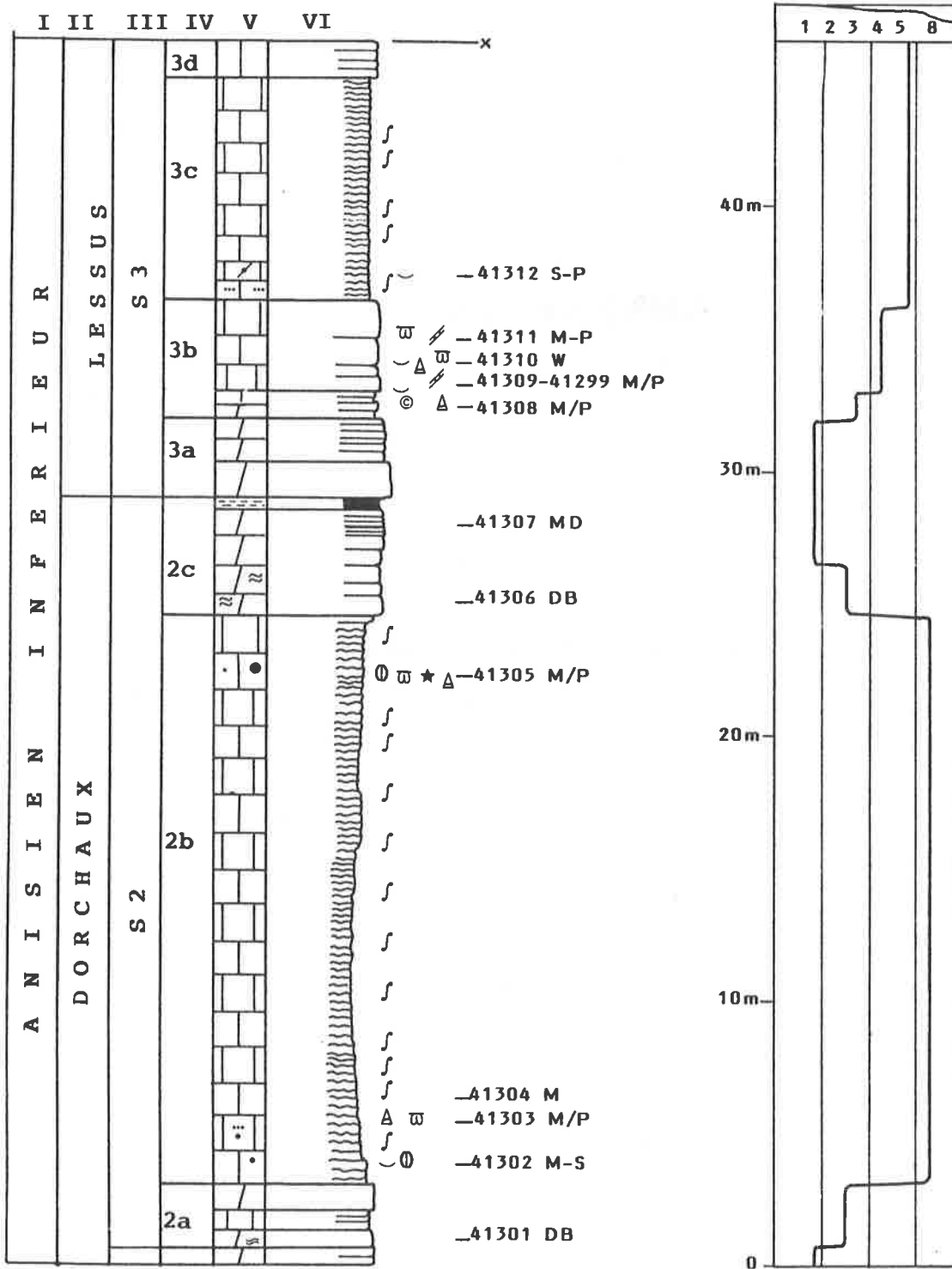
Chalex (Grande-Eau) - Annexe A4 - Profil 19: route d'Aigle, anciennes carrières, 400m, coordonnées: 563,770/128,340 .

ANNEXE A 5

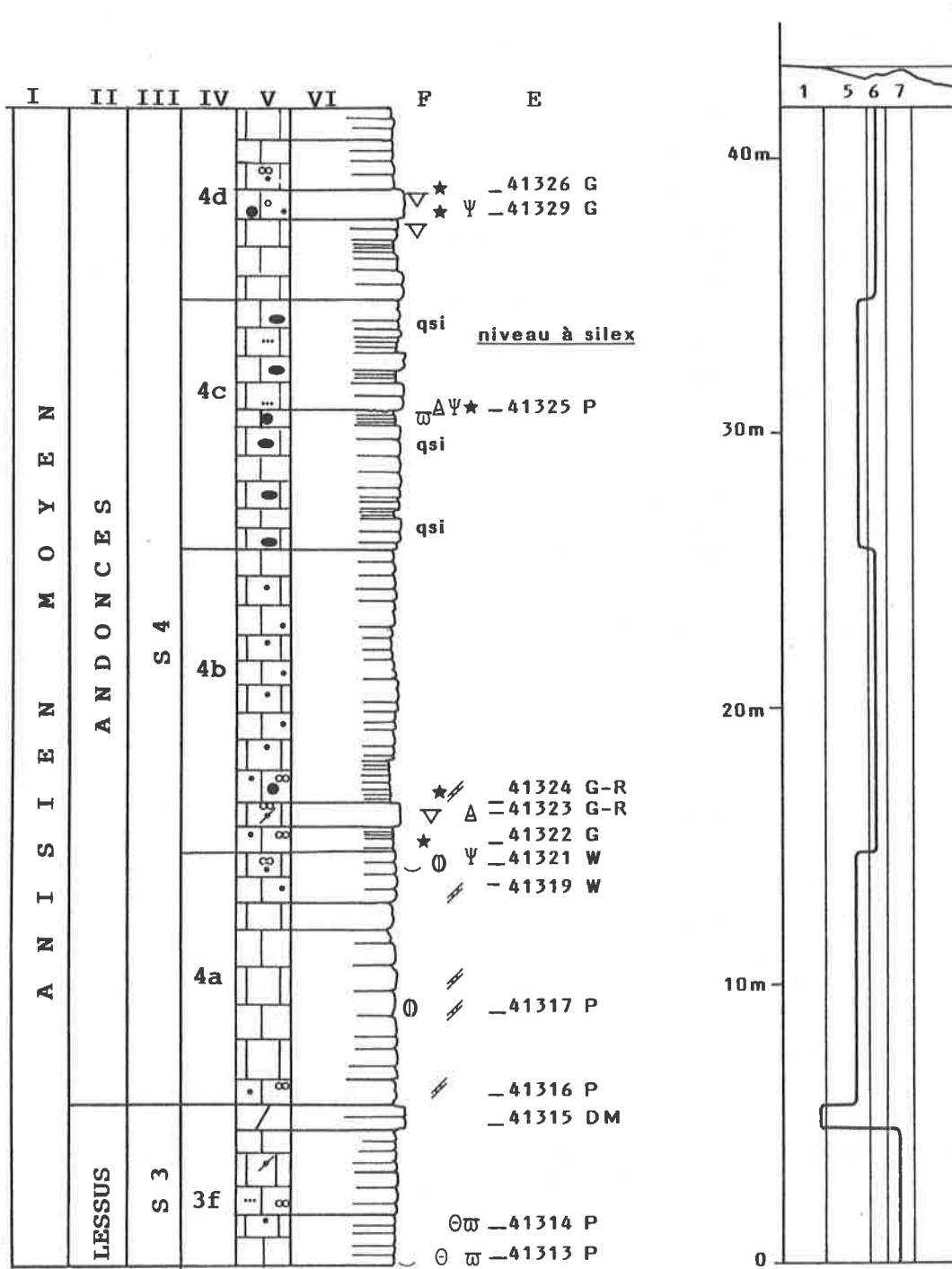
MONT D'OR (ECUALE, DORCHAUX)

