

Gérard FRIES et Bernard BAUDOIN

L'EVENTAIL SOUS-MARIN
DE CEÛSE
(S.E. FRANCE) A L'APTO-ALBIEN

LIVRE ASF N°02

LIVRET D'EXCURSION ASF
Octobre 1985

DES  ASSOCIATION
SEDIMENTOLOGISTES
FRANÇAIS

L'EVENTAIL SOUS-MARIN DE CEÛSE

(S.E. FRANCE) A L'APTO-ALBIEN

Gérard FRIES et Bernard BEAUDOIN

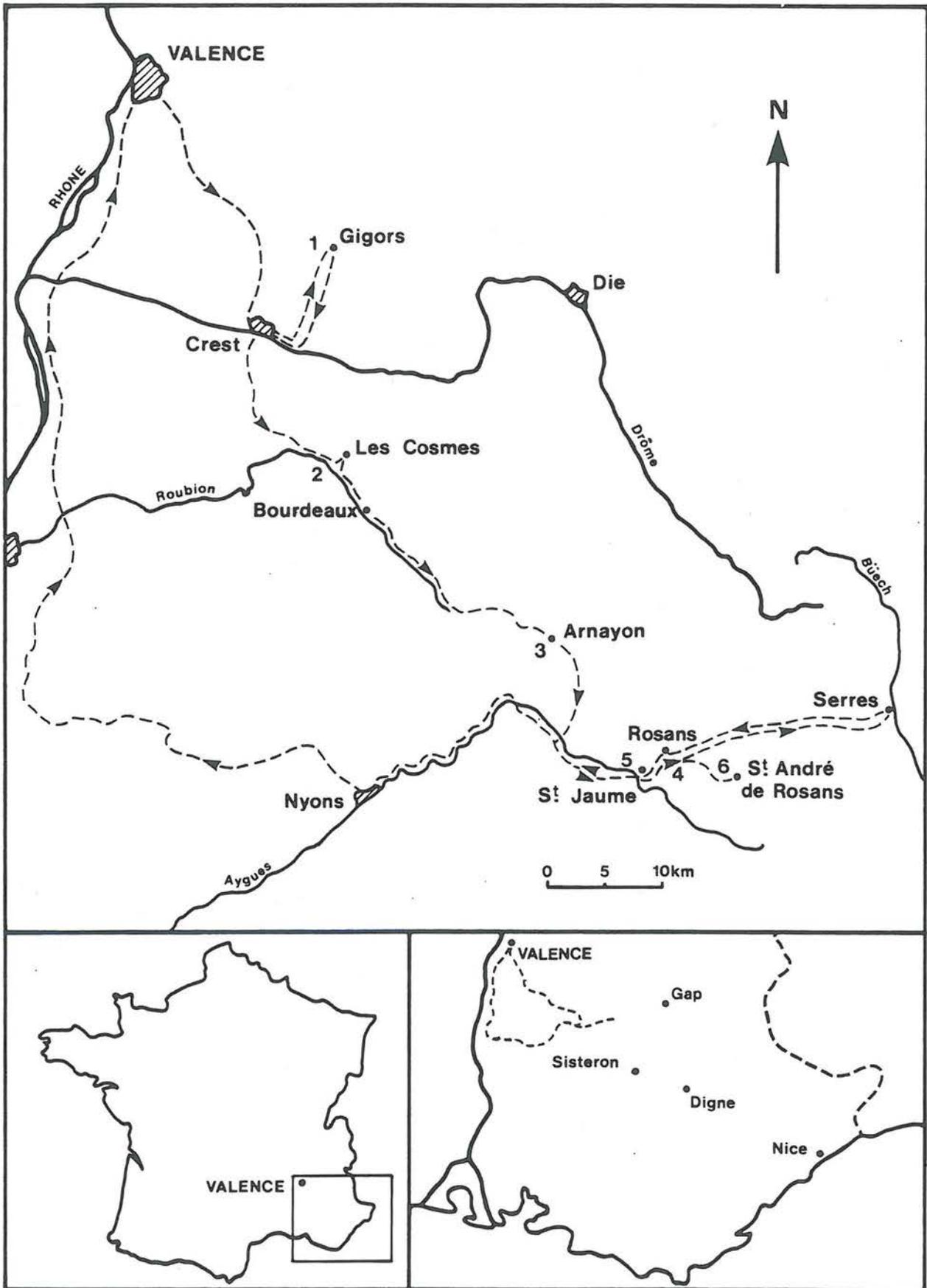


Figure 1 - Itinéraire de l'excursion

TABLE DES MATIERES

I - PREMIERE PARTIE	5
A - LE BASSIN SUBALPIN AU MESOZOIQUE	7
1. Introduction	7
2. La série mésozoïque et les grandes discontinuités	7
3. De la naissance à la disparition du bassin subalpin	9
B - ANALYSE SEQUENTIELLE DE LA SERIE APTO-ALBIENNE	11
1. Les séquences aptiennes	11
2. L'organisation des faciès albiens	15
C - ECHELLES BIOSTRATIGRAPHIQUES	17
1. L'Aptien	17
2. L'Albien	19
D - AGE ET VARIABILITE DES SEQUENCES	21
II - DEUXIEME PARTIE	25
A - LE BASSIN SEDIMENTAIRE	27
1. L'Aptien	27
2. L'Albien	31
3. Conclusion	31
B - TECTONIQUE ET FRACTURATION PRECOCE	37
1. Trois exemples de tectonique synsédimentaire	37
2. Sills, dykes, failles et paléomorphologies	45
3. Conclusion	55

