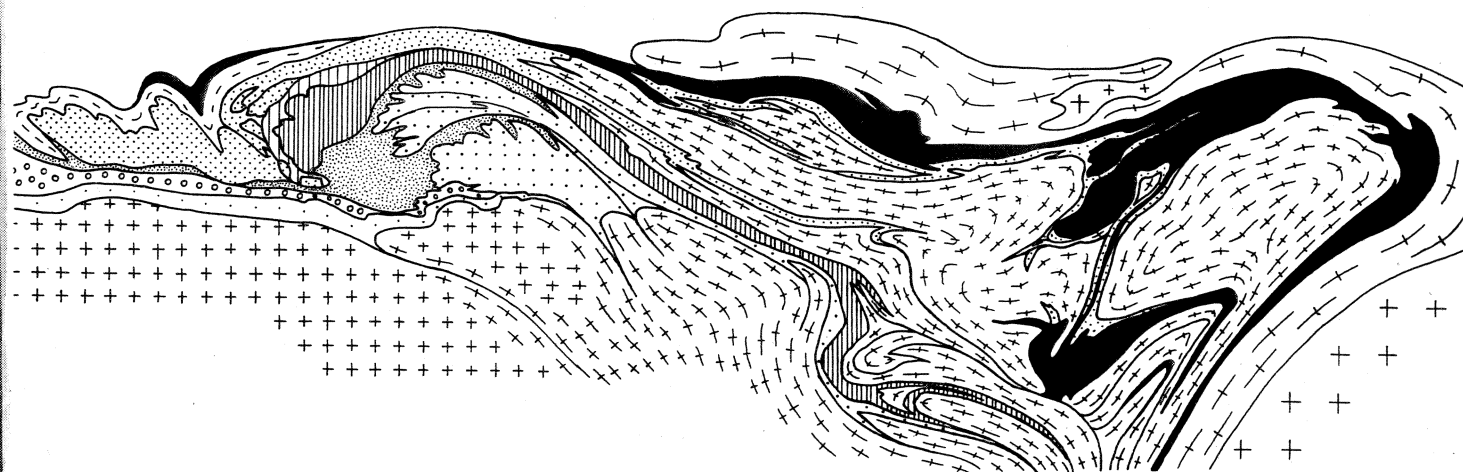


M E M O I R E S D E G E O L O G I E
L A U S A N N E

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

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

ABSTRACT

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 palinspastical reconstruction of the Middle Triassic marine area shows that the shallow marine carbonate sedimentation occurs in an intracratonical 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-spongal" 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

lère 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 émersives	91

3.3	La zone intertidale distale et la zone sub-tidale	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 Rot-horn	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 DORCHAU	
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, PALEO GEOGRAPHIE 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

R E M E R C I E M E N T S

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 Spillgarten.
- 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 virgloiriens 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.

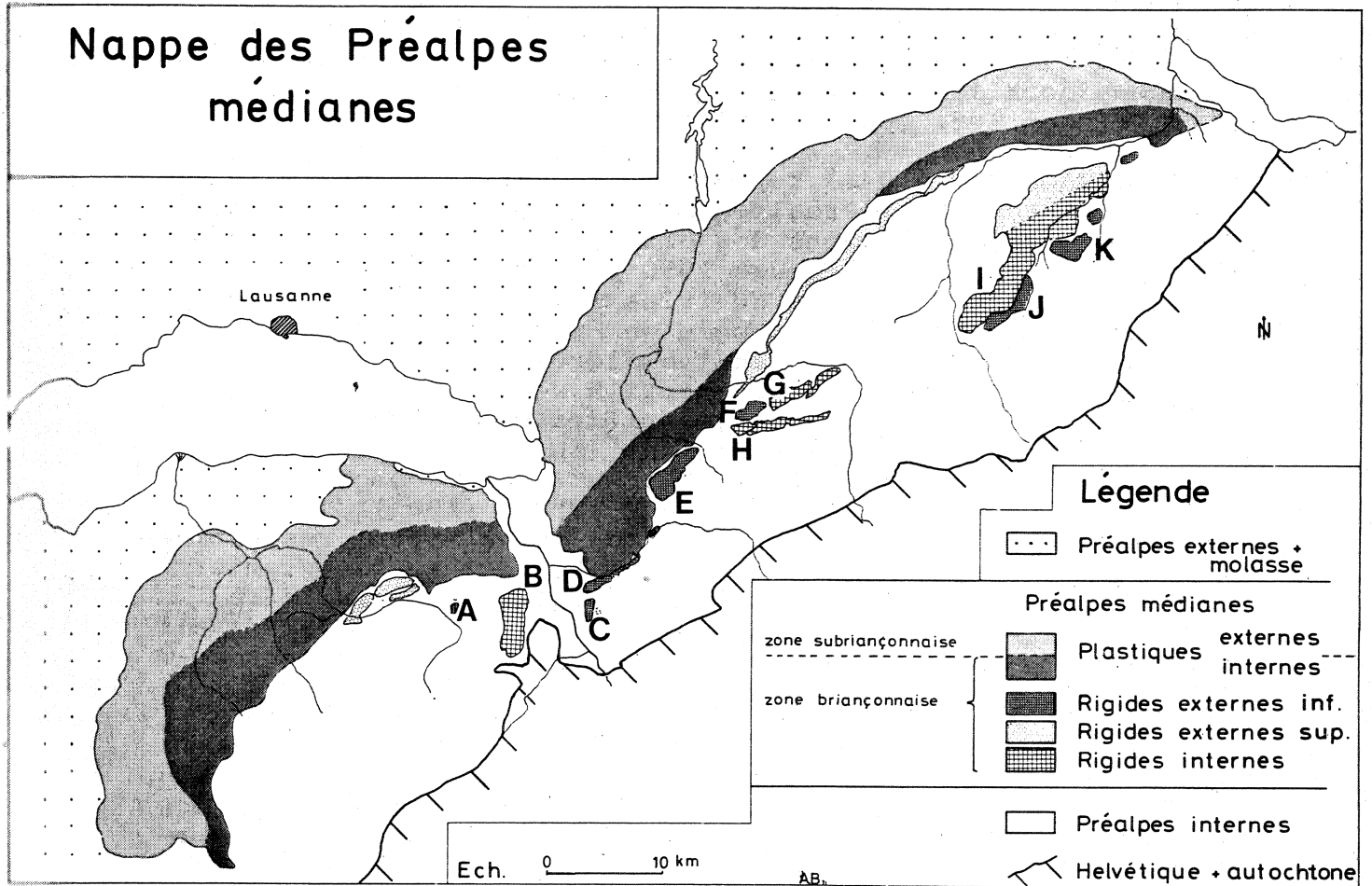


Figure 1: localisation des profils étudiés dans les Préalpes médianes rigides (carte extraite de BAUD, 1972, fig. 1). A-Eperon de Nant B-Dréveneuse C- Saint-Triphon D-Chalex E-Mont d'Or F-Rochers du Midi G-Rocher Plat H-Coumatta I-Spillgerten J-Rothorn K-Wiriehorn

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 écaille.

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	GENGE 1958	BOTTERON 1961	BADOUX 1962	ELLENBERGER 1963	DUBEY 1965	BAUD 1972, 1975	BAUD & al. 1975 MEGARD-GALLI & al.
I II III IV	Calcaires foncés à diploporos	Calcaires schisteux à pieds de boeufs de Saint-Triphon	Gebänderte Kalke Bunte Dolomite Dreibankserie Feinspätiige oolithische Kalke Kalke mit Spirigera trigonella Monotone oolithische Kalke Kalke mit Kieselknöllchen Suturreiche oolithische Kalke Helle Diploporen-führende Kalke Untypische Kalke Oberste gewürmelte Kalke Helle und hellströmige Kalke Mittlere gewürmelte Kalke Unterste Kalke Diploporenkalk Beige-grauer Dolomit Unterste gewürmelte Kalke	Calcaires noirs et bancs dolomitiques dolomites moyennes Calcaires de Saint-Triphon	Calcaires de Saint-Triphon niveau à silix niveau à encrines niveau oolithique niveau à Physoporella Calcaires à granules dolomitiques calcaires plaquetés et vermiculés niveau à Anisoporella dolomites intermédiaires Calcaires vermiculés Dolomites inférieures	Calcaires à zonation pigmentaire schistes rutilants et dolomites Calcaires vermiculés supérieurs niveaux à accidents siliceux et faunes de brachiopodes niveau à silix Calcaires de Saint-Triphon niveau à silix Calcaires gris-bleu Calcaires vermiculés	Calcaires massifs foncés Schistes bigarés Calcaires vermiculés supérieurs Calcaires en gros bancs Calcaires oolithiques niveau à silix Calcaires oolithiques Calcaires vermiculés inférieurs	Calcaires rubanés niveau d'émerision Calcaires sombres Calcaires en gros bancs Calcaires plaquetés et suturés Calcaires vermiculés vrais Dolomites inférieures	S 6 S 5 S 4 S 3 S 2 S 1
DORCHAUX SAINTE-TRIPHON LESUS SAINTE-TRIPHON ANDONCES	Cornieules inf.	BEREICH DER GEWÜRMELTEN KALKE BEREICH DER OOLITHISCHEN KALKE		Cornieules inf.	VIRGLORIEN MOYEN VIRGLORIEN SUPÉRIEUR	VIRGLORIEN MOYEN VIRGLORIEN SUPÉRIEUR	ANISIEN MOYEN ANISIEN SUPÉRIEUR	ANISIEN MOYEN ANISIEN SUPÉRIEUR FORMATION DE SAINTE-TRIPHON	LESUS DORCHAUX

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

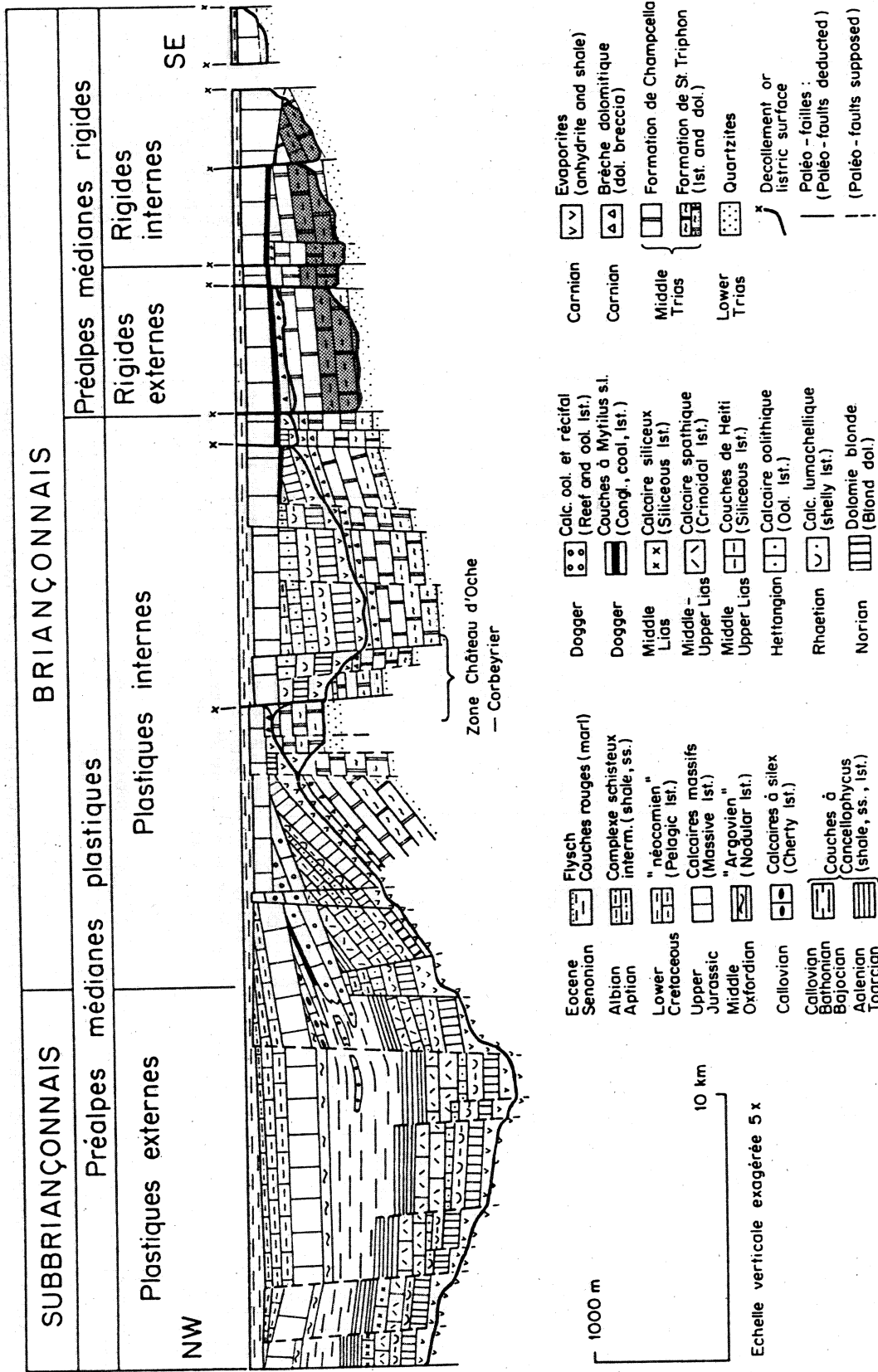


Figure 2: emplacement de la Formation de Saint-Triphon (grisé) dans le profil palinspastique des Préalpes médianes (extrait de BAUD & SEPTFONTAINE, 1980, fig. 1).