- Préalpes vaudoises -

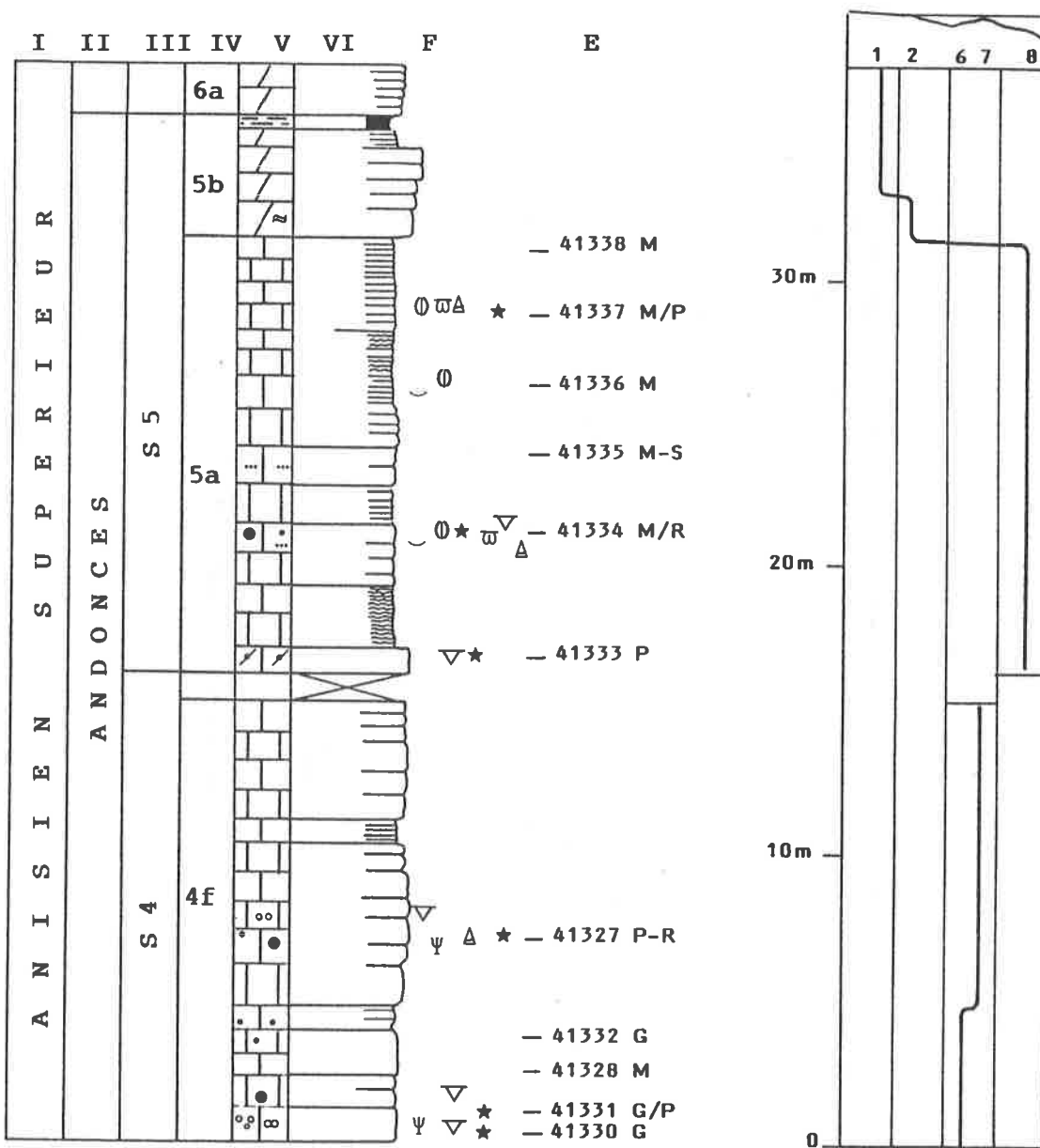
Profils 20 à 25



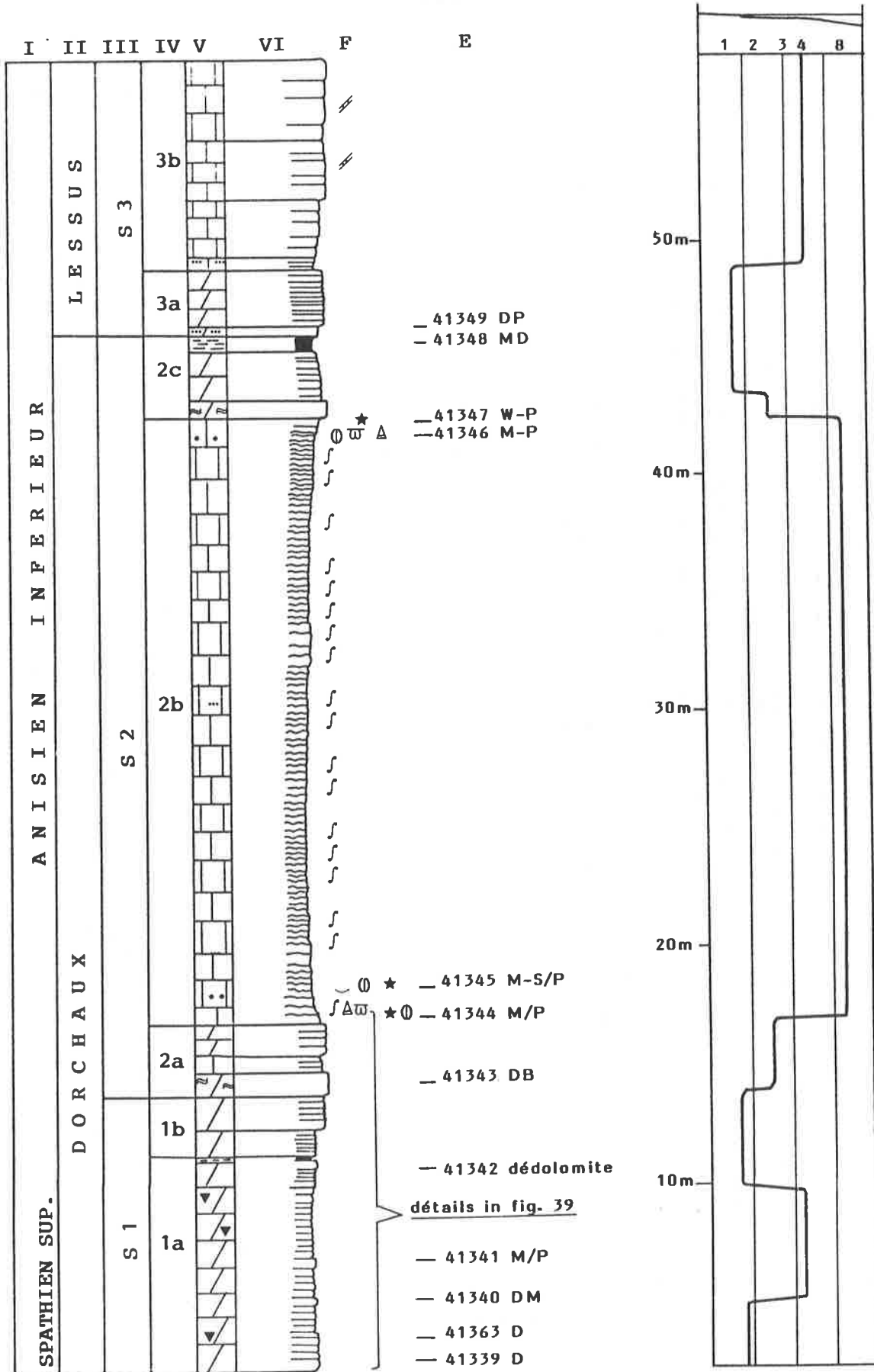
Mont d'Or - Annexe A5 - Profil 20: Cirque de l'Ecule, 1750m ,
 coordonnées: 571,590/137,200 .