C - L'EVENTAIL DE CEUSE	57
1. La séquence B (Bédoulien)	57
2. La séquence G (Gargasien)	61
3. La séquence K1 (Clansayésien)	71
4. La séquence K2 (Clansayésien)	75
5. A l'Albien	79
6. Conclusions	81
III - TROISIEME PARTIE : L'EXCURSION	83
. Introduction	85
. Arrêt n° 1 - Gigors	87
. Arrêt n° 2 - Les Cosmes	91
. Arrêt n° 3 - Arnayon, le ravin des Pennes	99
. Arrêt n° 4 - Rosans Nord	105
. Arrêt n° 5 - Saint Jaume	107
. Arrêt n° 6 - Les sills de Saint-André-de-Rosans	111
BIBLIOGRAPHIE	115
LISTE DES FIGURES	123

I - PREMIERE PARTIE

A - LE BASSIN SUBALPIN AU MESOZOIQUE

B - ANALYSE SEQUENTIELLE DE LA SERIE APTO-ALBIENNE

C - ECHELLES BIOSTRATIGRAPHIQUES

D - AGE ET VARIABILITE DES SEQUENCES

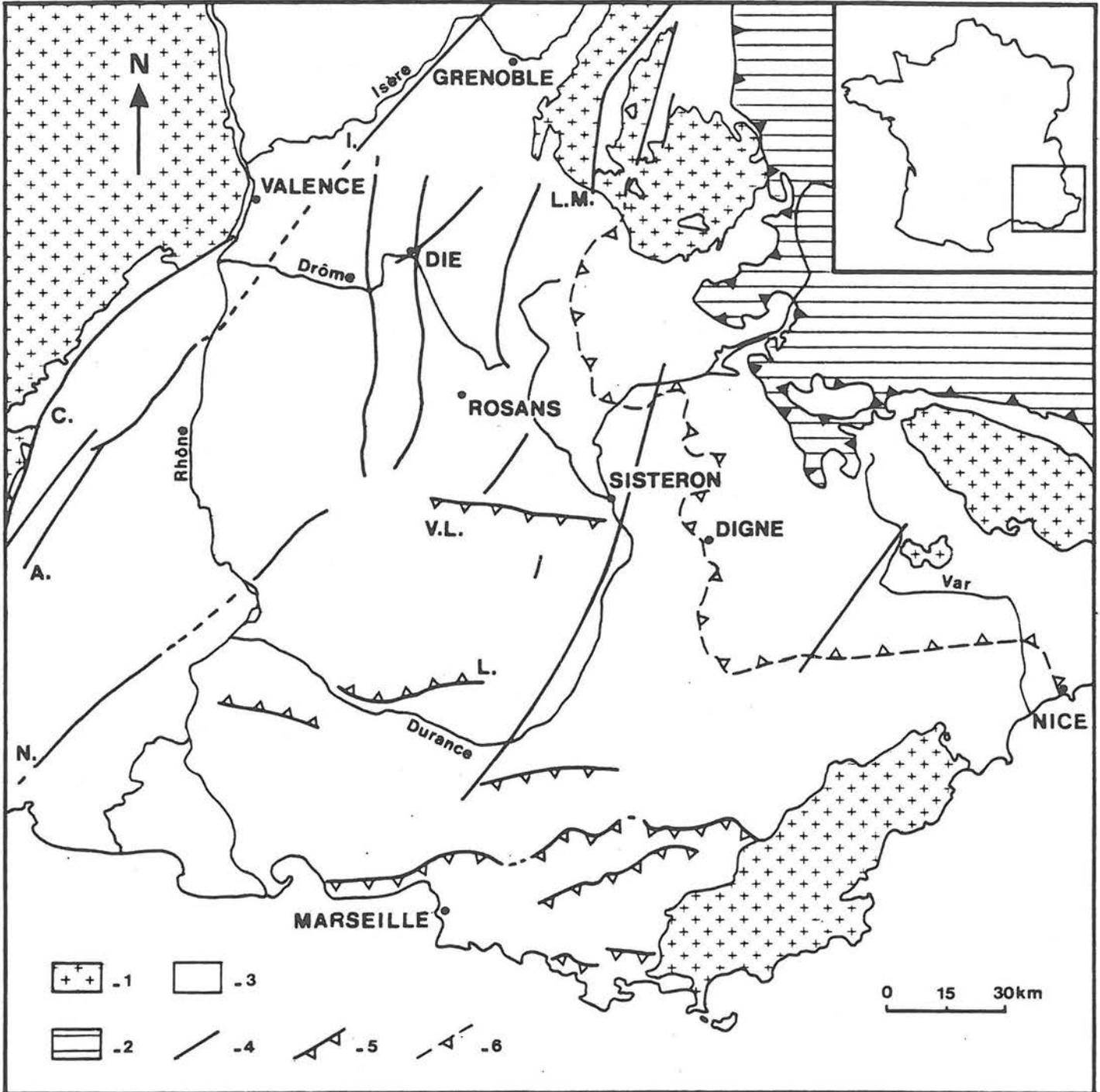


Figure 2 - Schéma structural du bassin subalpin
1. Massif cristallin, 2. Zones alpines internes, 3. Marge externe du domaine alpin, 4. Failles,
5. Chevauchements (V.L. Ventoux Lure, L. Lubéron), 6. Nappe de Digne

A - LE BASSIN SUBALPIN AU MESOZOIQUE

1. INTRODUCTION

Appuyé à l'Ouest sur le Massif Central, au Sud sur la Provence, au Nord sur le Jura, le domaine subalpin représente la marge externe, occidentale, du domaine alpin. Au long du Mésozoïque (et du Cénozoïque), il a enregistré, sous la forme de sédiments variés, un emboîtement de paléogéographies contrastées liées à la mobilité de son architecture gouvernée par une structuration profonde (sensiblement SW-NE) (fig. 2).

Les dépôts mésozoïques, marins, essentiellement argilo-carbonatés, résultent de l'installation et du développement d'un bassin disparu à la fin du Crétacé. La tectonisation progressive au long du Cénozoïque a donné naissance à des petits bassins plus localisés et conduit à des déplacements tangentiels importants dont celui de l'unité chevauchante de la nappe de Digne (d'environ 30 km vers le SW).