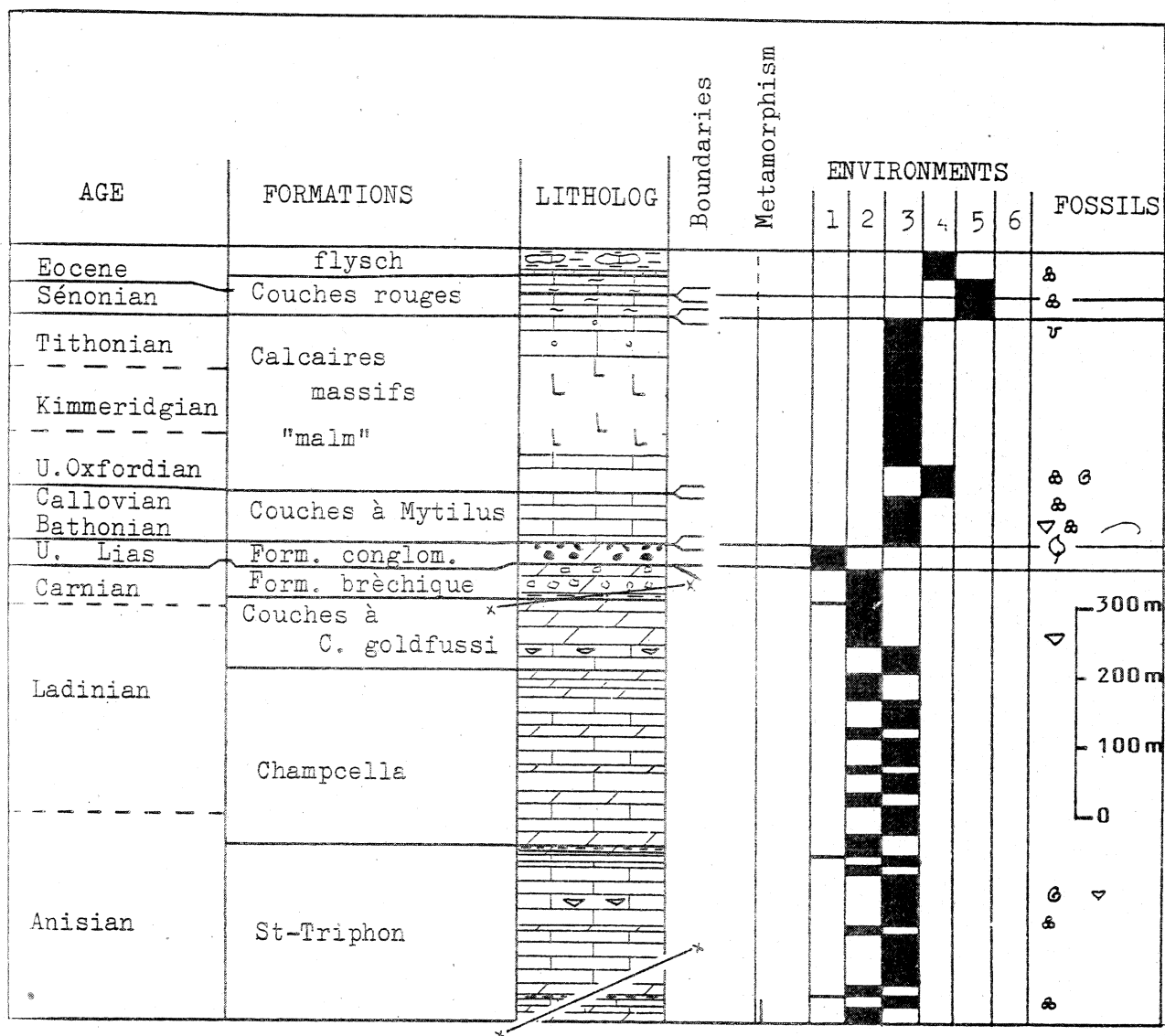


Figure 3: place de la Formation de Saint-Triphon dans le profil lithologique synthétique des Préalpes médianes rigides. Succession des paléoenvironnements 1- continental 2- margino-littoral 3- plate-forme interne 4- plate-forme externe 5- talus 6- plaine abyssale .

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.		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		
Présence de boue carbonatée (<0.03 mm)		Pas de boue						
Eléments non jointifs		Eléments jointifs		Boundstone				
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	Framestone	Bindstone	Bafflestone
Non jointifs		Jointifs		ELEMENTS FIGURES			<div style="border: 1px solid black; padding: 5px;"> <p style="text-align: center;">Bioaggrégations</p> </div>	
<10 %	>10 %	>50 %						
Boue		Pas de boue		MATRICE OU CIMENT			<div style="border: 1px solid black; padding: 5px;"> <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> </div>	

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.
- cryptalgair : 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 psoïdes; 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.
- pellettoïde : 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 "lofélite".

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 acception 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 acception lithologique et les termes à acception 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'émergence (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

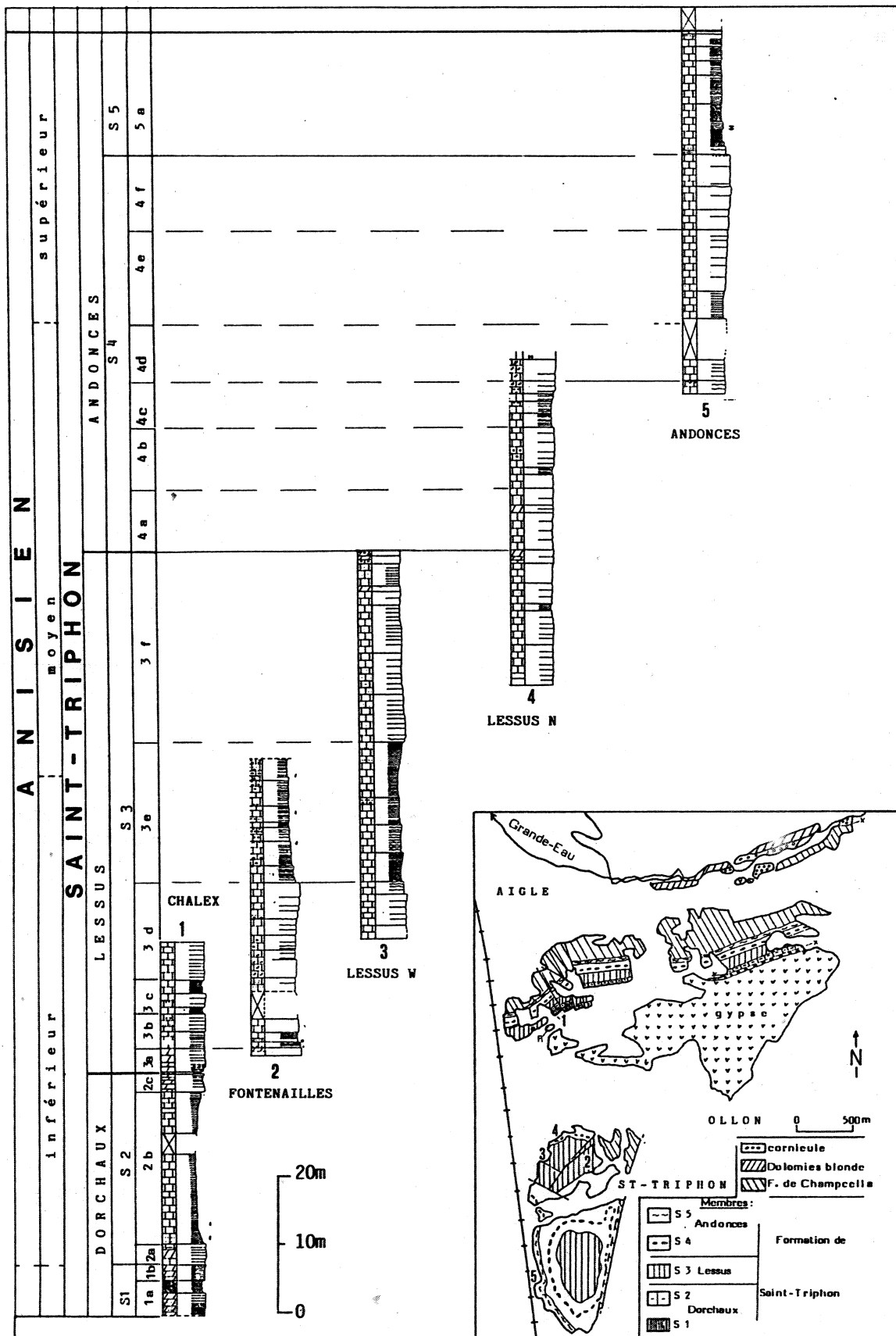


Figure 4: La région type de Saint-Triphon; carte géologique simplifiée et emplacement des profils lithologiques.

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 klippen 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.

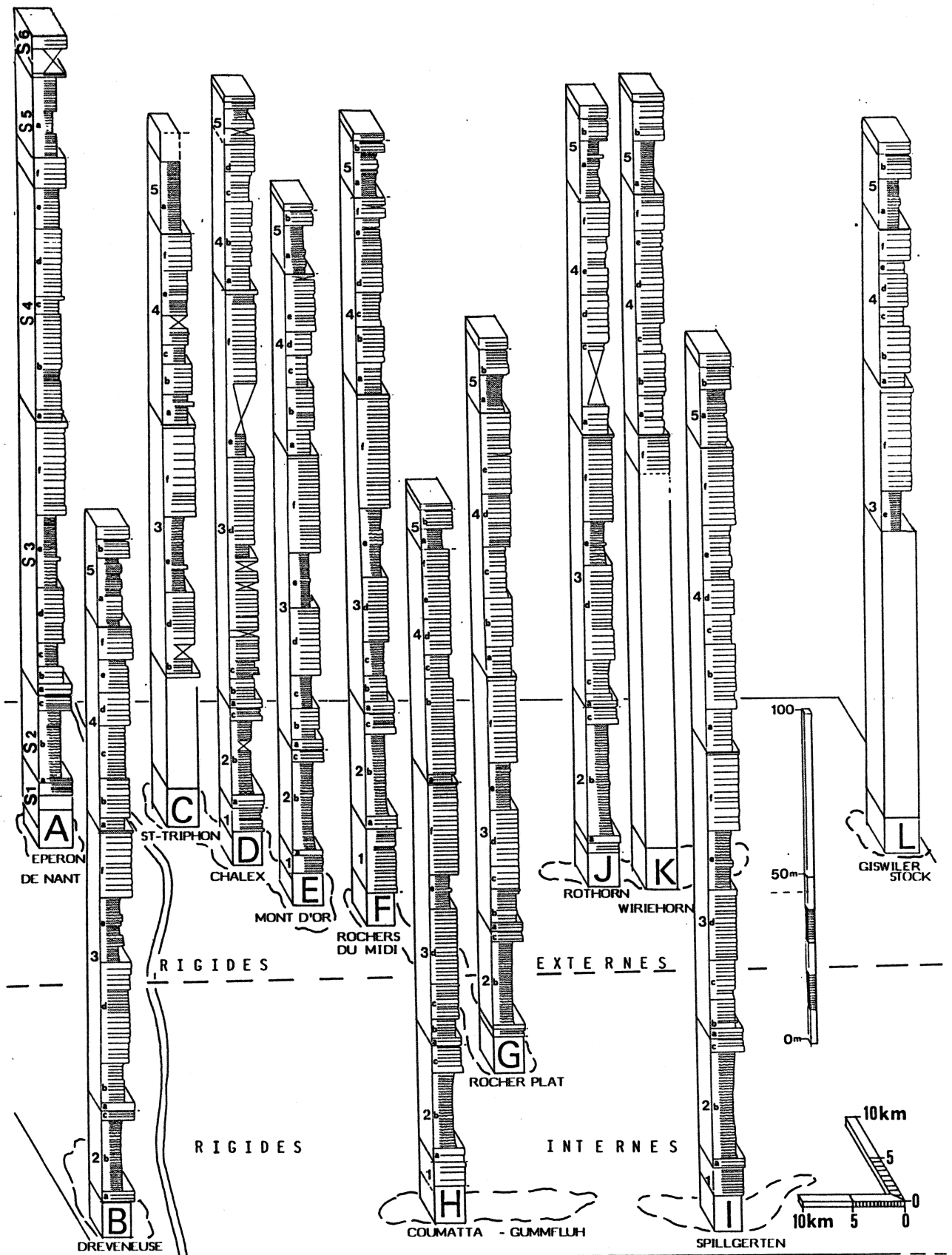


Figure 5: construction palinspastique de l'emplacement des principaux profils lithologiques de la Formation de Saint-Triphon (Préalpes rigides et klippe de Giswil).

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 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	
	233±4 — B	Nevadites	2 1 ↑ Nevadites	
ANISIEN		Parakellnerites	↑ Parakellnerites	
	supérieur	Reiflingites IV P.trinodosus Paraceratites trinodosus B. abichi	↑ Paraceratites	B. cadoricus Anisoporella Physoporella prealpina Diploporella annulatissima Dadocrinus gracilis Encrinurus liliformis Spiriferina fragilis Coenothyris vulgaris Meandrospira pusilla Meandrospira dinarica
	moyen	II Balatonites balatonicus I	↑ Balatonites	
	inférieur	Anagymnotoceras ismidicus		
		Nicomedites osmani		
239±5	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 KRYSZYN

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

Chapitre 3 INVENTAIRE MINÉRALOGIQUE

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 MINÉRAUX 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 Sehorn (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 corrensité 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 pélitites du

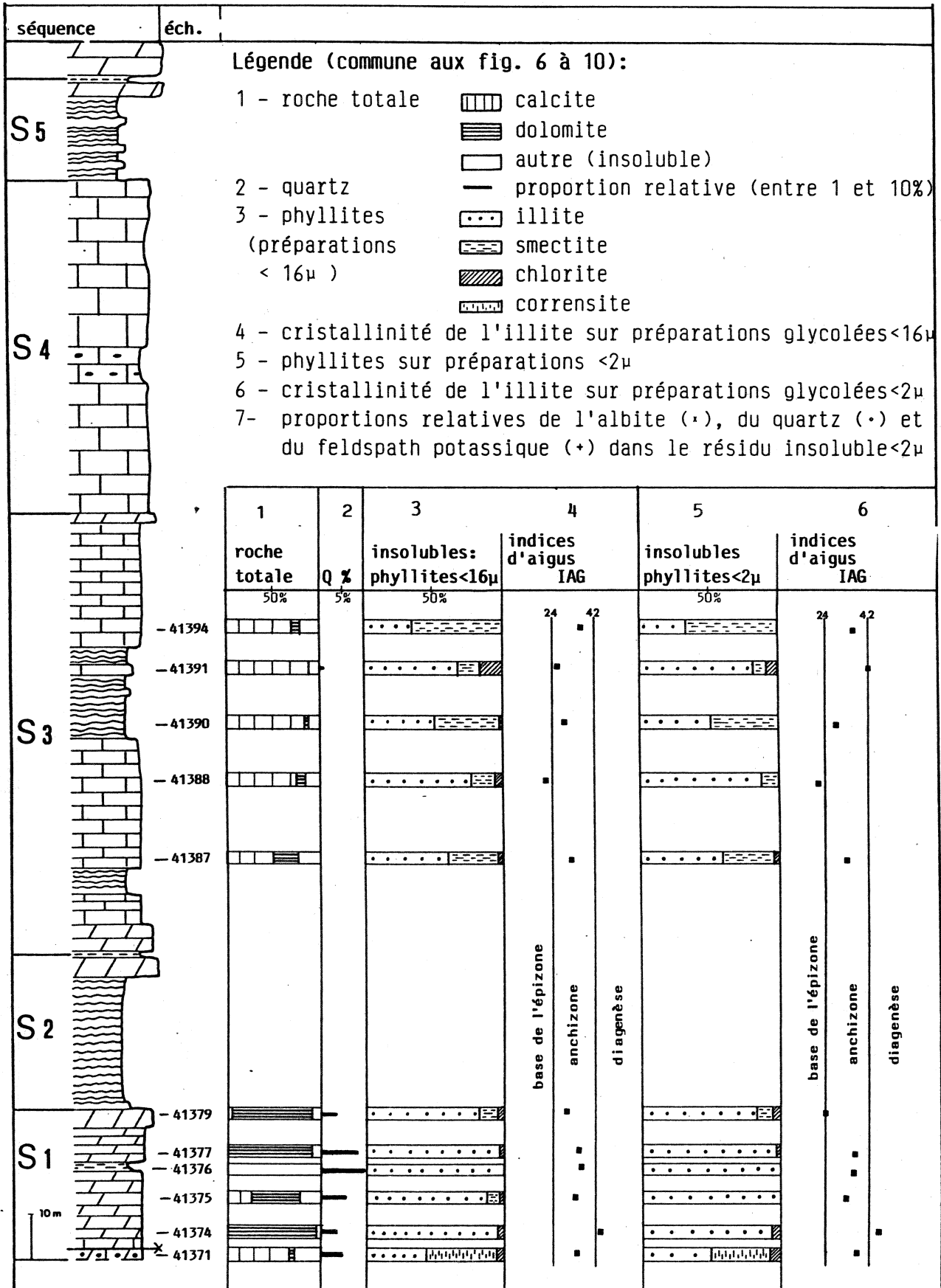


Figure 6: résultat des analyses de diffraction X d'échantillons du Rocher du Midi (profil lithologique simplifié).