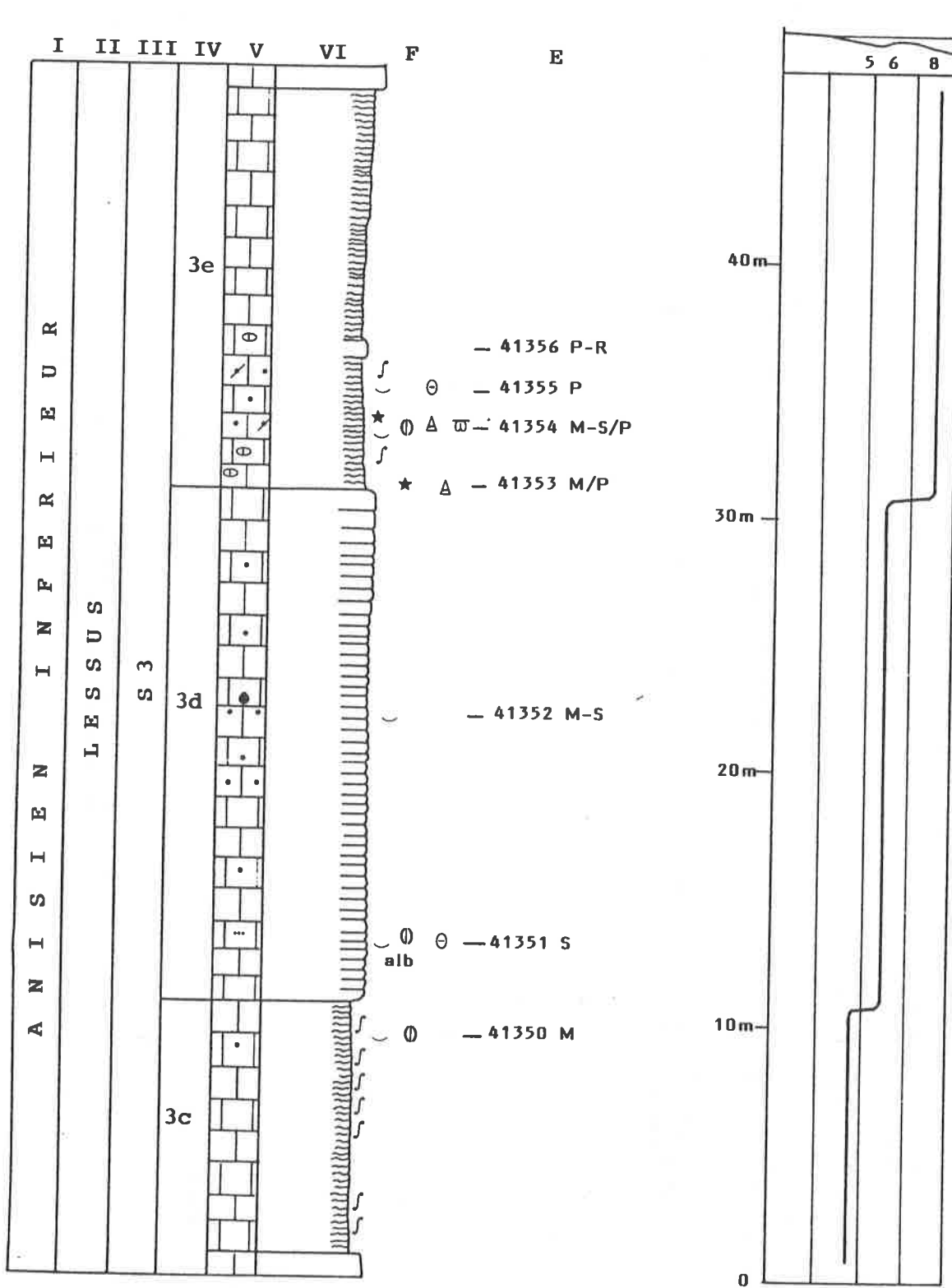
Mont d'Or - Annexe A5 - Profil 21: Cirque de l'Ecuale, 1800m
coordonnées: 571,520/137,280 .



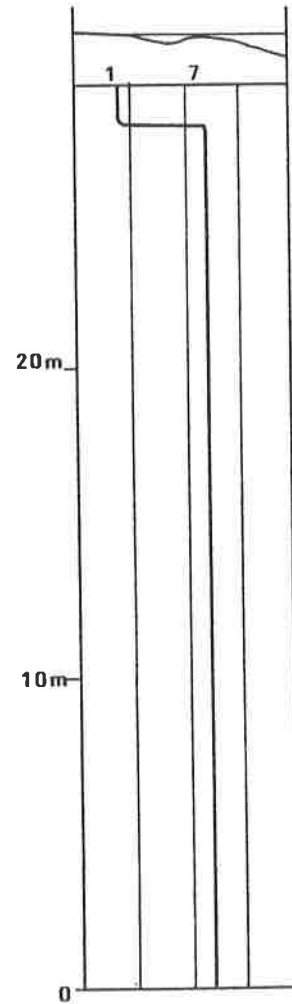
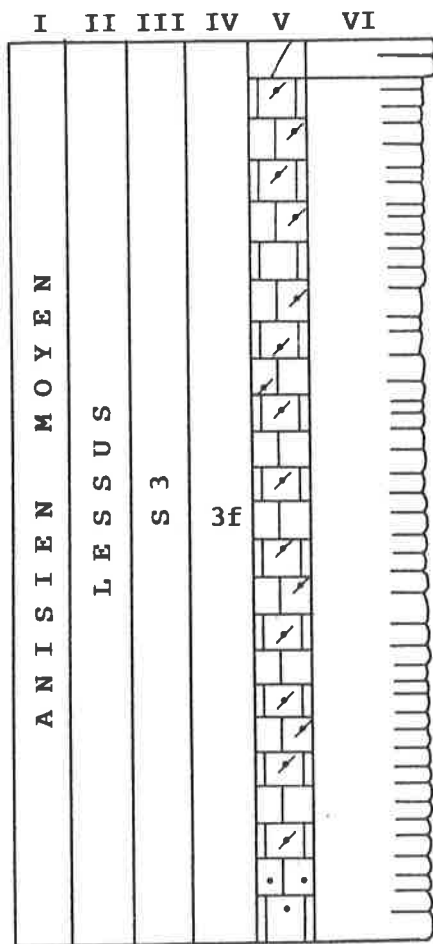
Mont d'Or - Annexe A5 - Profil 22: Cirque de l'Ecule, 1840m ,
 coordonnées: 571,420/137,310 .



Mont d'Or - Annexe A5 - Profil 23: Cirque de Dorchaux, 1750m ,
 coordonnées: 572,380/138,300 .



Mont d'Or - Annexe A5 - Profil 24: Cirque de Dorchaux, 1780m ,
 coordonnées: 572,260/138,400 .