Dans l'étude de l'histoire mésozoïque, il convient donc de tenir compte de ces déformations, les cartes paléogéographiques devant être précédées d'une reconstitution palinspastique du bassin.

2. LA SERIE MESOZOIQUE ET LES GRANDES DISCONTINUITES

Les assises triasiques sont d'analyse difficile en raison de la rareté de leurs affleurements et de leur fréquente situation structurale à la base des unités chevauchantes. On rappellera néanmoins qu'à un ensemble gréseux (discordant sur le Permien ou le Stéphanien) succèdent des faciès calcaréo-dolomitiques puis gypseux et argilitiques représentant, par comparaison, les termes habituels du Trias ("germanique") situés à l'Ouest du domaine "alpin".

Au-delà se développent des faciès marins argilo-carbonatés qu'il est possible de regrouper en trois grandes séquences (BEAUDOIN, 1980) séparées par des discontinuités majeures (fig. 3) :

- Le Lias et le Dogger (*p.p.*) sont représentés par une superposition de séquences de comblement (BEAUDOIN *et al.*, 1975) montrant une évolution continue de faciès marneux (plate-forme externe) vers des calcarénites (encrinites). Les discontinuités qui les séparent sont marquées par des morphologies irrégulières relevant d'érosions et dissolutions ; elles scellent une **importante activité tectonique** pendant la sédimentation. On notera qu'elles témoignent d'une profondeur réduite, puisqu'elles présentent par place des fentes de dessiccation. Cette première séquence correspond ainsi à des faciès de **plate-forme externe** (se complétant vers le Sud, en domaine provençal, par des termes plus internes) qui marquent un équilibre global entre subsidence et sédimentation.

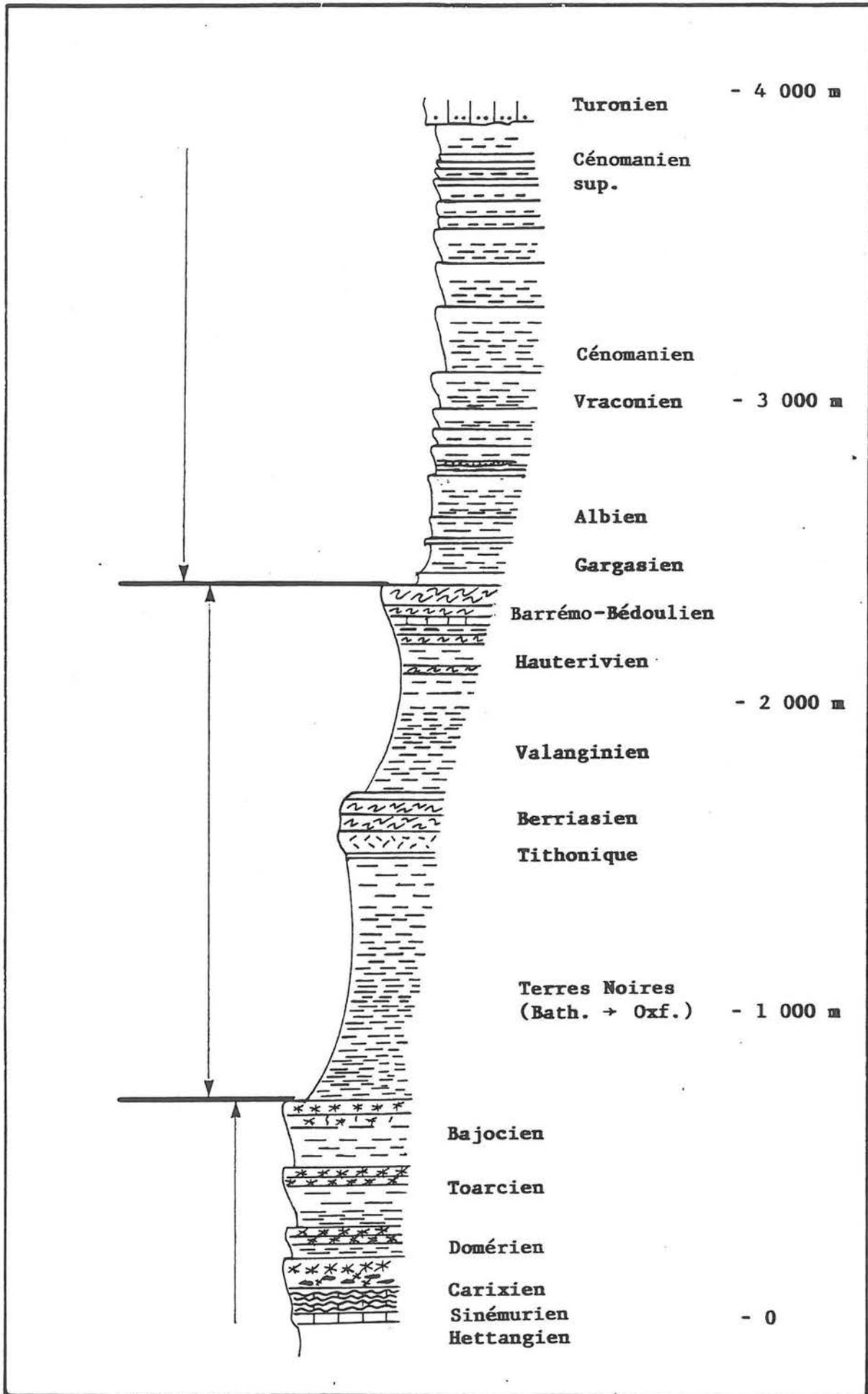


Figure 3 - La série mésozoïque (environs de Sisteron)