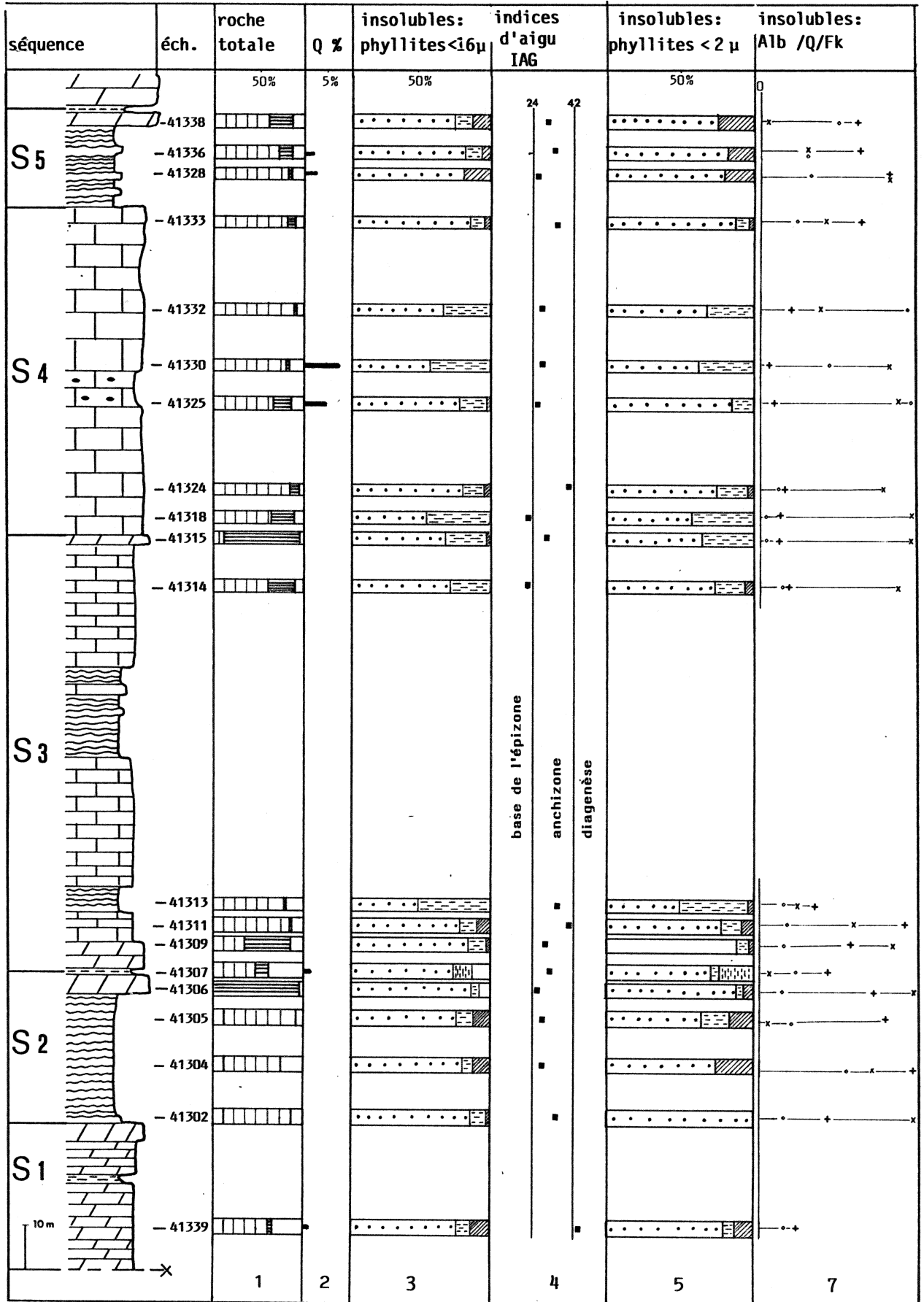


Figure 7: résultats des analyses de diffraction X d'échantillons du Mont d'Or (profil de l'Ecuale, lithologie simplifiée). Légende in fig. 6.

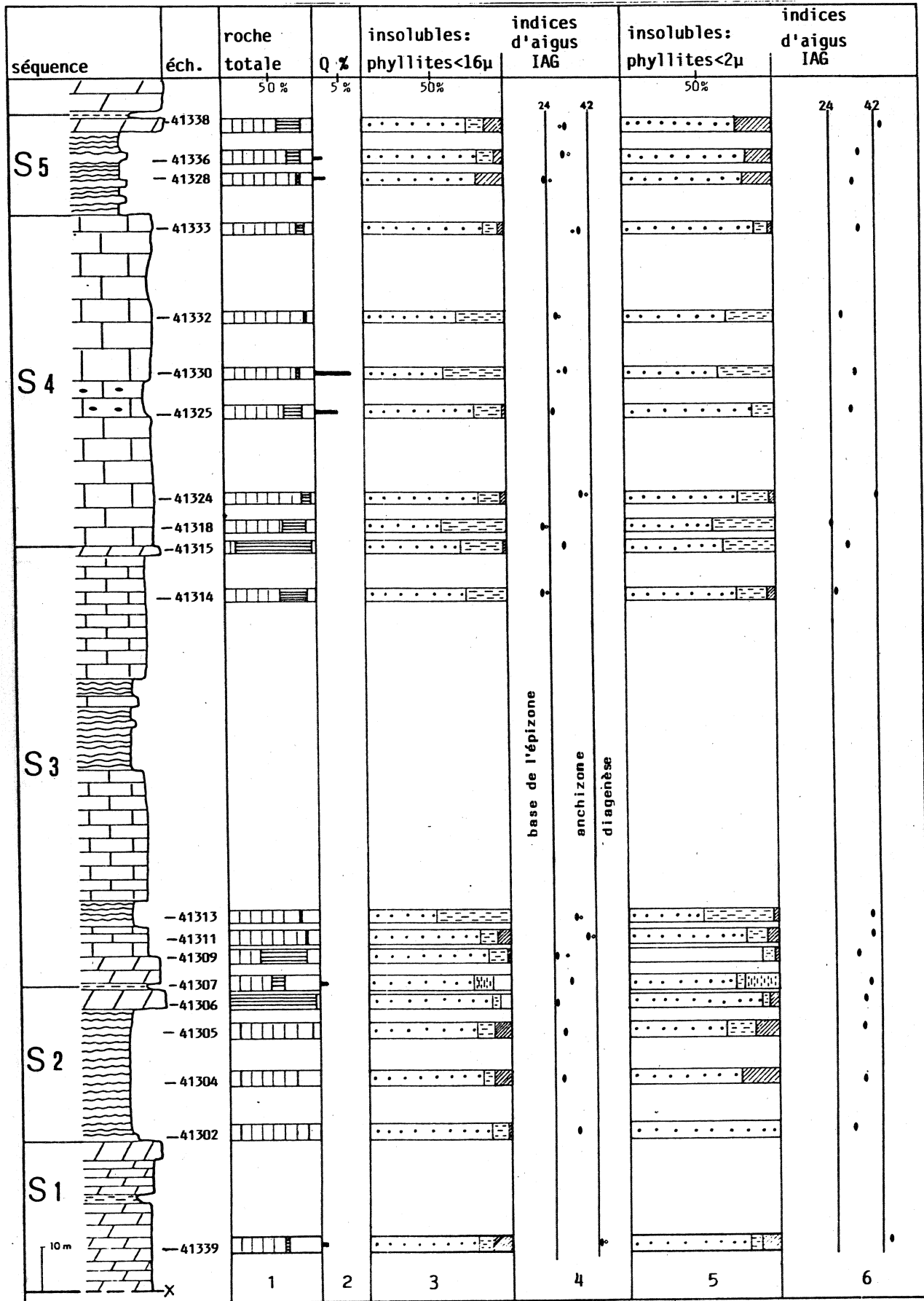


Figure 8: résultats des analyses de diffraction X d'échantillons du Mont d'Or (profil de l'Ecuale, colonnes 1 à 5 identiques à celles de la fig. 7).

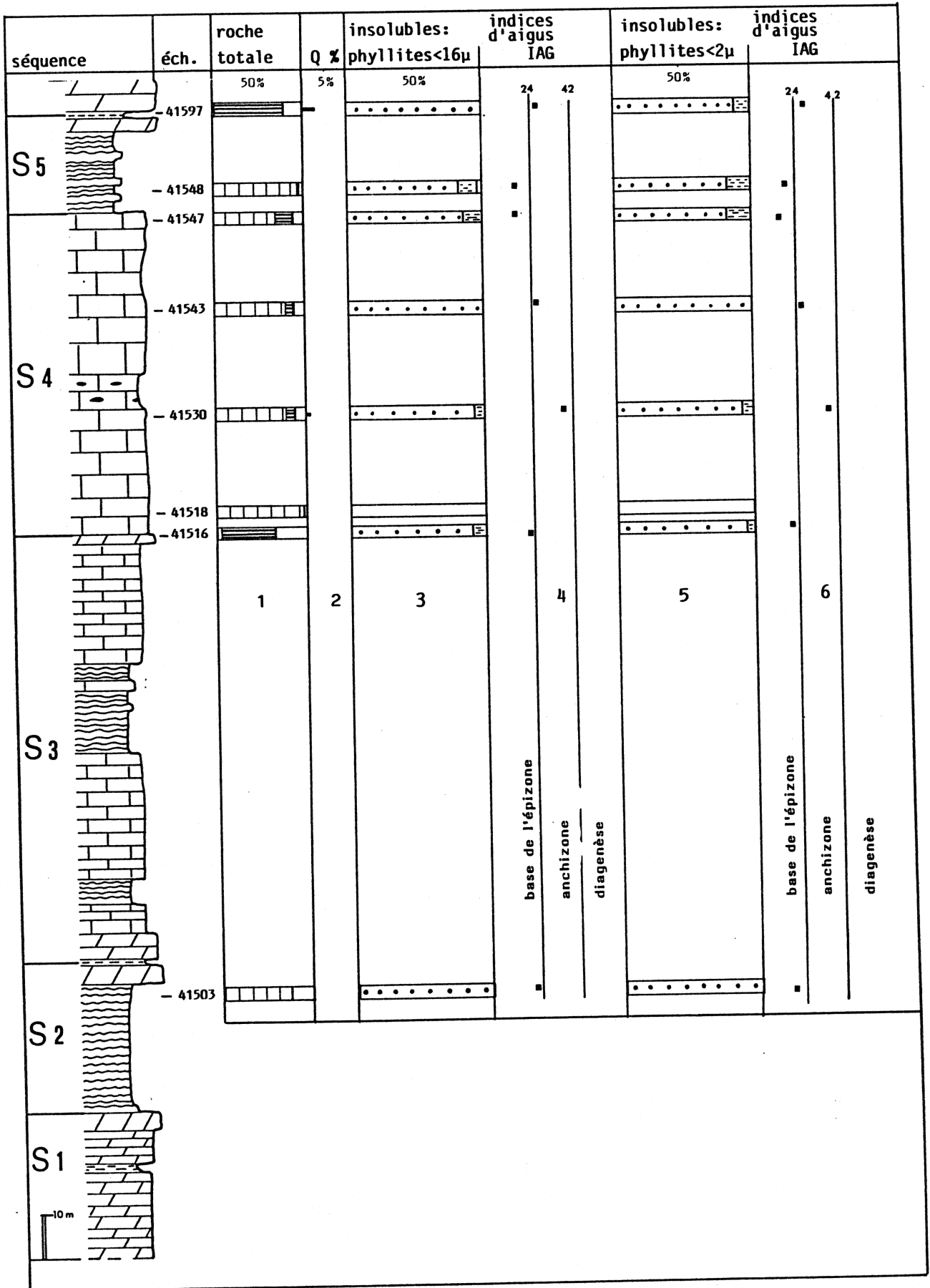


Figure 9: résultats des analyses de diffraction X d'échantillons des Spillger-ten (profil lithologique simplifié). Légende in fig. 6 .

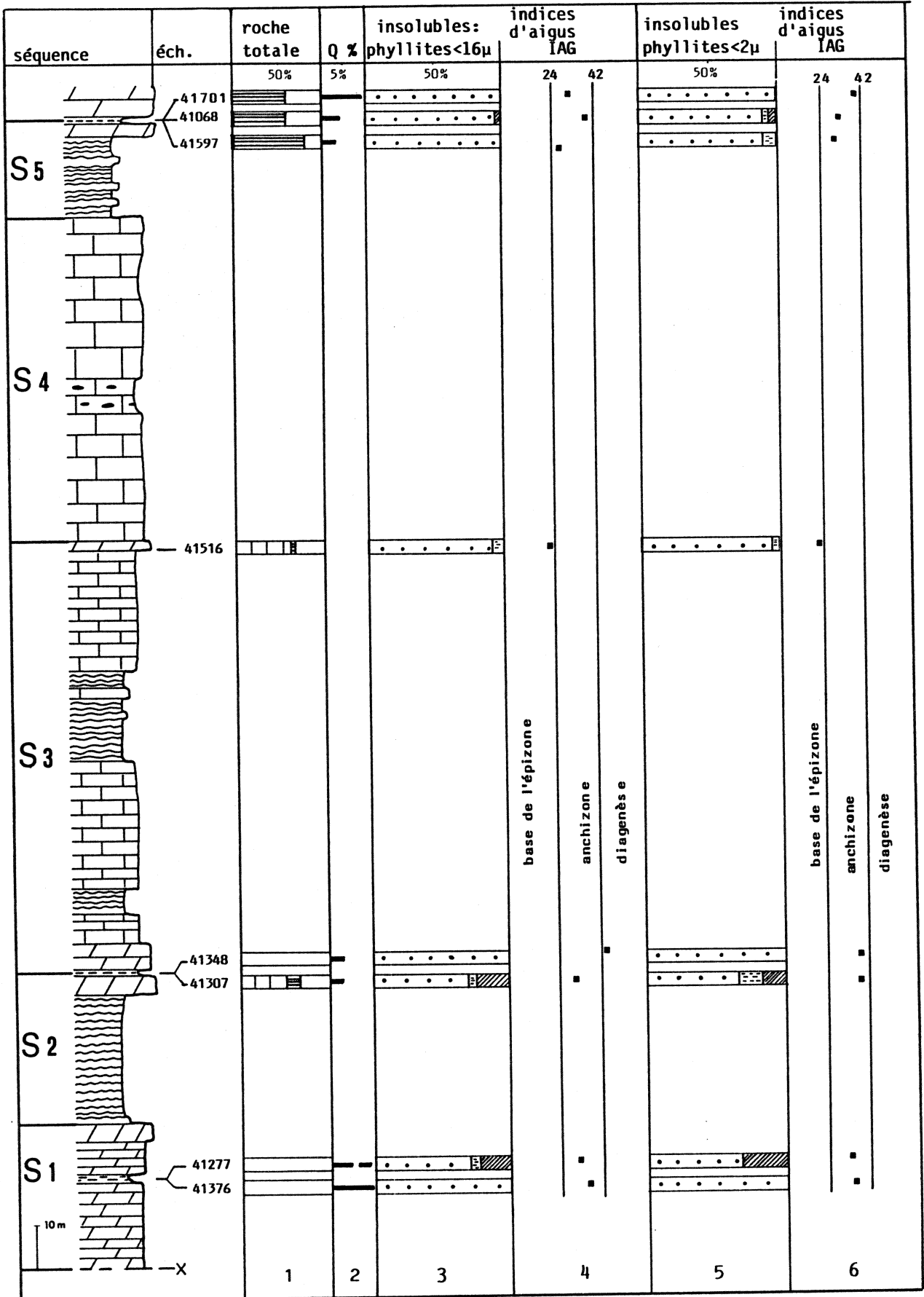


Figure 10: résultats des analyses de diffraction X d'échantillons provenant des niveaux de marnes dolomitiques et argilites (milieux margino-littoraux). Légende in fig. 6.