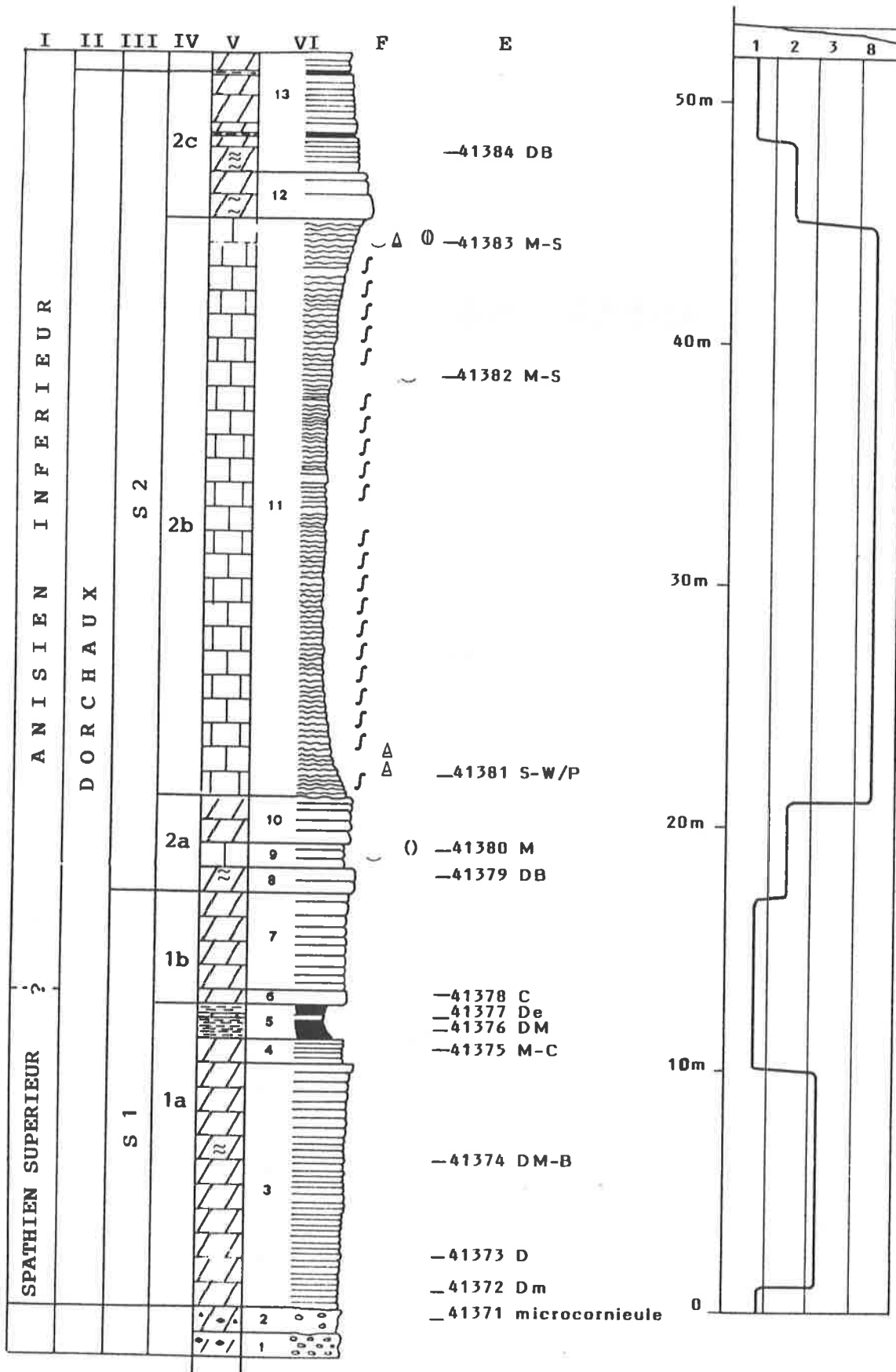
Mont d'Or - Annexe A5 - Profil 25: Cirque de Dorchaux, 1820m ,
coordonnées: 572,240/138,420 .