- Ce type d'organisation fait brutalement place, sensiblement au passage Bajocien/Bathonien, à un tout autre mode de dépôt. En effet, la seconde séquence, qui correspond à l'intervalle Bathonien-Barrémien (*) montre la prédominance des sédiments liés à l'action des pentes (FERRY, 1976 ; BEAUDOIN, 1977 ; LE DCEUFF, 1977 ; JOSEPH, 1983). L'évolution générale conduit (fig. 3) du pôle marneux des Terres Noires (Bathonien-Oxfordien) vers celui -calcaire- du Tithonique, puis à un retour aux faciès marneux (Valanginien) avant d'enregistrer de nouveau une évolution régulière vers le pôle calcaire barrémien (-bédoulien). Sur les bordures, et notamment dans le domaine provençal méridional, on enregistrera de véritables discontinuités. Dans le bassin par contre, seules les surfaces inférieure et supérieure de la séquence seront identifiables en tous points. La paléogéographie montre une assez grande pérennité tandis que les phénomènes gravitaires (slumpings, courants turbides) assurent un transfert des sédiments en direction des zones basses, notamment par l'intermédiaire des zones de transit que sont les canyons sous-marins.
- A partir de l'Aptien, on assiste à une évolution qui conduit de faciès marneux sombres (Aptien-Albien) à des termes calcaires (Turonien-Sénonien). Cette tendance s'accompagne de discontinuités que manifestent par exemple des failles synsédimentaires, des lacunes voire des plissements contemporains se traduisant par de véritables discordances internes (ainsi à la base du Turonien ou pendant le Sénonien).

3. DE LA NAISSANCE A LA DISPARITION DU BASSIN SUBALPIN

L'organisation précédente est issue directement de l'évolution tectonique du domaine alpin durant cette période. Le bassin s'individualise à la fin du Trias sous l'effet d'une tectonique distensive E-W qui s'accroît jusqu'au Bathonien (1ère séquence). A ce moment, l'évolution ultime du bassin subalpin vers l'océan est définitivement bloquée, contre-coup de l'océanisation du domaine piémontais. A la subsidence tectonique du Lias-Dogger succède une subsidence essentiellement thermique (BRUNET *et al.*, 1985) ; parallèlement les faciès de bassin atteignent leur extension maximale (Terres Noires) avant que le comblement ne se dessine avec la progradation des plates-formes (2ème séquence). A partir de l'Aptien (3ème et dernière séquence) une compression à composante N-S va, en s'accroissant, conduire aux déformations ultimes qui aboutiront à la fermeture du bassin marin.

Tout au long de cette histoire, l'architecture du bassin reste d'abord gouvernée par des traits structuraux profonds (accidents NS à NE-SW) ancrés dans le bâti hercynien : ils ont contrôlé (et continueront au Cénozoïque) les paléogéographies et paléotopographies, pérennisant des zones hautes et basses (failles cévenoles, faille de Nîmes, de la Durance, de Rouaine, etc.).

(*) Cet intervalle peut s'élargir en raison du diachronisme des discontinuités.