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 "réactif".

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'écaille 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).

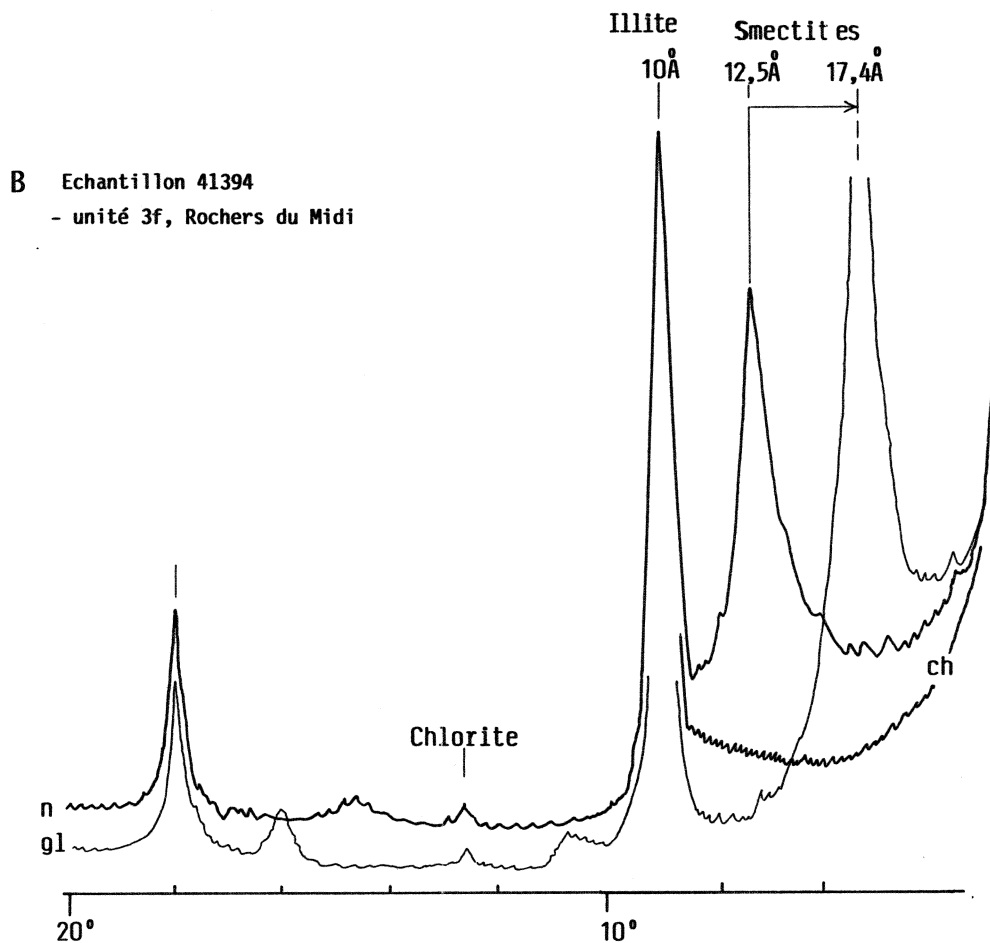
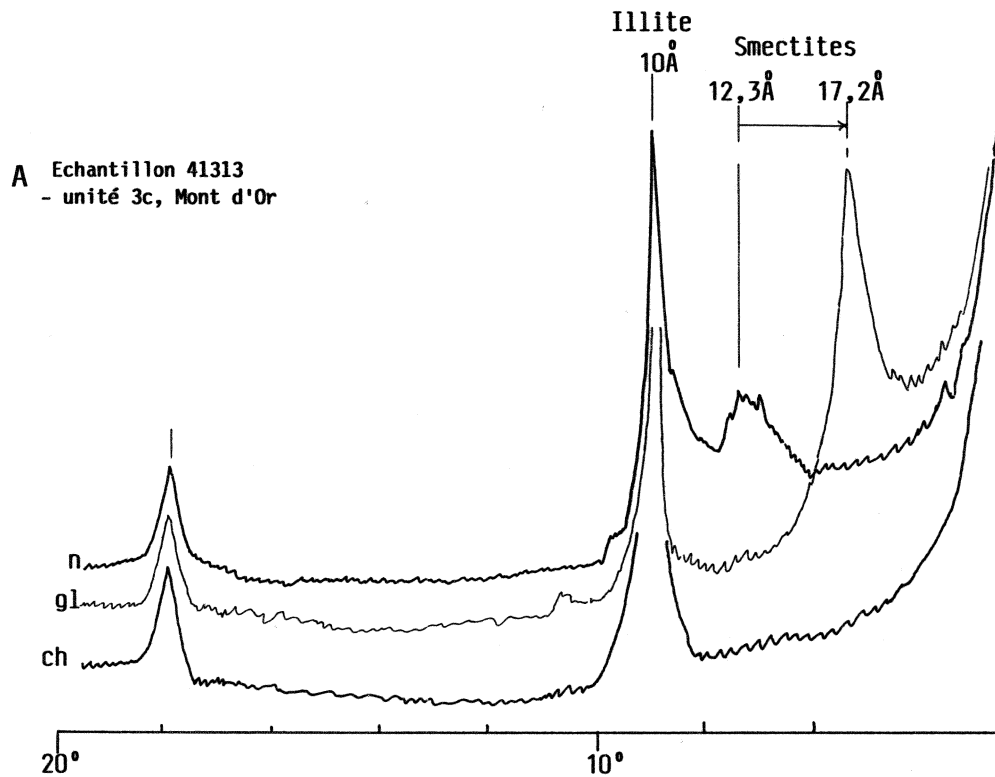


Figure 11: diffractogrammes caractéristiques, faciès à illite - smectites
A- smectites mal cristallisées B- smectites bien cristallisées

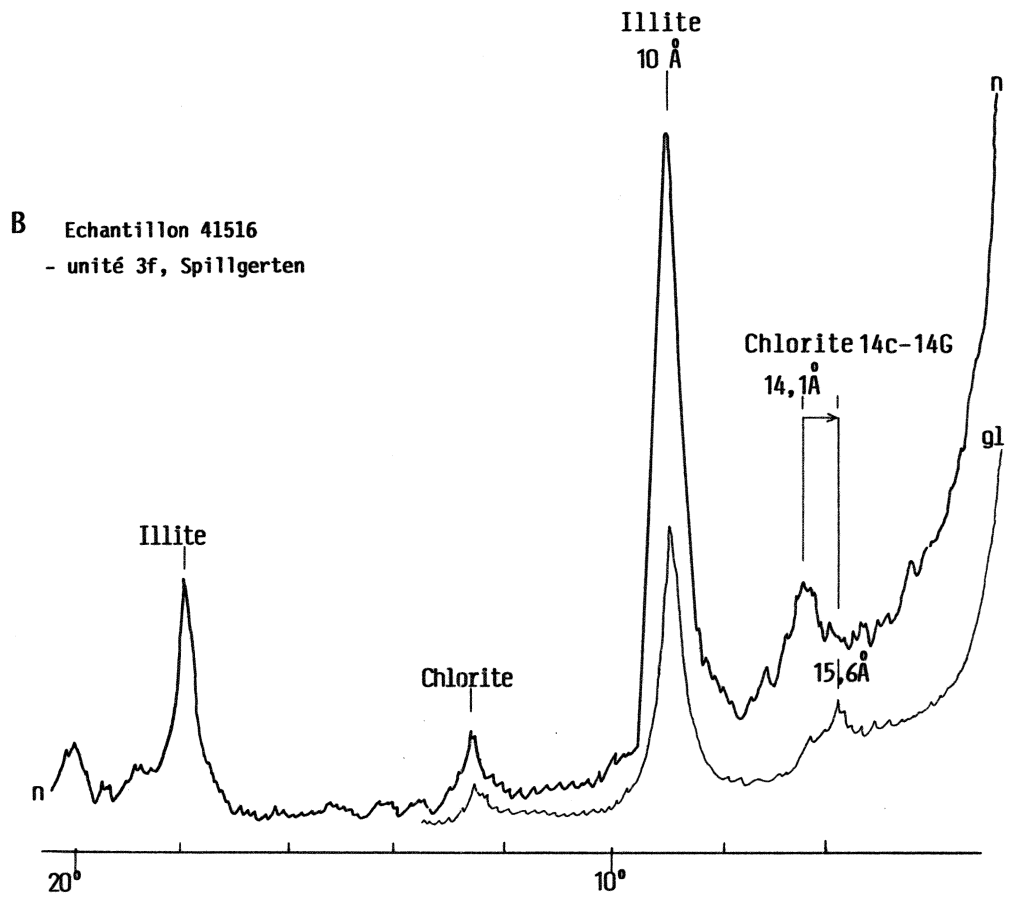
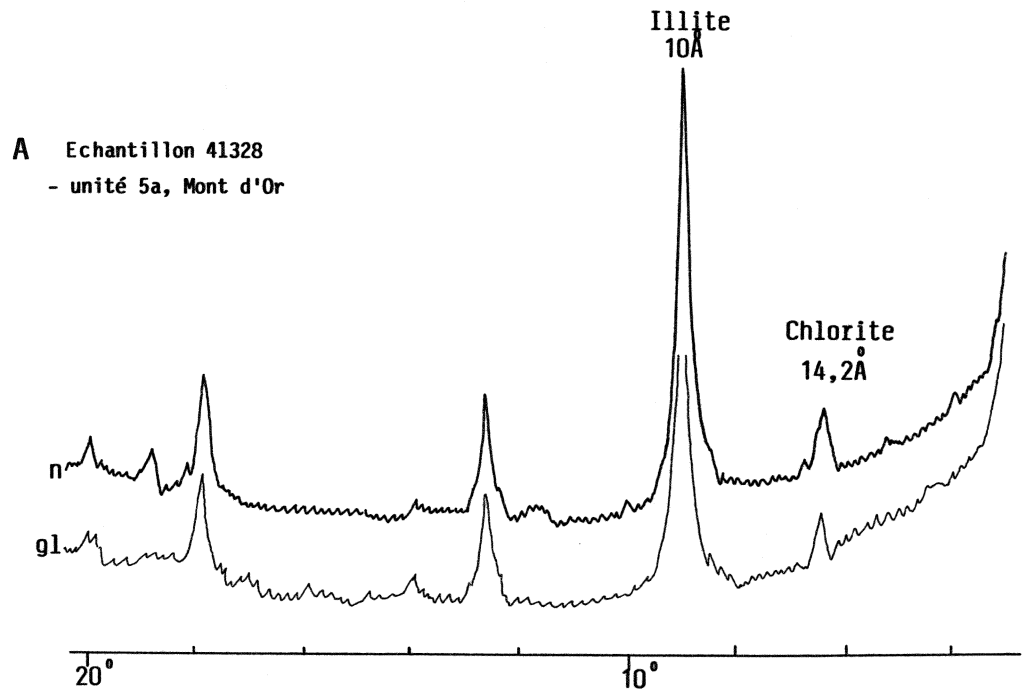


Figure 12: diffractogrammes caractéristiques, faciès à illite - chlorite
A- chlorite B- chlorite gonflante(14c-14G)

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'écaille 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 écailles 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 écaillés 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 écaillles 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 Spillgarten (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.

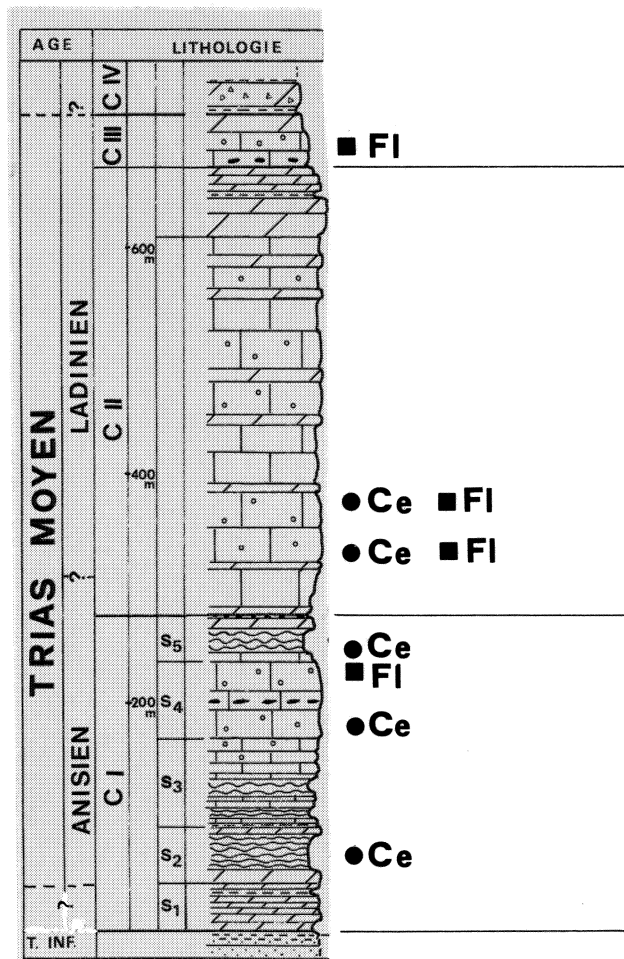


Figure 13: localisation stratigraphique de la célestine et de la fluorine dans le Trias moyen des Préalpes médianes rigides. Fluorine= Fl, célestine= Ce.

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'échelle du Rothorn (description in BAUD, 1975)

et le second dans le cycle III (couches à Costatoria goldfussi) de l'échelle du Wiriehorn. On trouve également de la fluorine dispersée dans les calcaires rubanés de l'échelle 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 diagenétique 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'échelle 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 : LES PALEOENVIRONNEMENTS

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 vindéliens) et sur sa face sud-orientale également par une zone haute, soit les seuils cottiens et austro-alpins inférieurs. Le domaine de sédimentation apparaît comme un vaste golfe de 100 à 150 km de large et au moins 600 km de long. Nous précisons, 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 briannonnaise. 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.