ANNEXE A 6

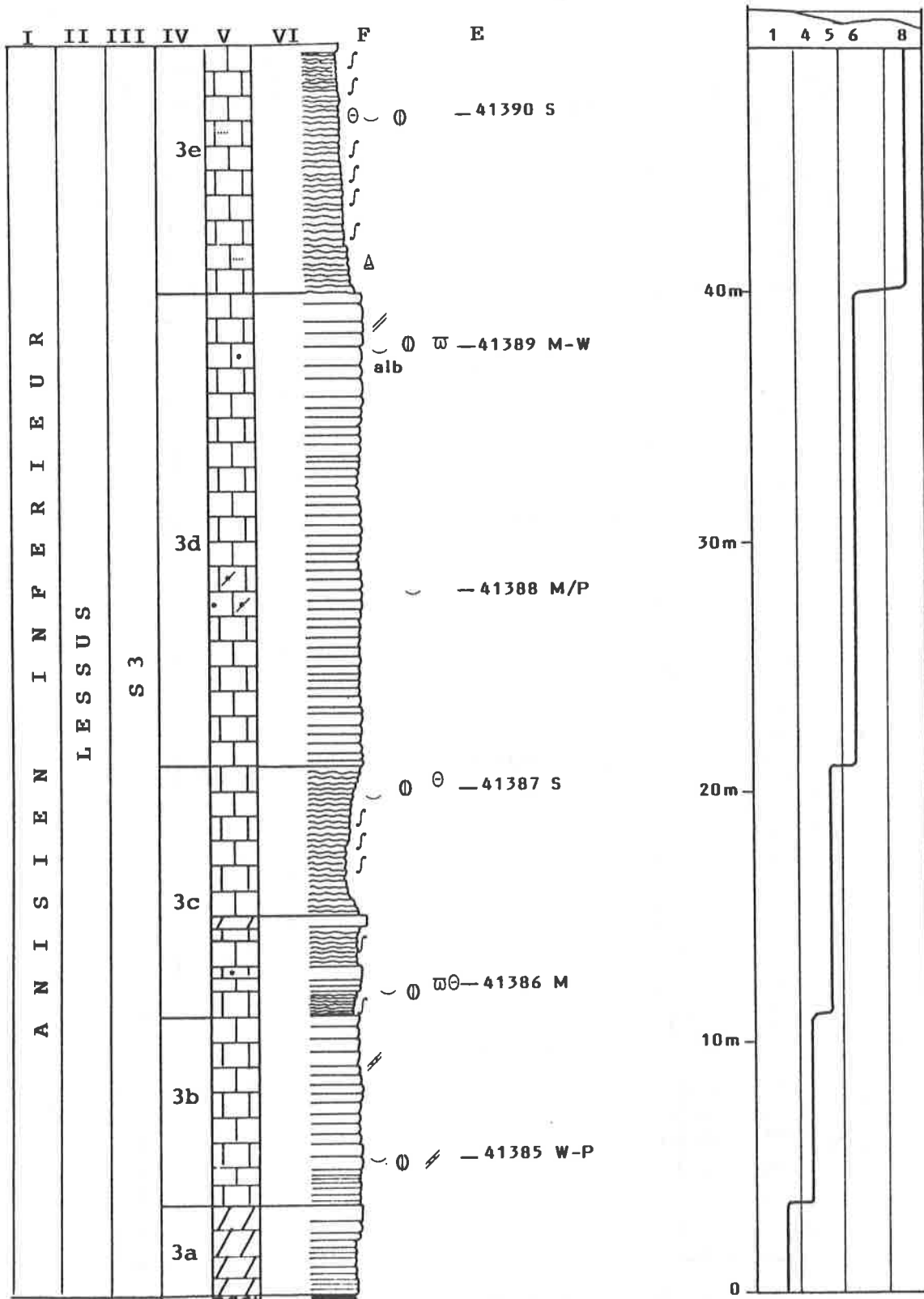
ROCHER DU MIDI

- Rochers de Château d'Oex, Préalpes vaudoises -

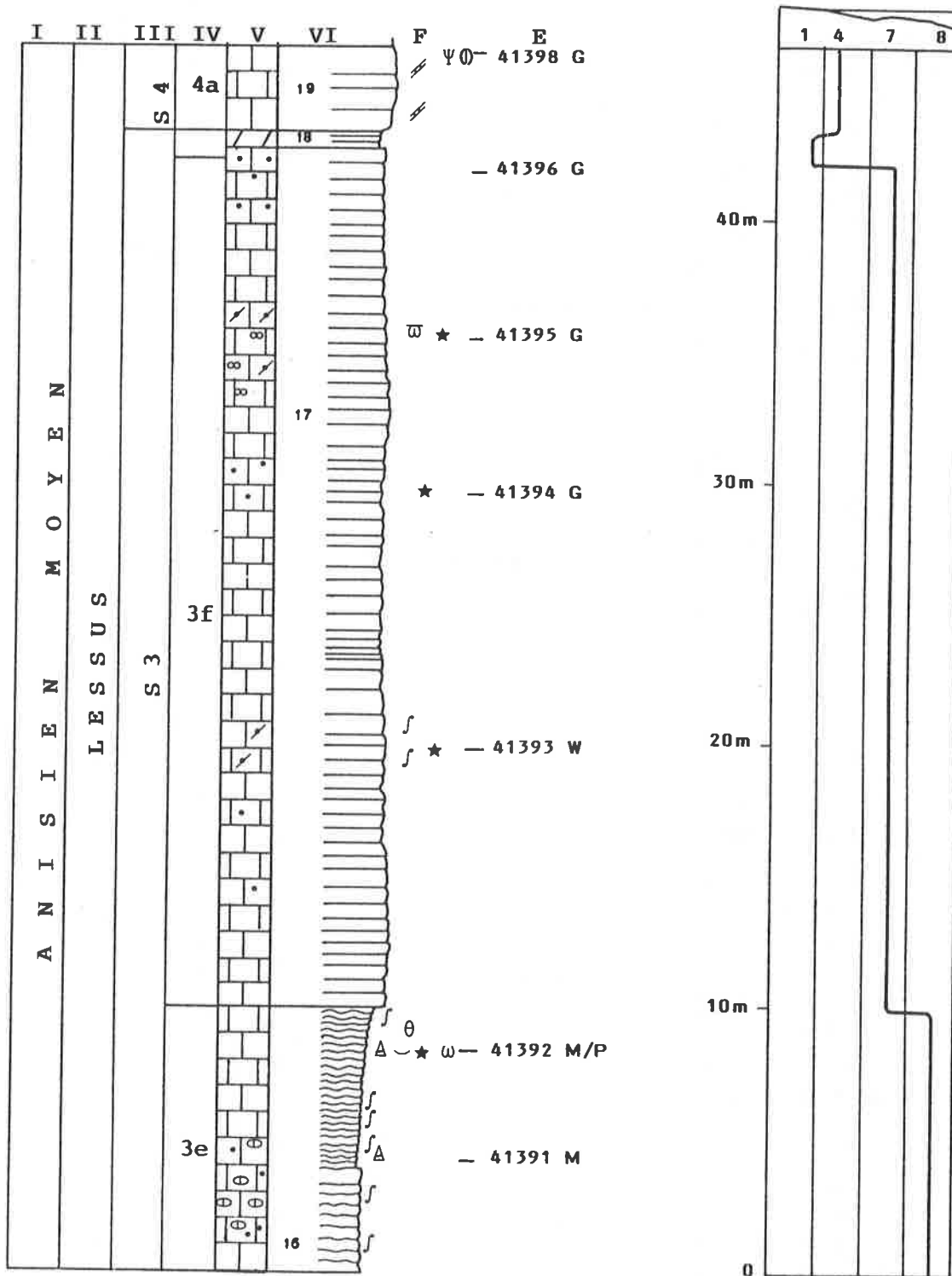
Profils 26 à 30



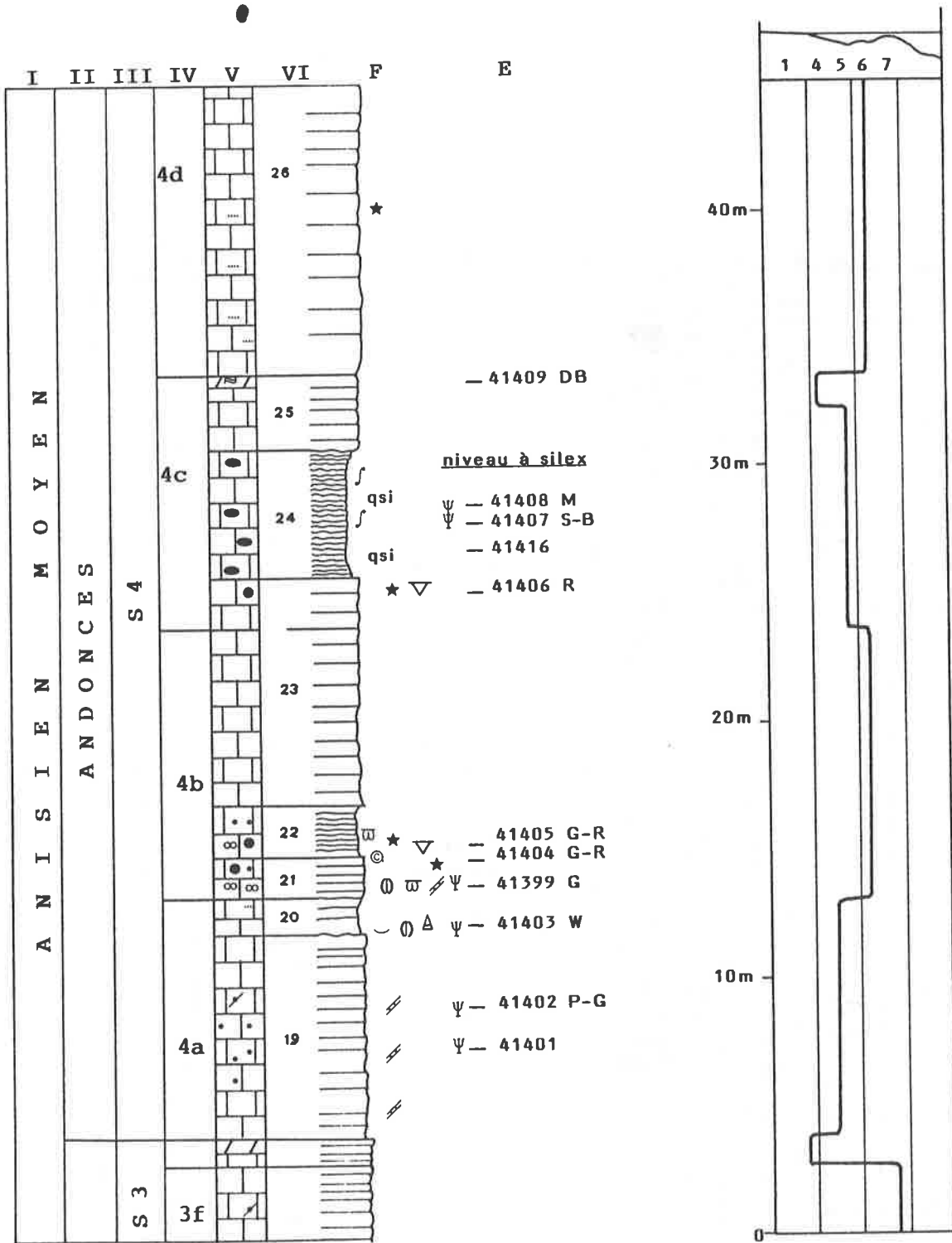
Rocher du Midi - Annexe A6 - Profil 26: Plan de l'Etalle, 1700m, coordonnées: 578,760/143,700