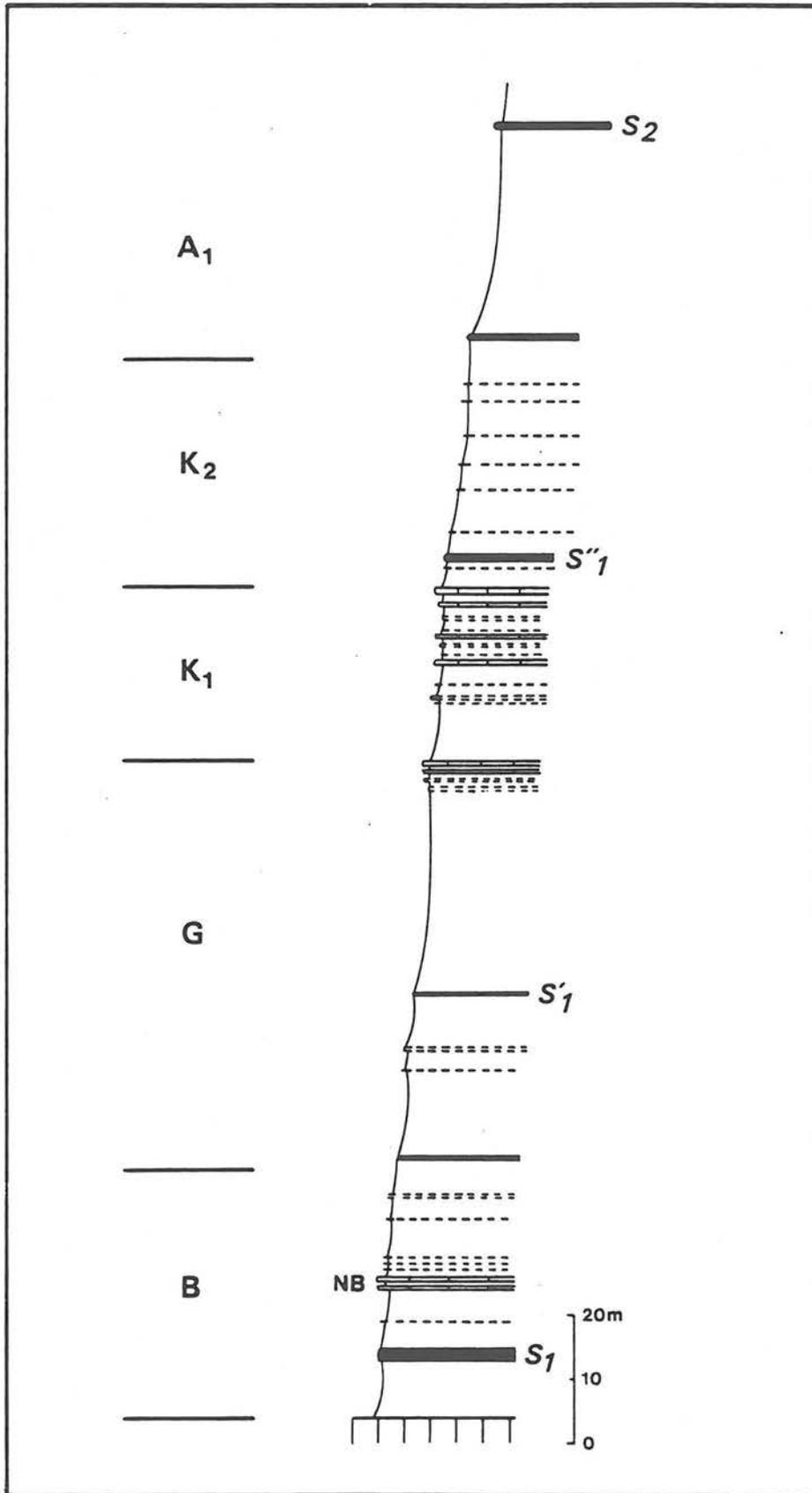


Figure 4 - Analyse séquentielle de la série optique

B - ANALYSE SEQUENTIELLE DE LA SERIE APTO-ALBIENNE

La série apto-albienne correspond à la partie basse de la grande mégaséquence (marnes → calcaires) qui achève le cycle crétacé du bassin subalpin. Bien qu'essentiellement marneuse, cette formation apparemment monotone est aisément découpée en séquences élémentaires grâce aux tendances (resserrement ou espacement des bancs calcaires) et discontinuités sédimentaires observées sur le terrain.

Ces discontinuités s'expriment de différentes manières :

- la principale est une rupture lithologique, comme le passage brutal des calcaires barrémo-bédouliens aux marnes, ou la transition rapide d'alternances très espacées à des marnes sans niveau repère ;
- elles témoignent d'érosion, de lacune ;
- elles scellent une importante activité tectonique ;
- certains minéraux leur sont associés (glauconie, pyrite, barytine, ...) ;
- les équilibres biologiques sont modifiés (évolution, disparition, renouvellement de la faune, milieux confinés, ...).

En s'appuyant sur ces tendances, ces discontinuités, sur une analyse détaillée de la microfaune, des assemblages argileux, des corrélations banc par banc à travers le bassin, une analyse séquentielle a été menée, intéressant l'ensemble de la série apto-albienne (voire même cénomanienne).

1. LES SEQUENCES APTIENNES

L'examen de différentes coupes (Beaudinard, Lesches-en-Diois, Sisteron, ...) permet de dénombrer cinq discontinuités dans la série aptienne, la découpant en quatre séquences élémentaires (fig. 4).

B - La séquence B est limitée à sa base par la rupture lithologique majeure entre les calcaires barrémo-bédouliens et les marnes, à son sommet par un changement de couleur très net : à des marnes très blanches au débit conchoïdal succèdent des marnes plus sombres, légèrement feuilletées. Un niveau de sapropel S1 (marnes très feuilletées, à débris de poissons et ammonites écrasées, présentant une forte teneur

en carbone organique) est intercalé dans la moitié inférieure, quelques mètres sous un faisceau marno-calcaire très clair, dont tous les bancs ("niveau blanc" NB) ont été corrélés dans l'ensemble du bassin (*).

G - La séquence G correspond à une longue vire marneuse, s'enrichissant très légèrement en bancs vers son sommet. Dès le changement de couleur précédent, la pyrite jusqu'alors très rare devient très abondante ; la barytine s'exprime sous forme de nodules. Un niveau enrichi en matière organique est également présent (S1'). La discontinuité sommitale se manifeste diversement selon les endroits : lacune d'une zone (microfaune) ; présence de structures calcaires d'origine diagénétique (columnnaires) avec des cristallisations septariennes remplies de calcite et de barytine ; de niveaux sableux très glauconieux ; d'un niveau centimétrique d'argiles plastiques tranchant sur les marnes encaissantes très carbonatées.

K1- Entre cette discontinuité et le sommet du faisceau marno-calcaire clansayésien, s'individualise la séquence K1. Ses bancs calcaires très serrés forment une corniche de 5 à 10 mètres (exceptionnellement 25 mètres, secteur de Bourdeaux) : souvent riches en ammonites, ils sont corrélables, un par un, sur des surfaces considérables.

K2 - Au-dessus de cette corniche un ensemble marneux d'une quarantaine de mètres, dans lequel s'intercalent quelques bancs calcaires (plus serrés au sommet qu'à la base) également corrélés, achève la série aptienne : la séquence K2. Un niveau feuilleté sombre, riche en matière organique (en ammonites et débris de poissons) est à nouveau présent à la base de la séquence (S1"). Celle-ci s'interrompt par un assombrissement brutal des marnes, la disparition totale des niveaux calcaires et des nodules de barytine très abondants dans K2.

La série comprise entre la base des marnes et la discontinuité majeure précédente (K2/A1) constitue la séquence asymétrique aptienne, subdivisée en quatre séquences d'ordre inférieur et de même polarité (marnes → marno-calcaires).

(*) La comparaison avec la coupe du stratotype du Bédoulien (Synthèse Géologique du Sud-Est de la France, 1985) suggère que l'ensemble du faisceau du niveau blanc y soit représenté.