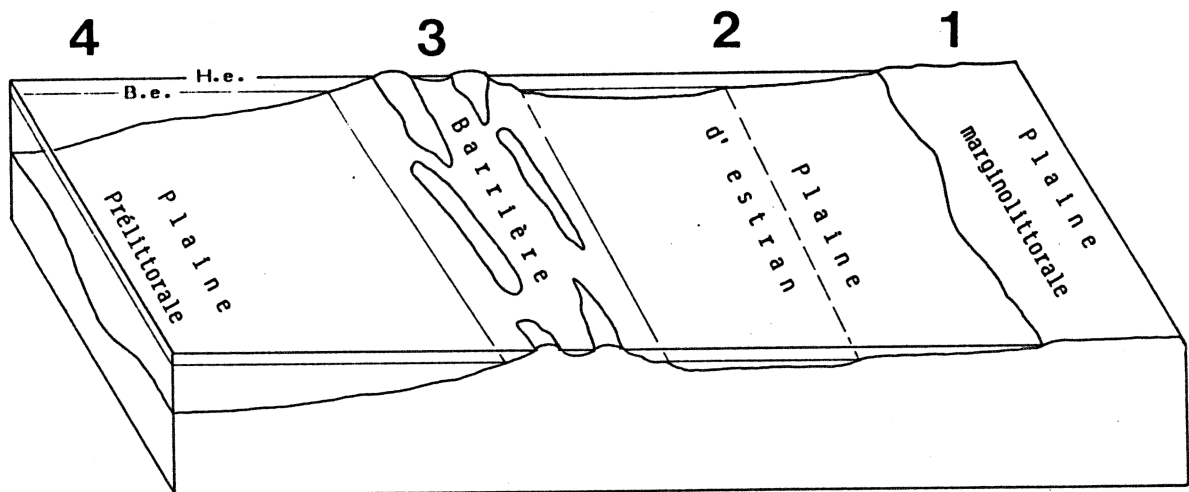


Figure 14: modèle général des paléoenvironnements de la Formation de Saint - Triphon. (H.e.= hautes eaux, B.e.= basses eaux).

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'émersion qui apparaissent au toit des Membres de Dorchaux, du Lessus et des Andonces. Nous décrirons ces niveaux d'émersion 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-

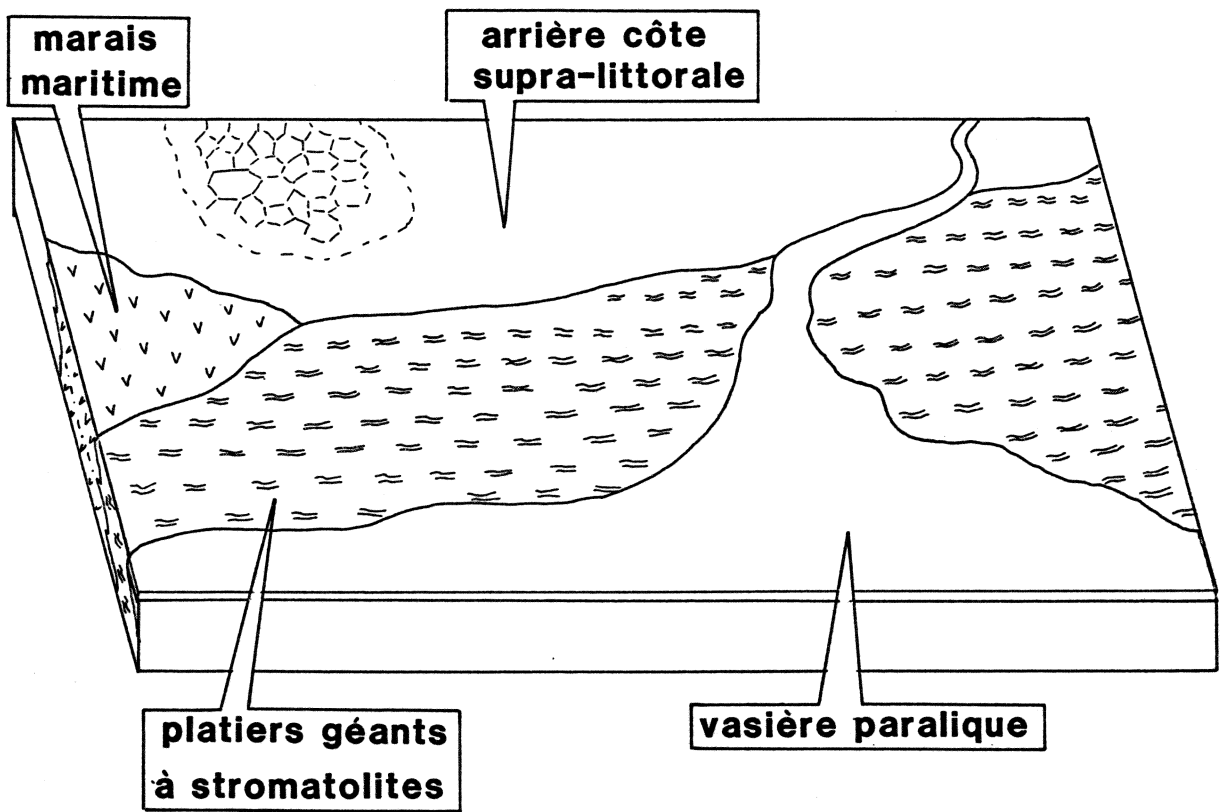


Figure 15: milieux de dépôts du complexe marginolittoral .

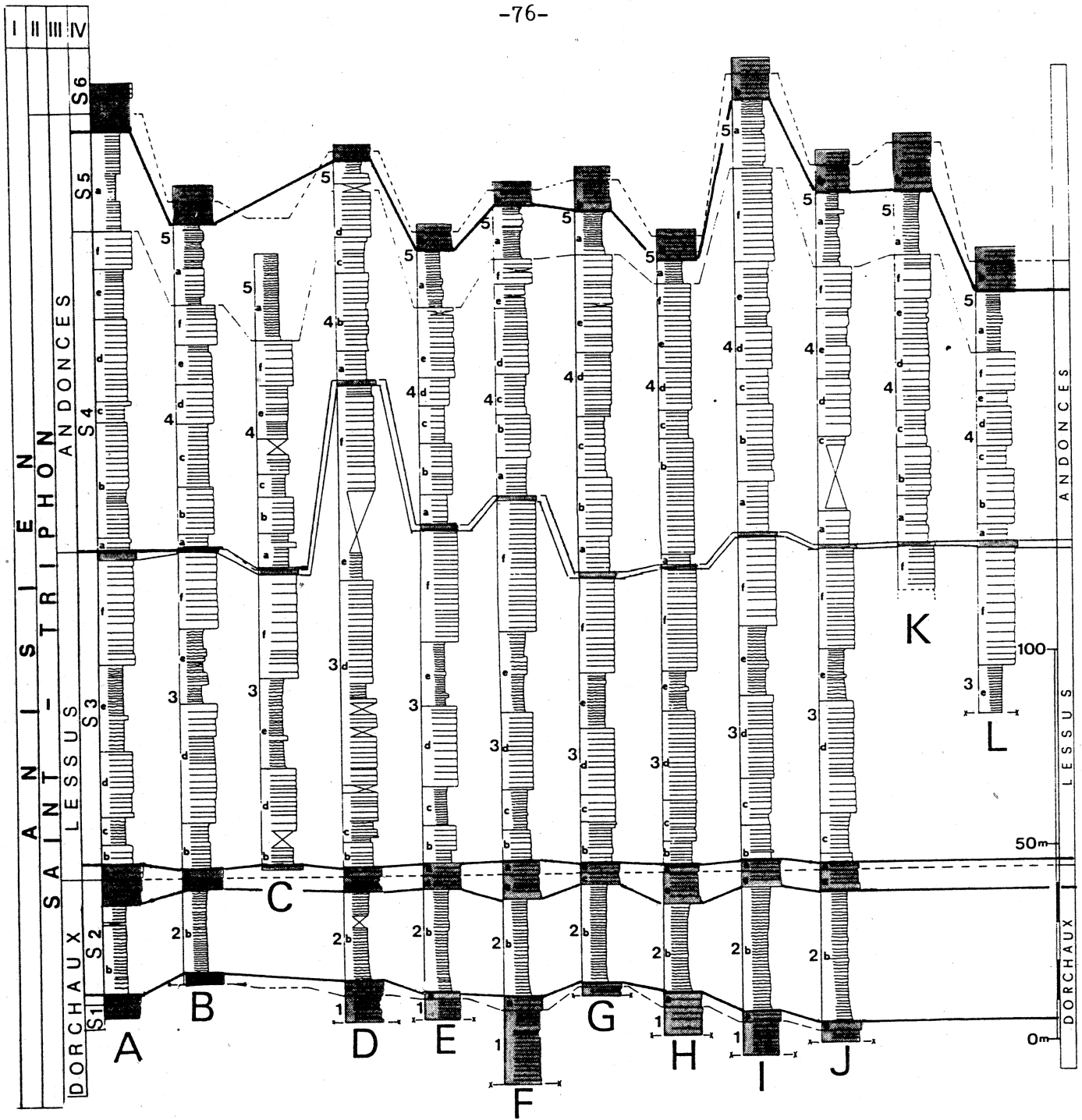


Figure 16: extension stratigraphique du complexe marginolittoral (en grisé). La localisation des profils A à L est indiquée in fig. 1 & 5 .

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 fouisseurs 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.

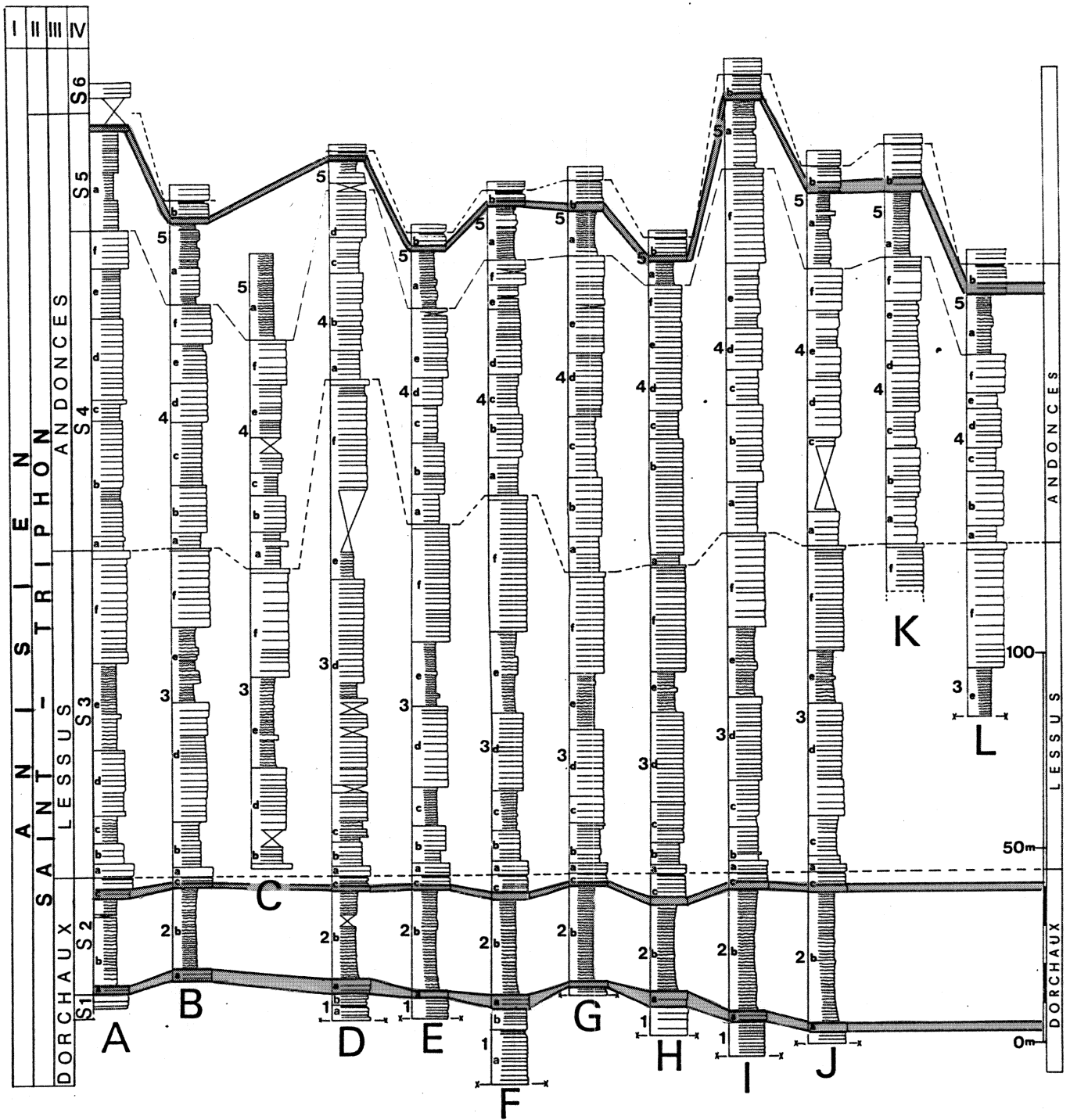


Figure 17: extension stratigraphique des platiers géants à stromatolites (en grisé). La localisation des profils A à L est indiquée in fig. 1 & 5 .

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 émerisions sera abordé en 4ème partie (chap. 2).

2.5.1 Séquence d'émerision 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).

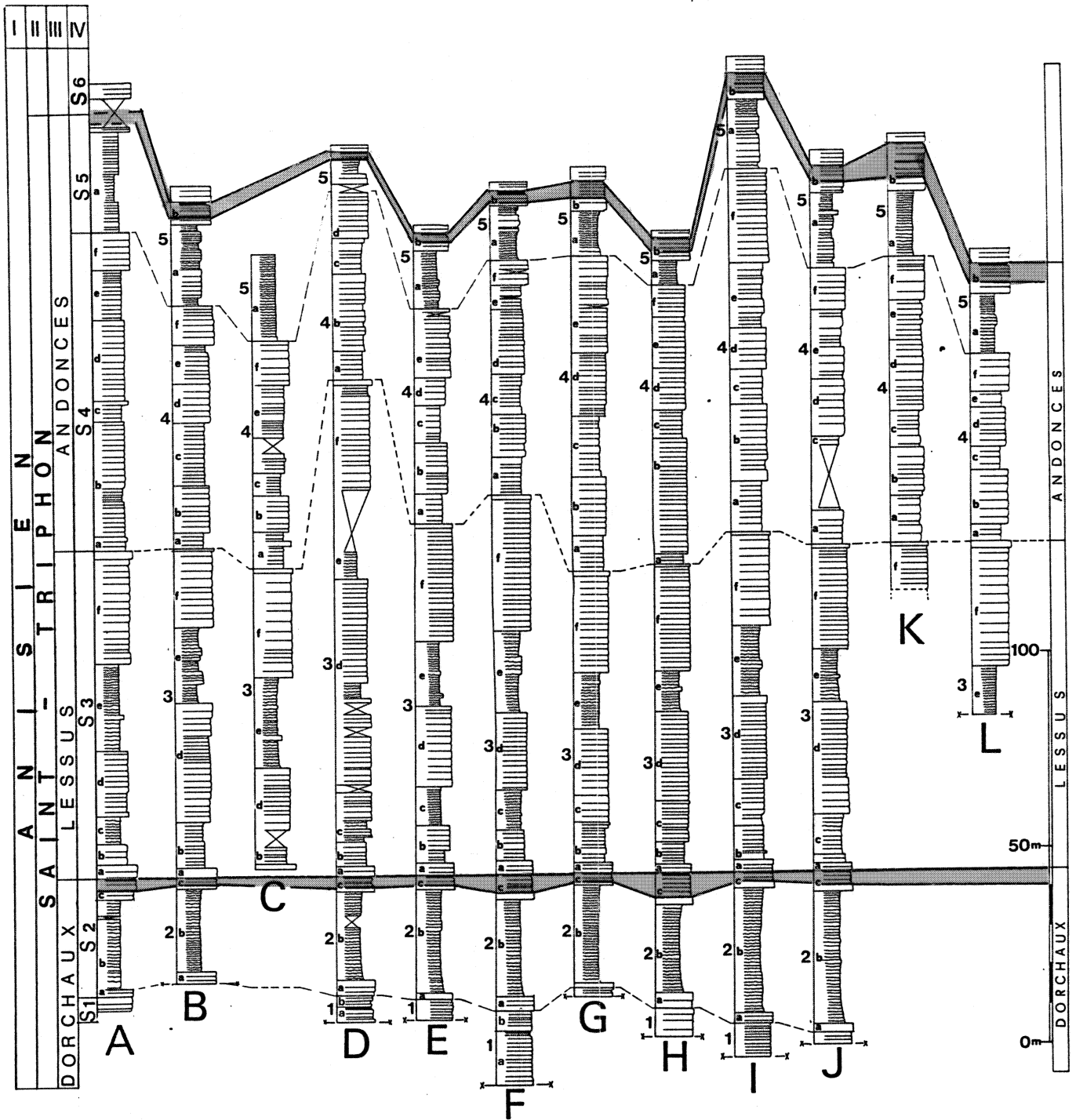


Figure 18: localisation stratigraphique des grands niveaux d'émersion, confinés (en grisé). La localisation des profils A à L est indiquée in fig. 1 & 5.