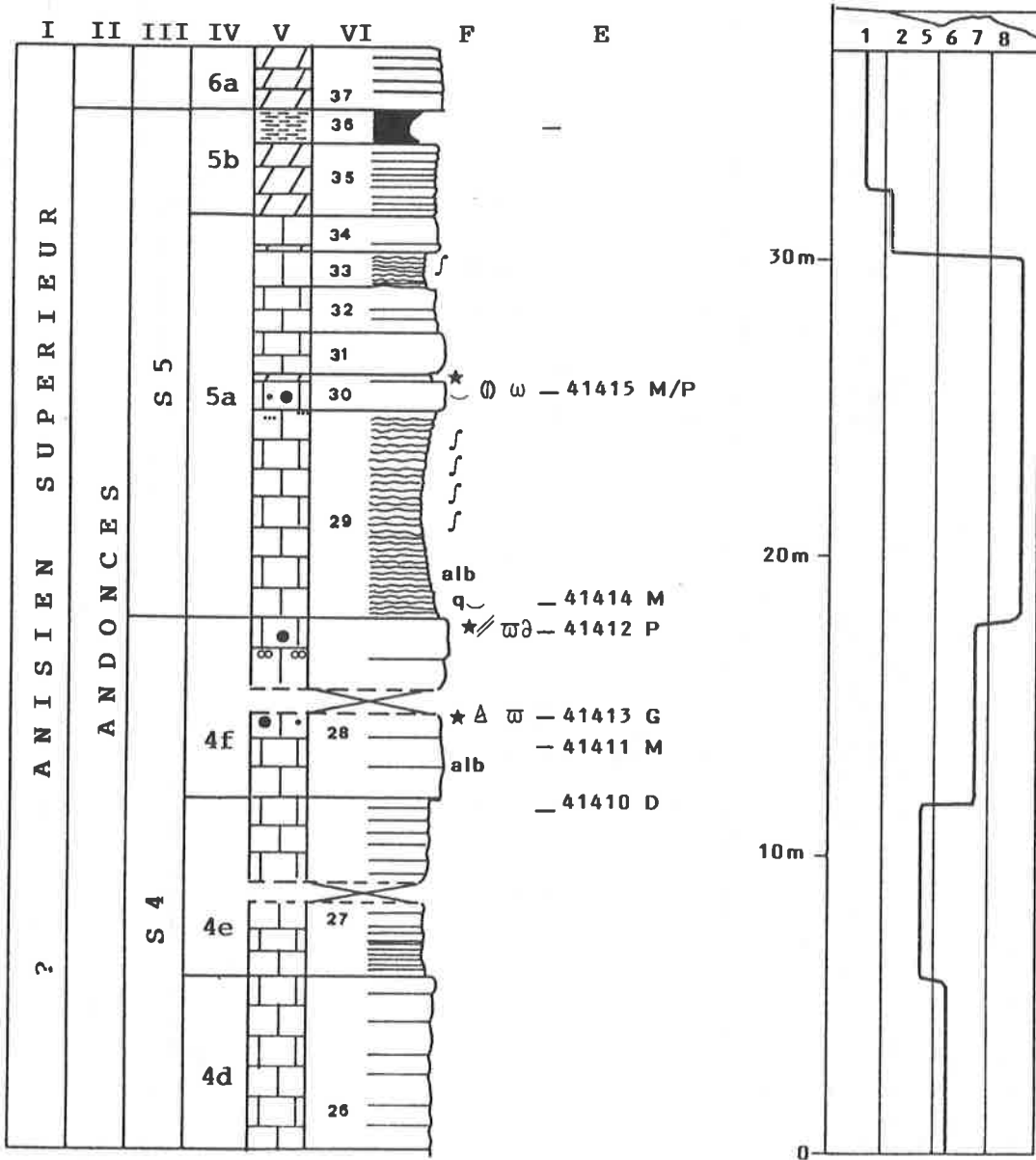
Rocher du Midi - Annexe A6 - Profil 27: plan de l'Etalle, 1680m
 coordonnées: 578,760/143,760 .



Rocher du Midi - Annexe A6 - Profil 28: Plan de l'Etalle, 1660m, coordonnées: 578,800/143,800 .



Rocher du Midi - Annexe A6 - Profil 29: Creux de Rérey, 2010m , coordonnées: 578,460/143,800 .



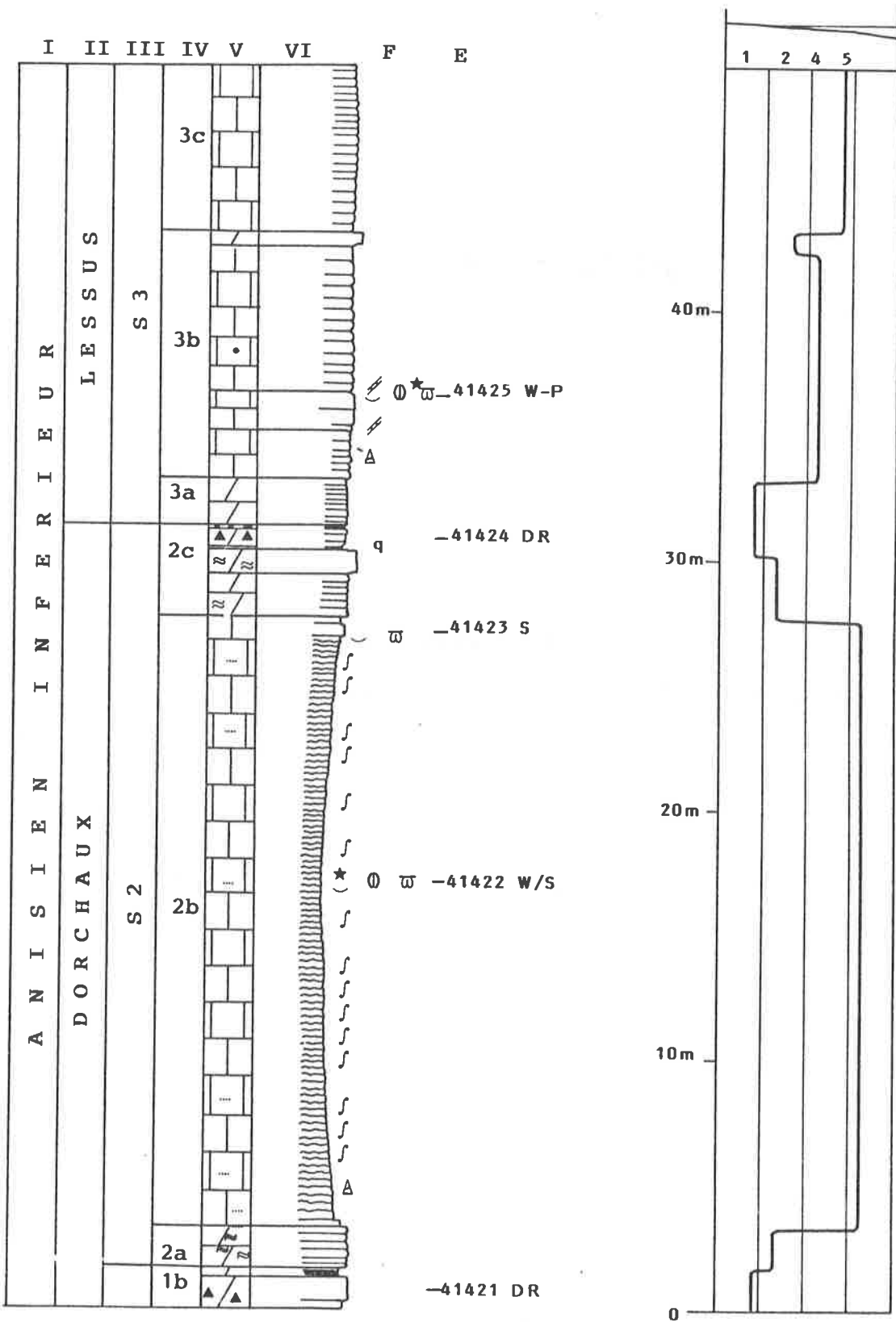
Rocher du Midi - Annexe A6 - Profil 30: Creux de Rérey, 1960m, coordonnées: 578,380/143840 .