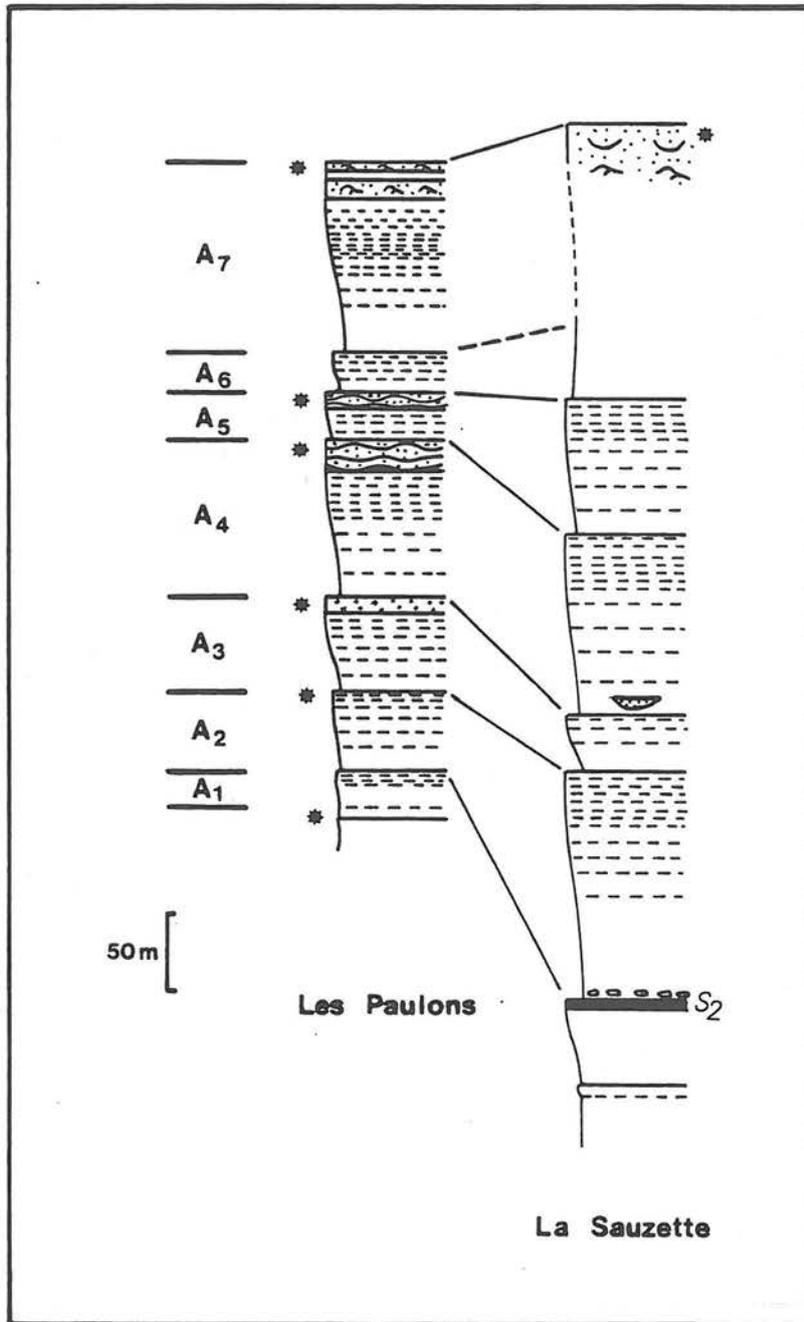


Figure 5 - Analyse séquentielle de la série albienne
(* glauconie, ~ rides, ☾ chenaux, ○ nodules barytiques)