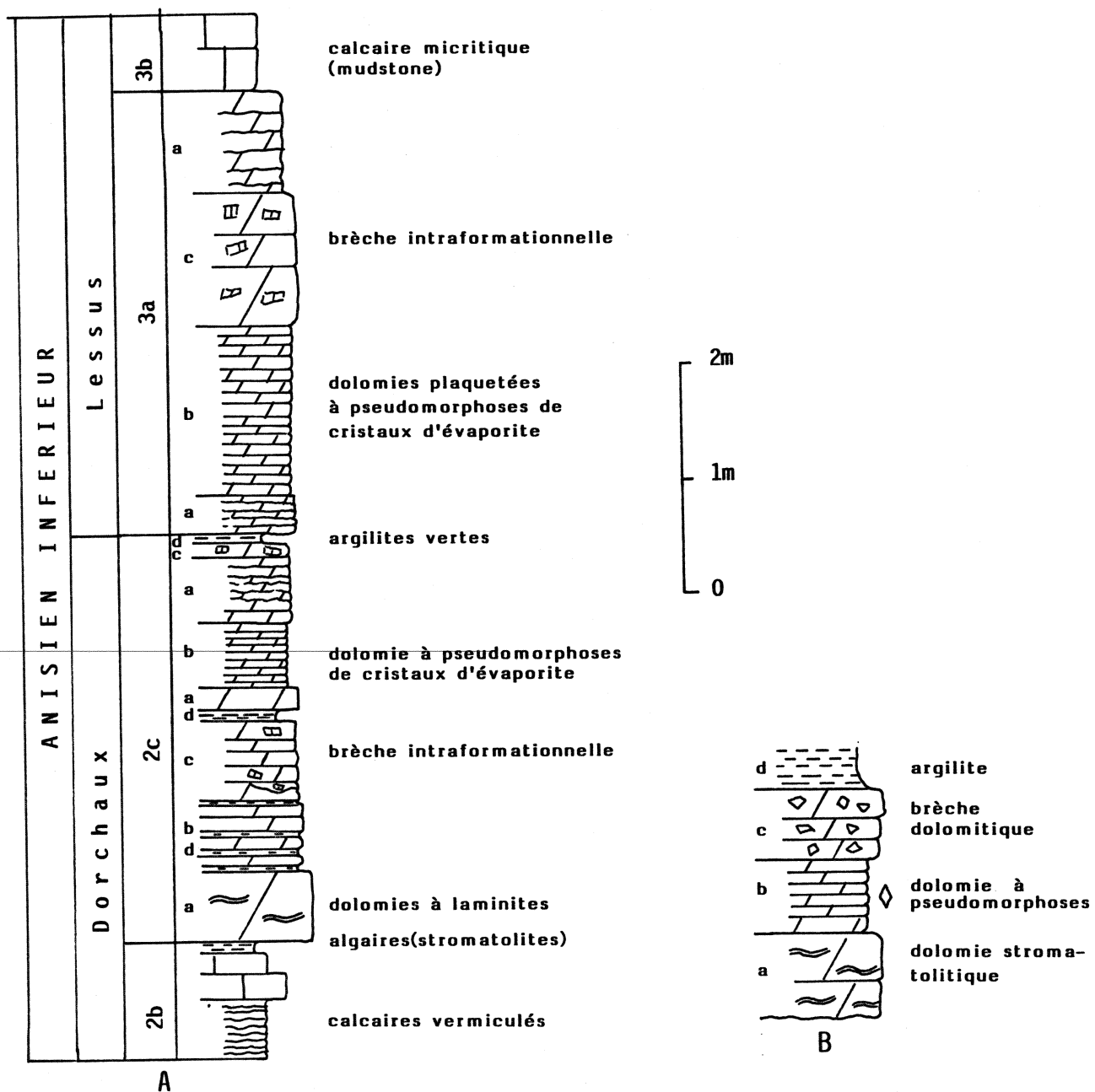


Figure 19: A- niveau d'émergence (unités 2c et 3a) relevé à Dorchaux (Mont d'Or)
B- séquence virtuelle d'un niveau d'émergence en milieu confiné .

Cette figure n'est pas sans analogies avec les "tentés 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 :

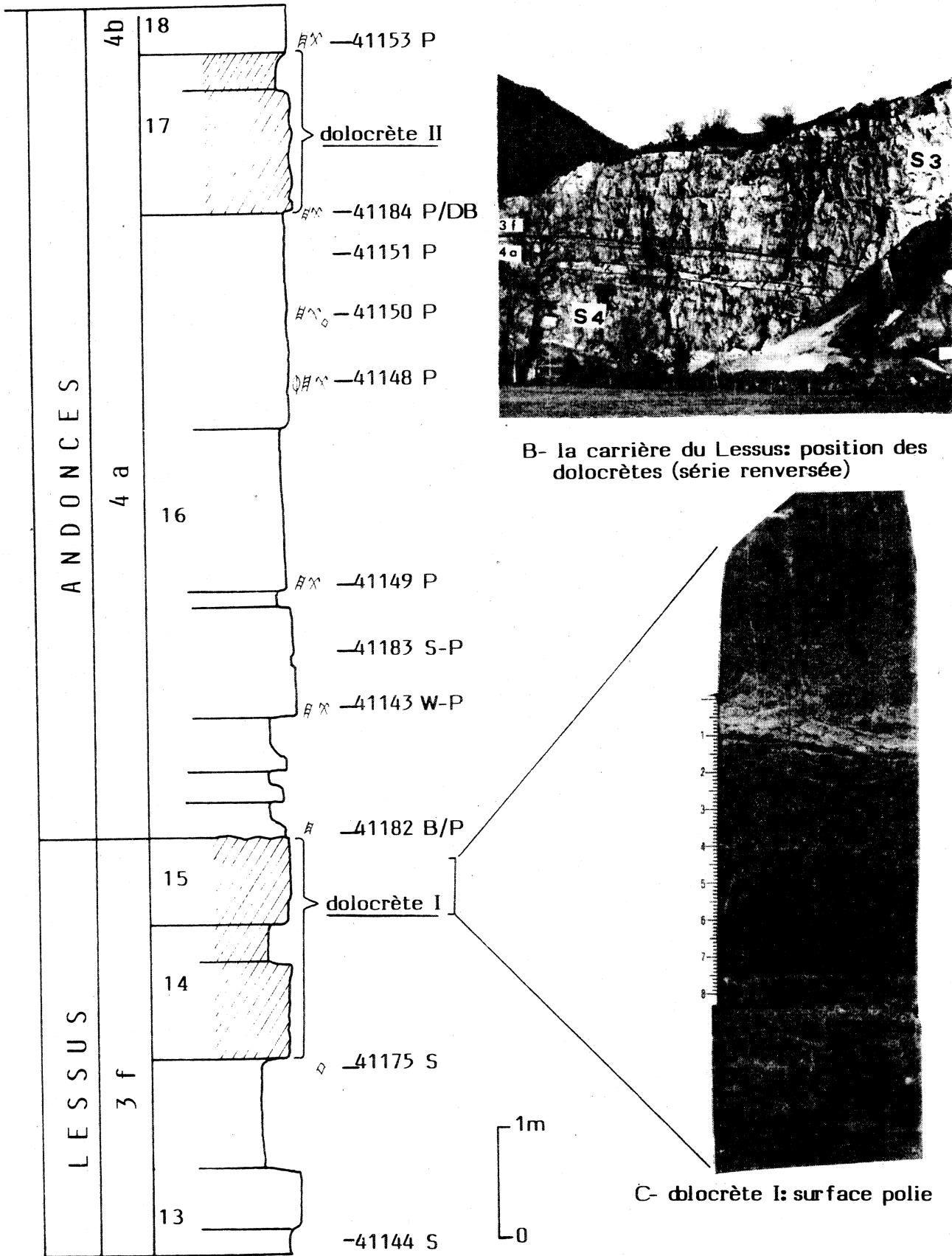
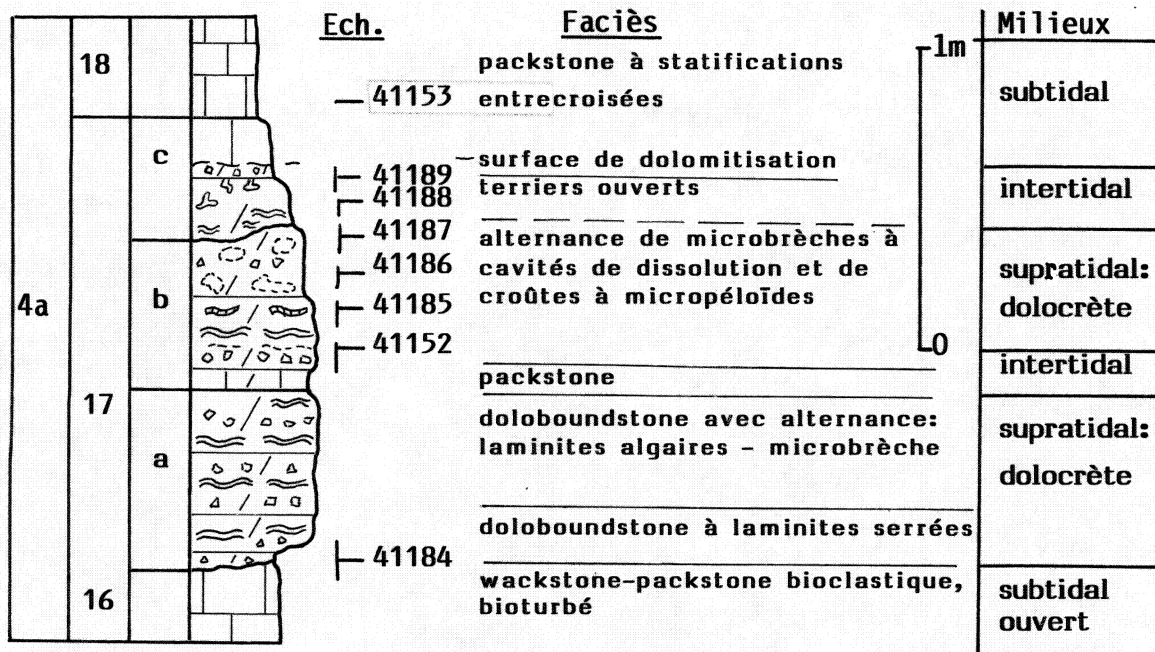


Figure 20: Les dolocretes de la carrière du Lessus (Saint-Triphon).

-87-
dolocrète II



dolocrète I

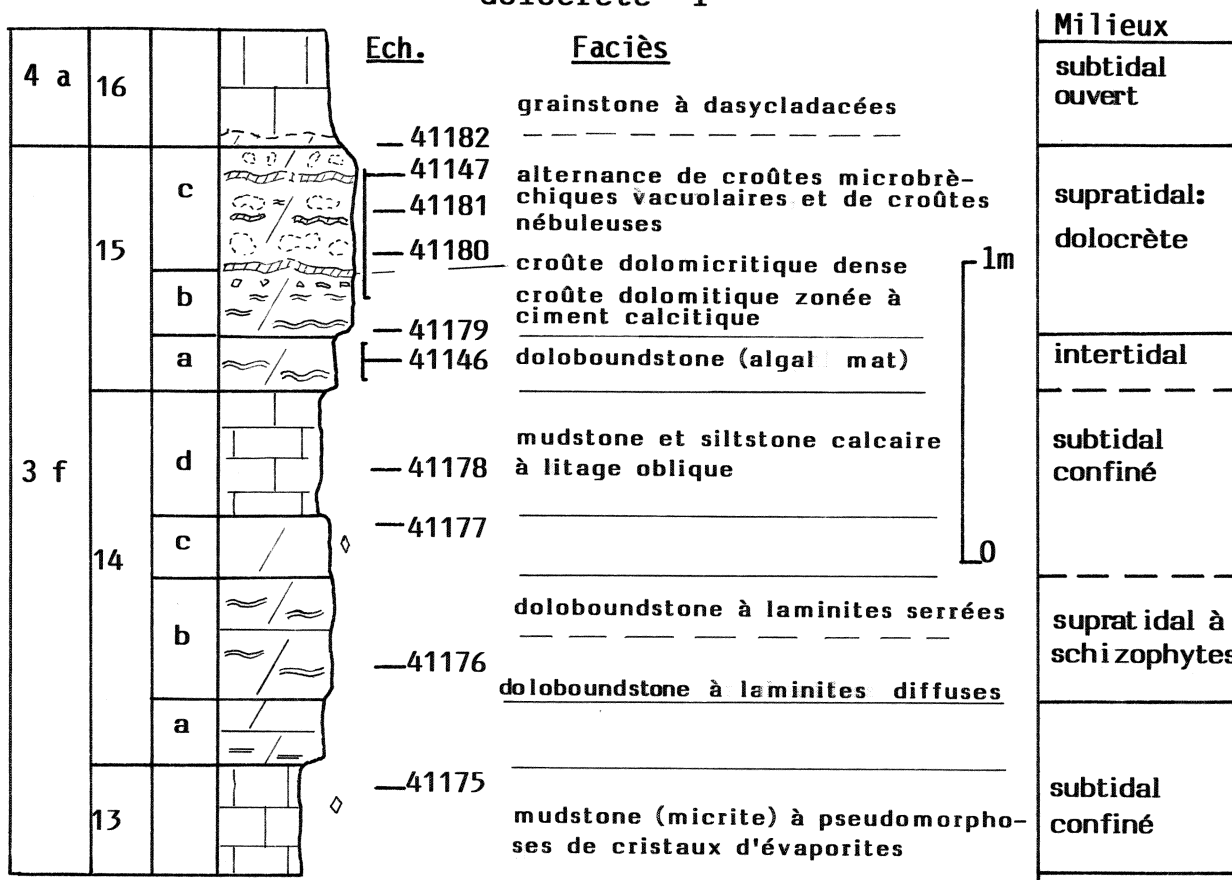


Figure 21: profils lithologiques détaillés des dolocrètes de la carrière du Lessus (Saint-Triphon). L'emplacement des dolocrètes est indiqué à la figure 20. Illustration: planches 6 à 10 .

- 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 racines 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 démantèlement 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 rare 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 référerons 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 décrirons 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 bréchiques.