ANNEXE A 7

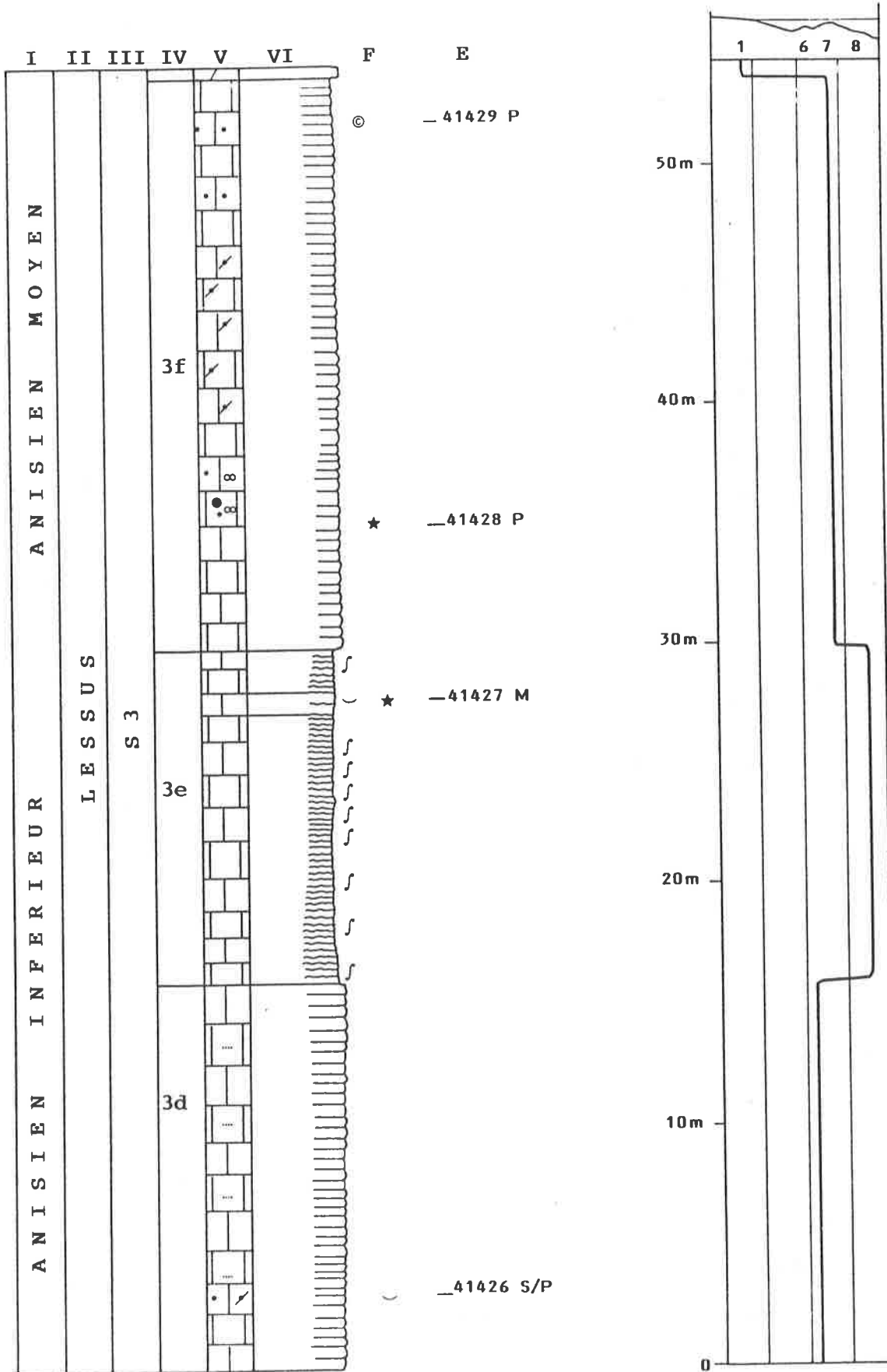
ROCHER PLAT

- Rochers de Château d'Oex, Préalpes vaudoises -

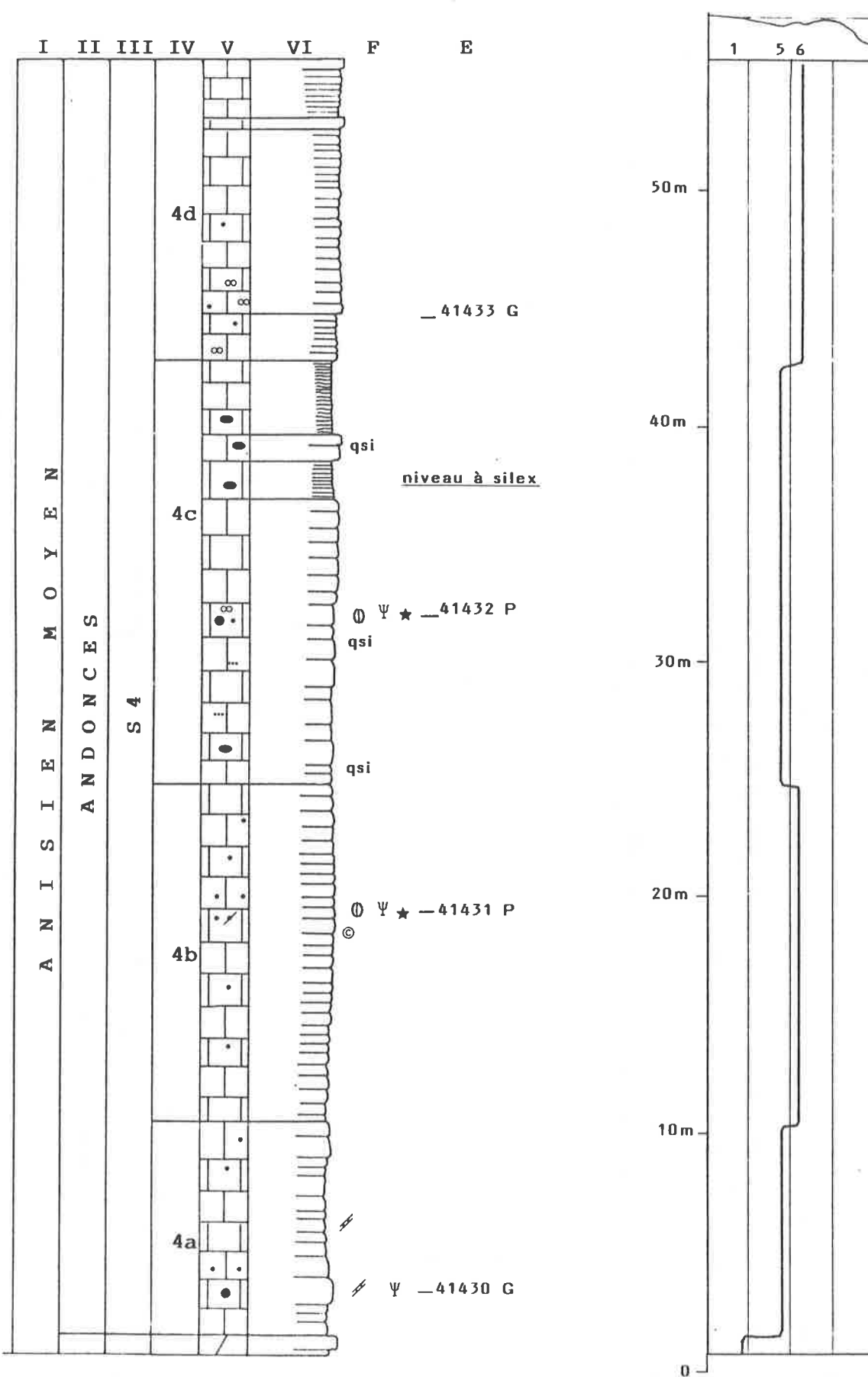
Profils 31 à 35



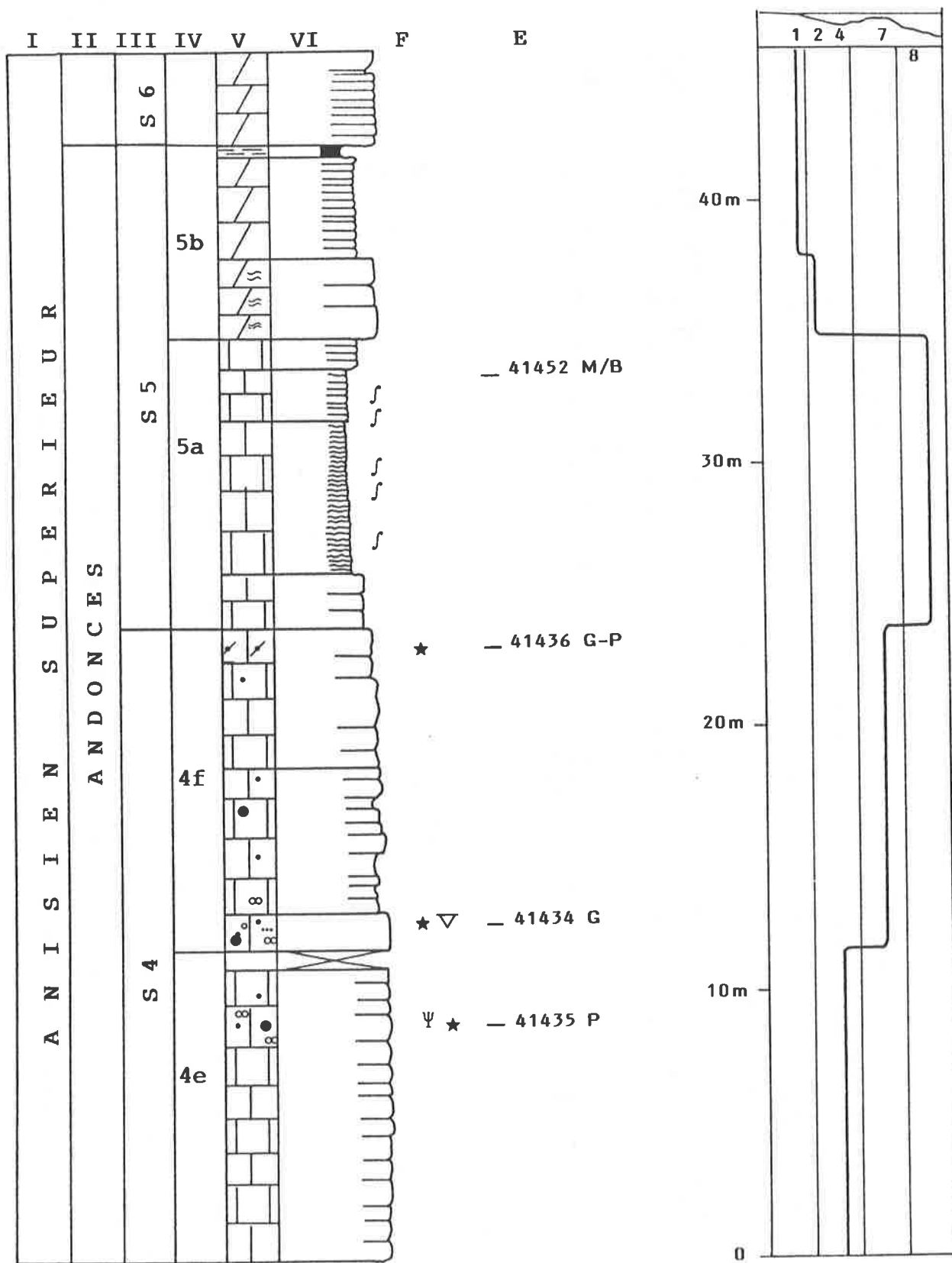
Rocher Plat - Annexe A7 - Profil 31: Combe de la Videman, 1530m
coordonnées: 580,500/144,510 .



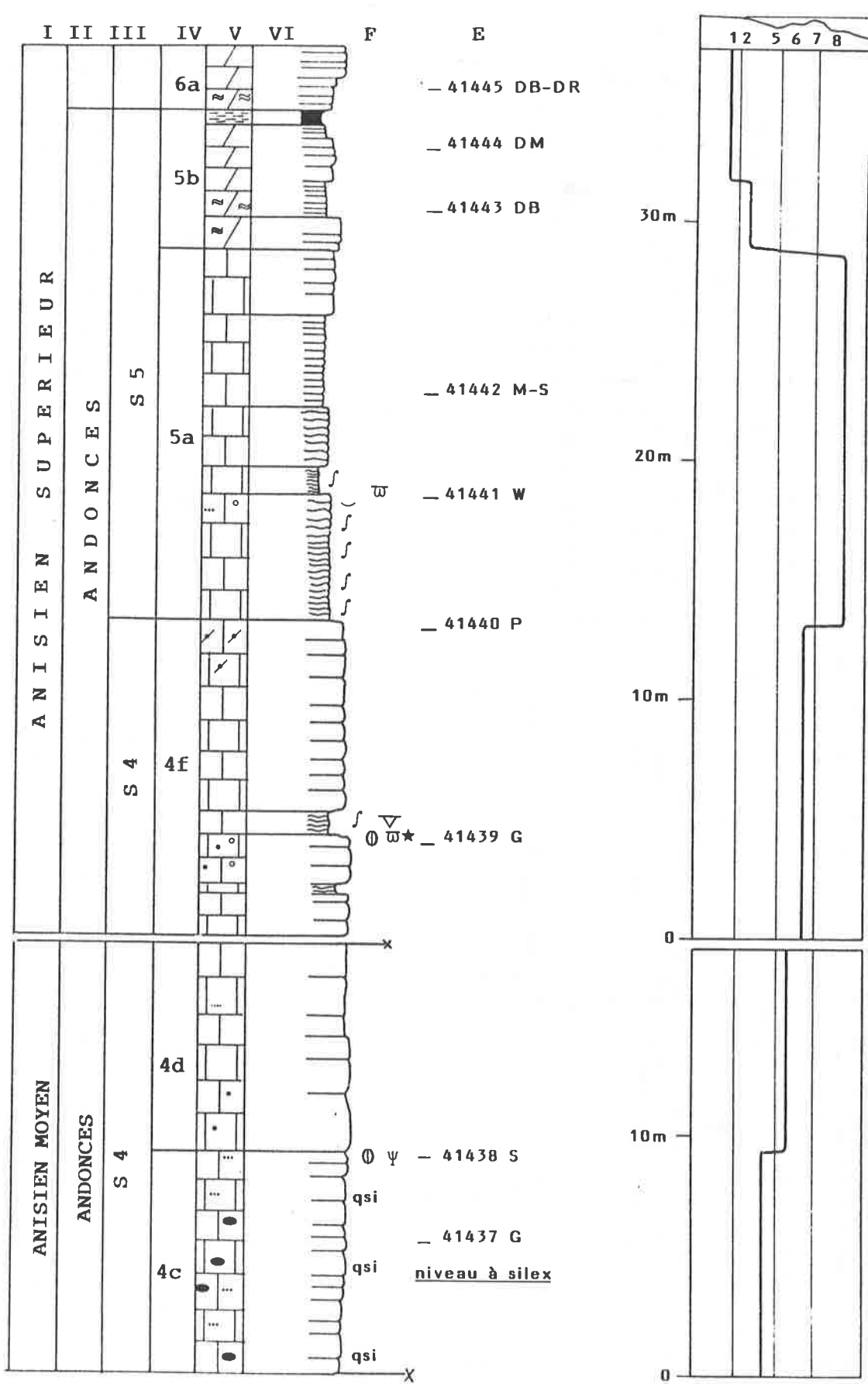
Rocher Plat - Annexe A7 - Profil 32: Combe de la Videman, 1735m , coordonnées: 580,820/144,550 .



Rocher Plat - Annexe A7 - Profil 33: Combe de la Videman, 1810m , coordonnées: 580,880/144,630 .



Rocher Plat - Annexe A7 - Profil 34: Combe de la Videman, 1800m
 coordonnées: 580,780/144,800 .



Rocher Plat - Annexe A7 - Profil 35: Creux du Pralet, 2060m ,
 coordonnées: 581,620/145,040 .