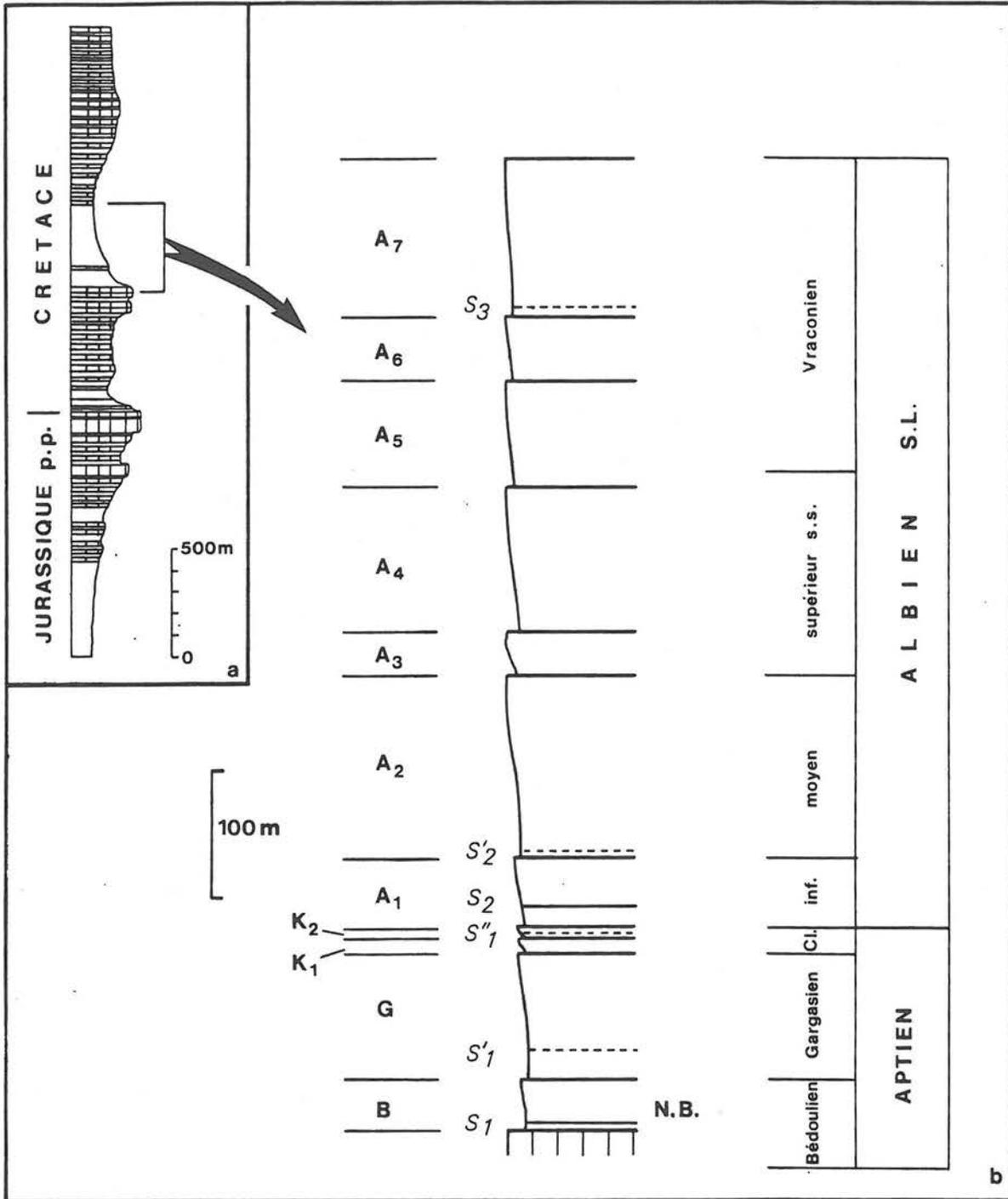


Figure 6 - Découpage séquentiel de la série apto-albienne (N.B. Niveau blanc)

2. L'ORGANISATION DES FACIES ALBIENS

Le découpage est relativement aisé dans le secteur de Sisteron où plusieurs coupes sont très bien corrélées (Bevons, La Sauzette-Salignac, Vilhosc, Les Paulons). Chacun des motifs débute par une vire marneuse plus ou moins épaisse (quelques mètres à quelques dizaines de mètres dans laquelle s'intercalent quelques turbidites gréseuses, puis les bancs calcaires apparaissent, se resserrant vers le haut jusqu'à former une véritable corniche, souvent grésoglaucconieuse, cartographiable sur plusieurs kilomètres (Vilhosc - Salignac ; Aubignosc-Les Paulons-Monfort).

Sept séquences ont pu ainsi être individualisées, numérotées de A1 à A7 (fig. 5). Un niveau de sapropel S2 (reconnu dans tout le bassin et même sur l'ensemble de la marge téthysienne : niveau Paquier, BREHERET, 1983, 1985) est présent dans la séquence A1. Les séquences A2 et A3 sont remarquables par leurs possibilités de corrélations : sur un triangle équilatéral de 10 km de côté, au Sud de Sisteron, une série de plus de 100 m de puissance a pu être corrélée banc par banc.

Toutes ces séquences sont de même polarité, la tranche d'eau correspondante allant diminuant vers leur sommet ; ceci est particulièrement évident pour la séquence supérieure A7, avec l'apparition de faciès tidaux.

La rareté apto-albienne a ainsi été subdivisée en onze séquences élémentaires (fig. 6), chacune évoluant dans le bassin depuis un pôle marneux vers un pôle marno-calcaire. Sur les zones plus hautes topographiquement, l'évolution à la fois des faciès sédimentaires (notamment des structures) et du contenu microfaunistique témoignent d'une diminution de la tranche d'eau, avant une brusque augmentation au passage de la discontinuité sommitale. Corrélativement, la partie basse des séquences est souvent marquée par la localisation de venues détritiques grossières turbiditiques, de sapropels, et le développement de la pyrite (et de la barytine).

Cette analyse séquentielle fournit un cadre général qu'il convient de préciser par des datations, avant d'aborder le bassin de sédimentation lui-même.

Tableau 1 - Biozonation de l'Aptien

BEDOULIEN p.p.	GARGASIEN		CLANSAYESIEN	ALBIEN INF. p.p.
	INFERIEUR	SUPERIEUR		
	MARTINOIDES	SUBNODOSOCOSTATUM	JACOBI	Zone d'Ammonites
			Osangularia Aff. Brotzeni Pleurostomella subnodosa	Foraminifères benthiques
	Blowiella Blowi			Foraminifères planctoniques
	Schackoia cabri			
	Clavhedbergella Bizonae			
		Globigerinelloides ferreolensis		
		Globigerinelloides Algerianus		
		Hedbergella Troicoida		
			Ticinella Bejaouensis	
	Cabri	Blowi	Trocoidea Algeriana	avec Pleurostomelle
			sans Pleurostomelle	
		FERREOLENSIS	BEJAOUENSIS	

C - ECHELLES BIOSTRATIGRAPHIQUES

L'analyse de la série apto-albienne a été rendue possible par un contrôle litho- mais aussi chronostratigraphique précis ; ce dernier s'appuie sur les données de la microfaune (*) (essentiellement les foraminifères planctoniques) et de la macrofaune (**) (ammonites et inocérames).

1. L'APTIEN

La séquence aptienne est bien caractérisée par sa microfaune planctonique, abondante et diversifiée. La présence de plusieurs marqueurs à durée de vie brève permet un découpage fin en zones et sous-zones, qui, calé avec les ammonites, permet d'établir une biozonation de l'Aptien subalpin (tableau 1).

On obtient ainsi une zone à *cabri*, une zone à *ferreolensis*, à *algeriana* et à *trocoïdea* et une zone à *bejaouensis* scindée en deux par la présence ou l'absence de *Pleurostomella subnodosa* REUSS.

Cette répartition des foraminifères -en dehors de toute attribution chronologique- est analogue à celles des auteurs ayant travaillé dans cette région (MOULLADE, 1966 et 1974 ; COTILLON, 1971 ; SIGAL, 1977, et les résultats de la Synthèse Géologique du Sud-Est de la France, 1984).