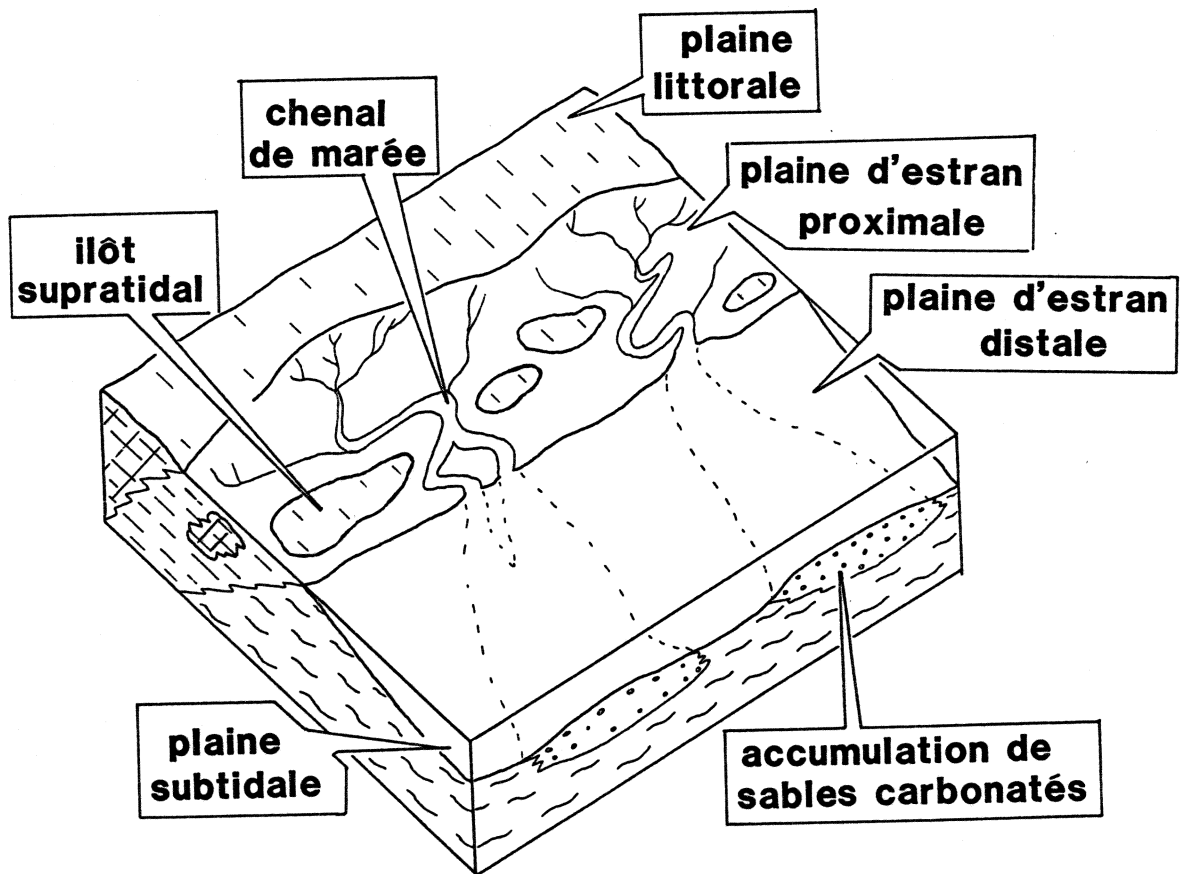


Figure 22: milieux de dépôts du complexe de plaine d'estran.

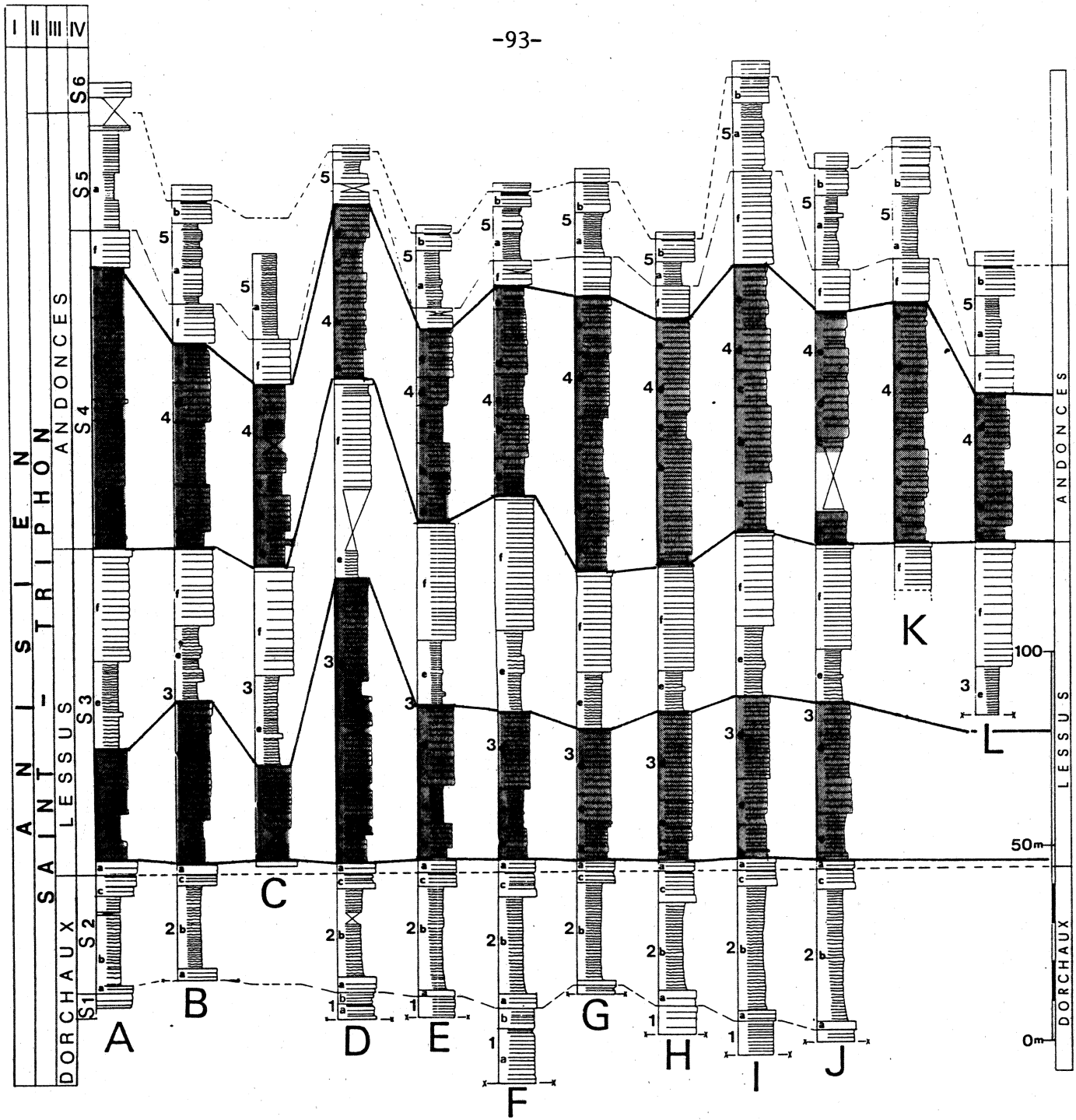


Figure 23: extension stratigraphique du complexe de plaine d'estran (engrisé).
La localisation des profils A à L est indiquée in fig. 1 & 5 .

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'émersion 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'émersions, 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 émerives 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.

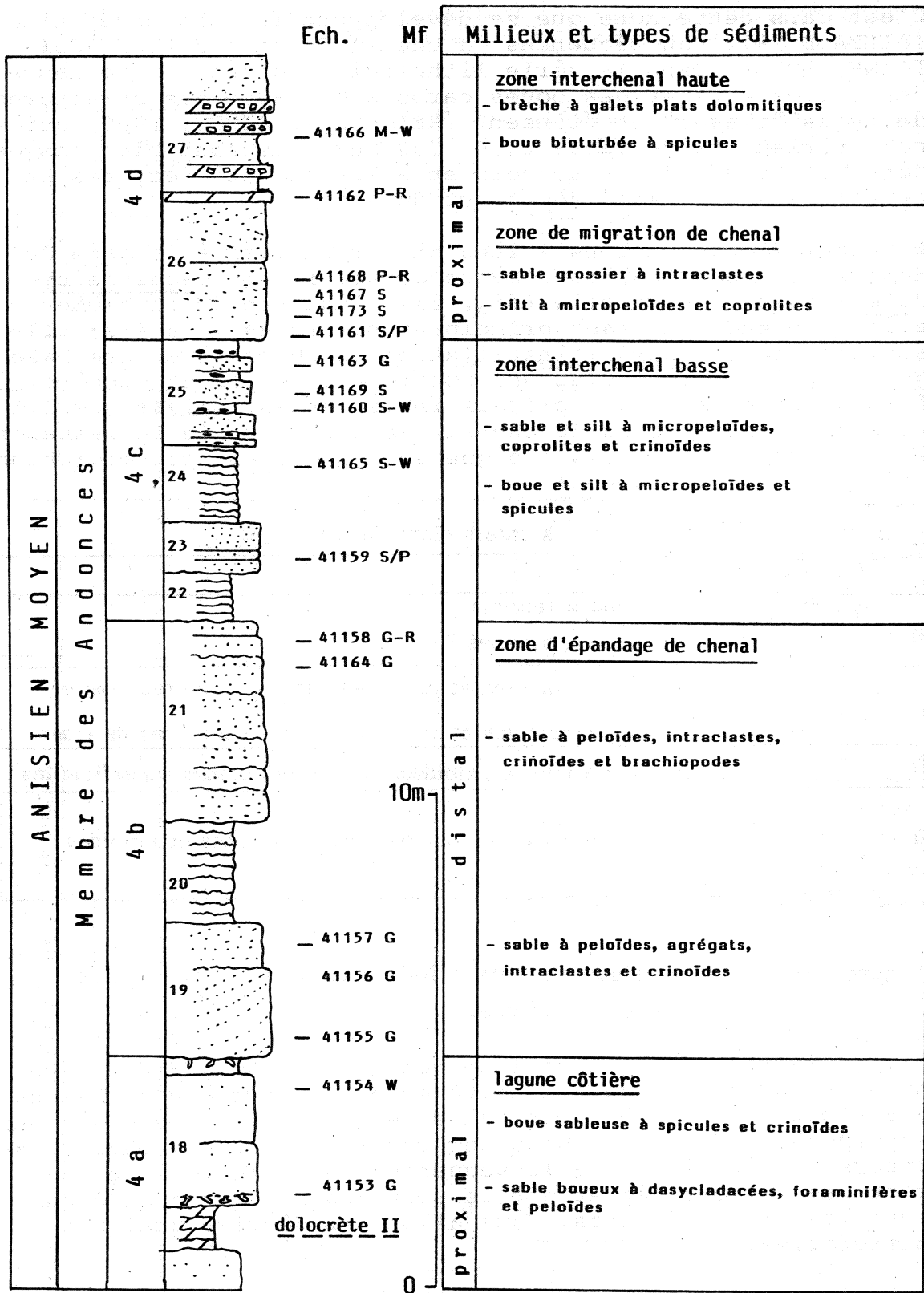


Figure 24: profil lithologique et interprétation des milieux de dépôts de plaine d'estran dans la carrière N du Lessus (Saint-Triphon).

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.

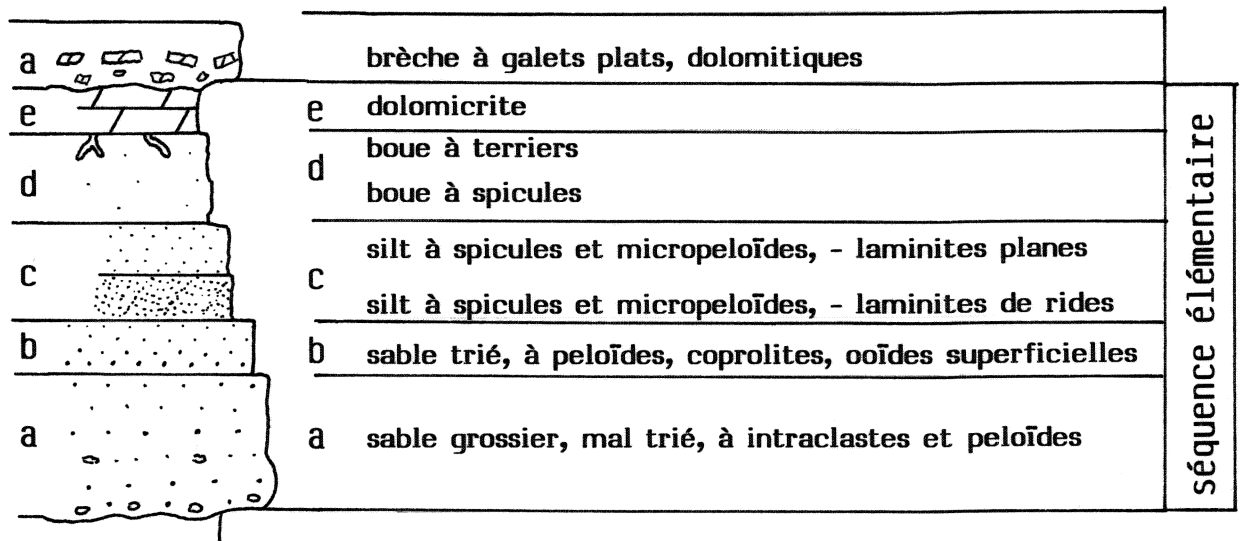


Figure 25: modèle de séquence tidale idéale ou virtuelle. Echelle décimétrique à métrique.

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 fousseurs 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.

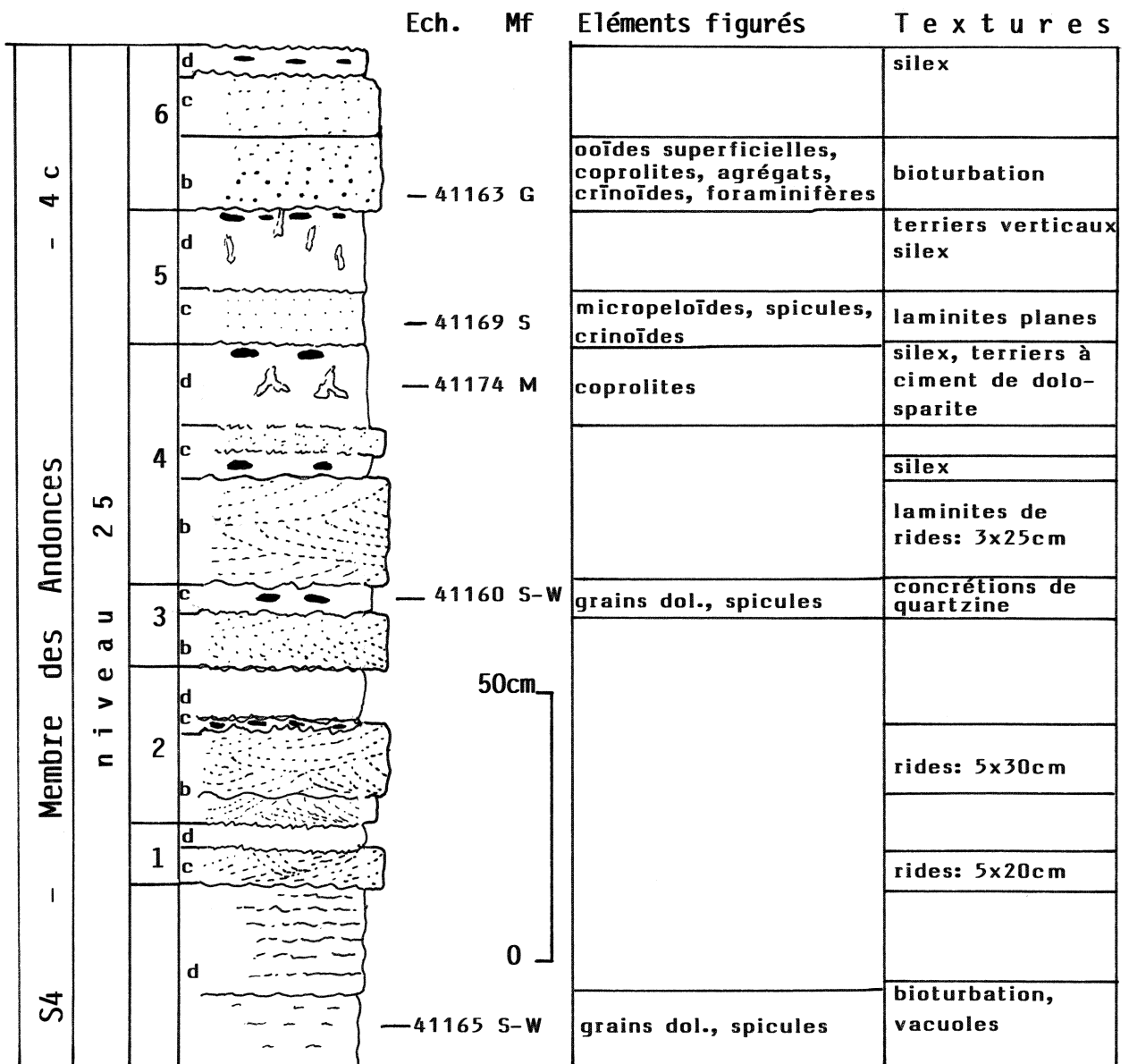


Figure 26: séquences tidales (1 à 6) relevées dans la carrière N du Lessus (Saint-Triphon). Les lettres b, c, d se rapportent aux niveaux de la séquence tidale idéale décrite à la fig. 25. Illustration: planches 11 et 12 .

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 physoporelles 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, pélecypodes, 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, pélecypodes 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 bimodale 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'estran du complexe pré littoral. La barrière va se former par accrétion verticale de séquences régressives (séquences quercynois 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 crypto-spongiaires 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 (Diemtigtal).

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.

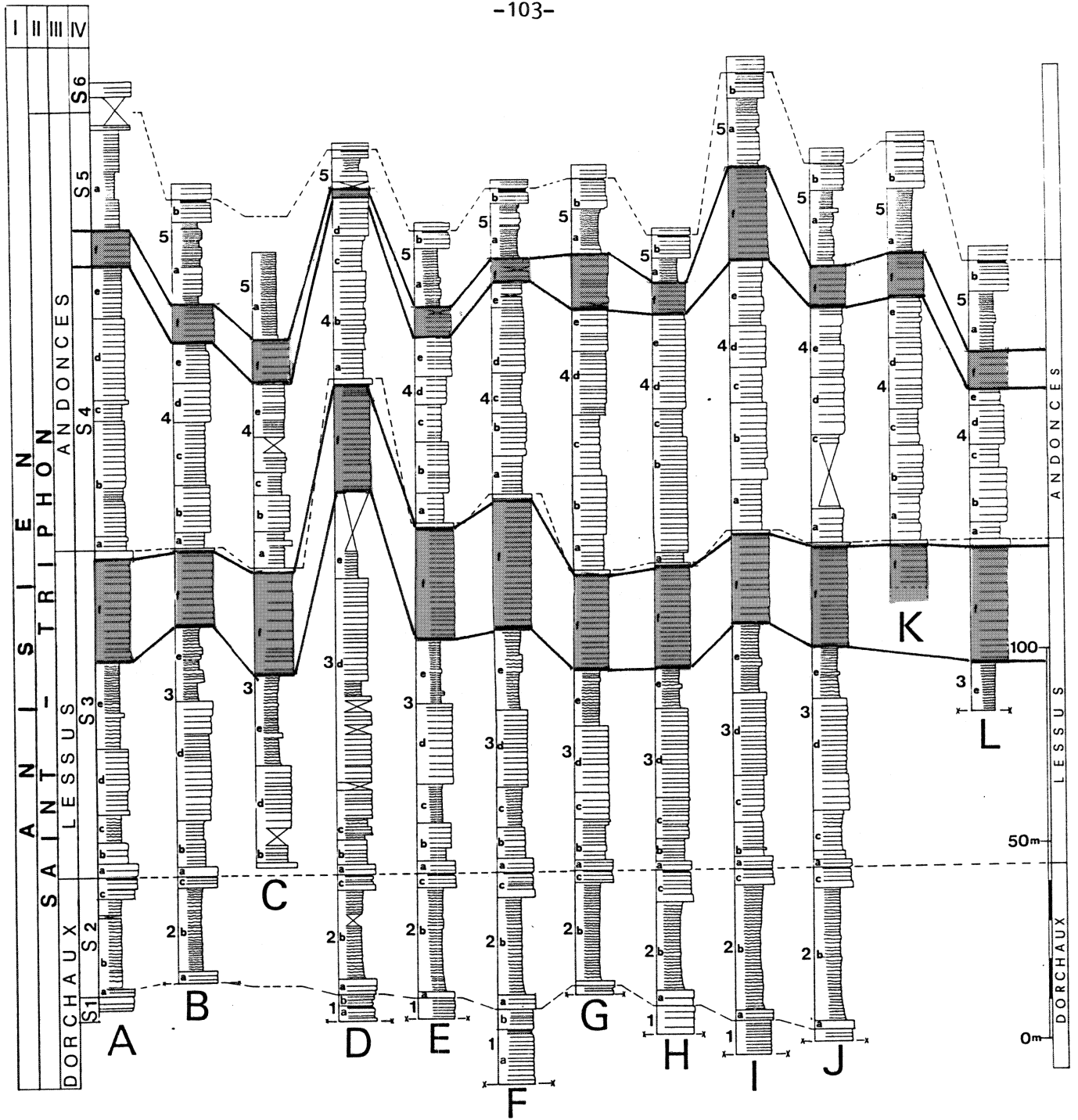


Figure 27: extension stratigraphique du complexe barrière (en grisé). La localisation des profils A à L est indiquée in fig. 1 & 5 .

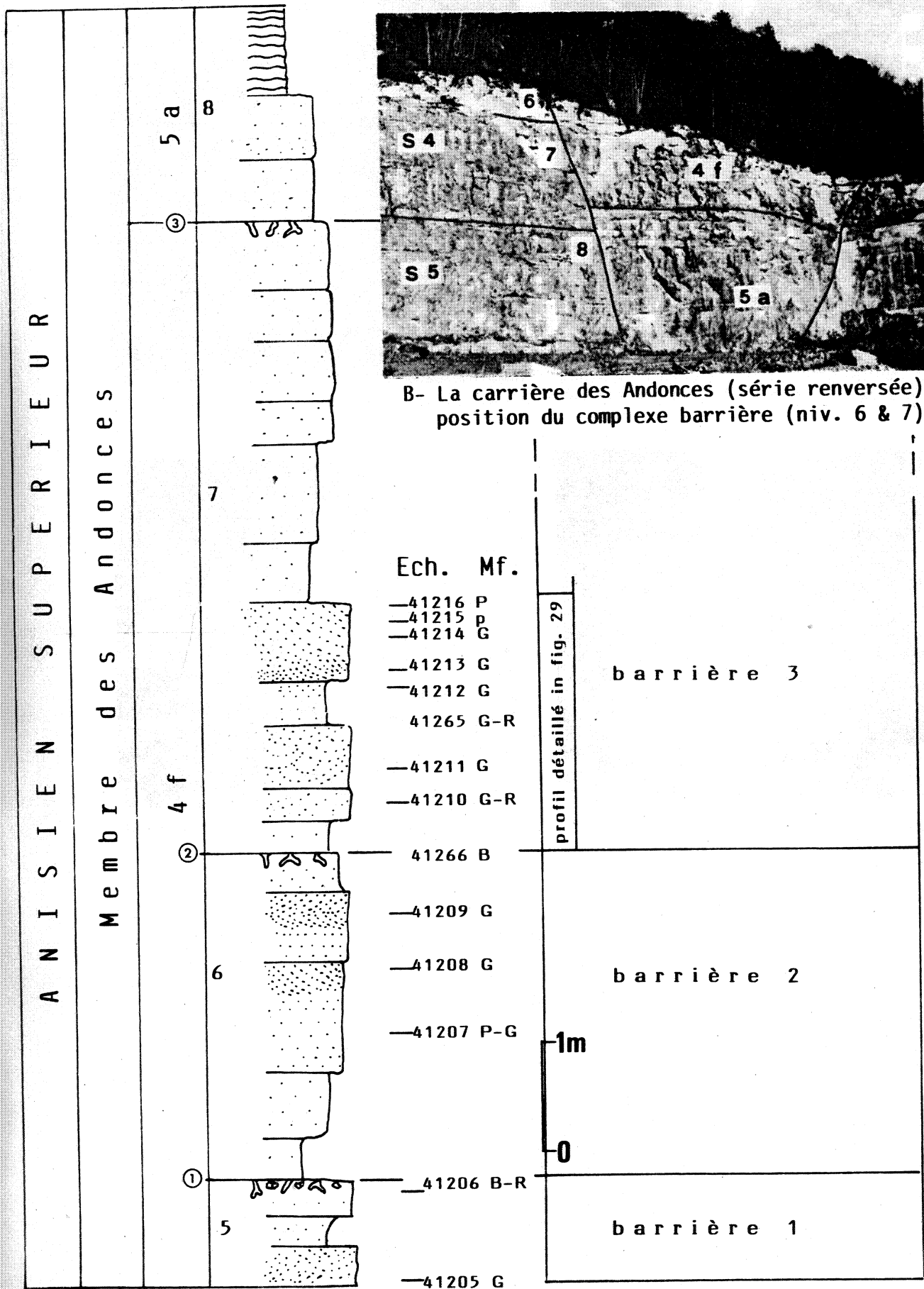
Une photographie prise en 1973 (fig. 28 B) nous montre comment se présentait alors la carrière. Nous avons indiqué la limite des séquences 4 et 5 (Membre des Andonces) avec les unités 4f et 5a. L'unité 4f se subdivise elle-même en 3 séquences de dépôt superposées (5, 6, 7, fig. 28 A), séquences limitées 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.

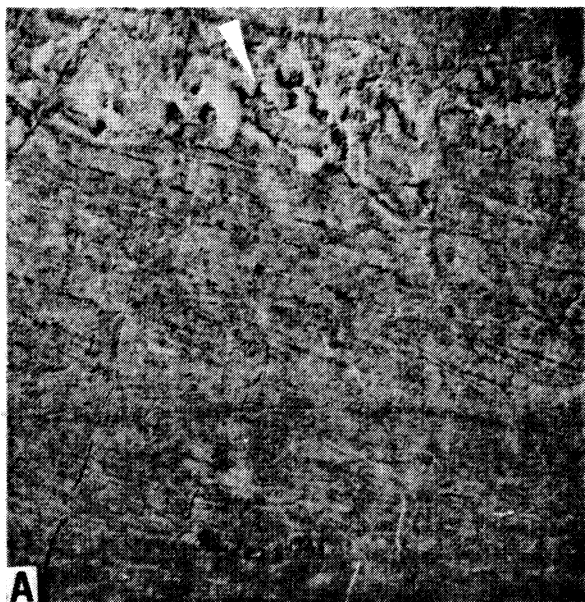
Le niveau sus-jacent (2) est composé de calcarénites à granulométrie hétérogène, sable fin et éléments grossiers soit des galets de calcilutite, de gros oncoïdes et des fragments de spongiaires micritisés comme dans la brèche à galets de calcilutite citée plus haut.

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).

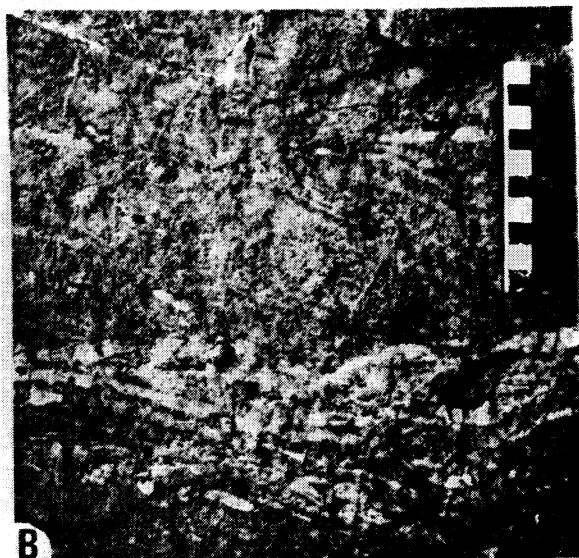


A- Profil lithologique général

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

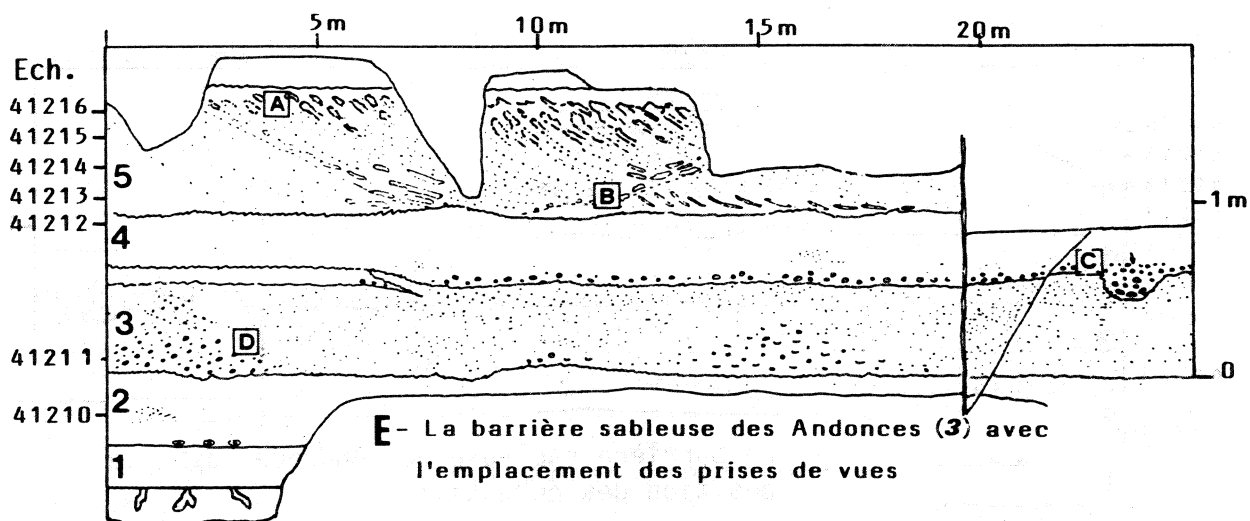


Figure 29: faciès principaux et dessin de la barrière sableuse (3) de la carrière des Andonces (Saint-Triphon). La position stratigraphique est donnée à la fig. 28. Description dans le texte.