Elle s'en démarque toutefois légèrement, sur deux points :

- *Schakoïna cabri* SIG. est pour l'essentiel dans le Bédoulien, et pénètre faiblement le Gargasien inférieur.
- La zone à *bejaouensis* toute entière correspond au Clansayésien. Ceci a pu être confirmé par la découverte de plusieurs niveaux fossilifères dans la séquence K2, dont l'attribution au Clansayésien est indiscutable [nombreux *Hypacanthoplites* des groupes *spathi* (DUTERTRE), *elegans* (FRITEL), *jacobi* (COLLET), ...]. La découverte de *Dowvilleiceratidae* (BUSNARDO, communication orale, 1985 ; FRIES, récolte 1981, détermination P. DESTOMBES) sous ces niveaux démontre simplement l'apparition de ces formes dès le sommet de l'Aptien.

(*) Détermination de Madame et Monsieur BIZON (BEICIP)

(**) Détermination de Messieurs BUSNARDO, DESTOMBES, JUIGNET, SORNAY et THIEULOUY, que nous tenons à remercier ici.

La limite avec les séquences albiennes correspond à la discontinuité majeure située au sommet de K2 : outre le changement de lithologie (rares alternances, marnes sans niveau repère) et de couleur (clair → sombre), cette discontinuité a été enregistrée par la microfaune. En effet, dans tout le bassin, elle se traduit par une **disparition massive du plancton** (*) et en particulier des grandes formes marqueurs du Clansayésien [*Hedbergella trocoïdea* (GAND.) et *Ticinella bejaouensis* SIG.]. Par contre, le benthos reste diversifié avec toujours *Pleurostomella subnodosa* REUSS et *Osangularia* sp. aff. *brotzeni* (GAND.).

2. L'ALBIEN

L'Albien inférieur est surtout daté par ammonites dans le sapropel S1 avec d'abondantes *Leymerilla tardefurcata* (LEYM.) et quelques *Hypacanthoplites trivialis* BREISTR. ; si l'Albien moyen n'a livré aucune ammonite, il est très riche en inocérames (*Inoceramus concentricus* PARK.). Dans l'Albien supérieur les ammonites redeviennent abondantes (*Hysterocheras* sp., *Mortoniceras* sp., *Anisoceras* sp., ...); les quatre marqueurs *Ticinella breggiensis* (GAND.), *Rotalipora ticinencis* (GAND.), *Planomalina buxtorfi* (GAND.) *Schackoïna moliniensis* REICH. caractérisent les quatre zones principales de l'Albien supérieur s.l. On notera l'apparition à la base de ce dernier de deux petites formes planctoniques : *Guembelitra* sp. et *Heterohélix* sp. (CUSH.).

La limite avec le Cénomaniens est relativement aisée à préciser par la micro- et la macrofaune : l'apparition de *Rotalipora brotzeni* (SIGAL) coïncide avec celle des nombreuses ammonites du genre *Mantelliceras*, caractérisant le Cénomaniens inférieur (tableau 2).

Si l'Albien supérieur est bien caractérisé par la microfaune, il ne semble pas exister de très bons marqueurs spécifiques à l'Albien inférieur et moyen.

*Un travail de révision long et minutieux a été effectué (publication en préparation) : dans un premier temps, il a conduit à rejeter *Ticinella primula* (LUTERBACHER) comme marqueur. En effet, cette forme, à ouvertures supplémentaires n'existe qu'à partir de l'Albien supérieur. Avant, il s'agit d'une hedbergelle [*Hedbergella rischi* (MOULLADE)], très proche, mais dont le caractère de *Ticinelle* est encore imparfait.*

Un traitement original a alors été mis au point : le plancton, essentiellement composé d'hedbergelles, a été détaillé en classes correspondant respectivement au nombre de loges (N) des hedbergelles (4, 5, 6, 7, 8 ... loges) ; pour chaque classe un diamètre (\emptyset_N) des hedbergelles a été mesuré. A partir de ces deux paramètres (N, \emptyset_N), une analyse verticale, dans chaque coupe, et horizontale, comparaison coupe à coupe, a été menée, complétée par quelques "événements" particuliers à certains échantillons (sapropel, calcisphères, gyroïdines, prismes d'inocérames ...).

(*) Ce terme de disparition est incorrect : il s'agit probablement d'un problème de taille ; le plancton ne se développe pas pour des raisons écologiques (Madame BIZON, communication orale).

*On a ainsi pu démontrer au long de la séquence A1, le développement progressif du plancton par une croissance de la taille moyenne dans une classe dominante (N) jusqu'à atteindre un pic (\varnothing_N max) la classe suivante (N+1) prenant alors le relais ... (**). Cette évolution a été observée de N = 4 à N = 8 loges. Elle dénote une évolution séquentielle, à mettre en parallèle avec les séquences sédimentaires correspondantes, ici A1 et A2. Cette méthode fructueuse va être essayée à l'Aptien en vue d'une généralisation.*

L'Albien inférieur (et moyen) est ainsi subdivisé par les pics ; l'Albien supérieur est plus classiquement découpé en zones par les marqueurs planctoniques habituels (tableau 2).

(*) *Nous remercions tout particulièrement Madame BIZON qui a eu la gentillesse d'effectuer cette révision.*

(**) *Les évènements ont une position fixe, bien déterminée dans les coupes par rapport aux différents pics, ce qui permet des corrélations et l'identification de lacunes ou réductions d'épaisseur.*

D - AGE ET VARIABILITE DES SEQUENCES

Le cadre biostratigraphique étant ainsi précisé, les onze séquences ont pu être datées (*) (fig. 6).

La limite Aptien-Albien est située un peu au-dessus de la discontinuité majeure K2/A1. Les quatre séquences B, G, K1 et K2 appartiennent donc à l'Aptien. Plus précisément B est datée du Bédoulien [moyen à la base, terminal au sommet, par comparaison avec le stratotype (**)], G du Gargasien (le niveau à faune pyriteuse à la base de G est du Gargasien basal ; le Gargasien supérieur est rarement daté par ammonites), K1 et K2 du Clansayésien.

Les sept séquences A1 à A7 ont été respectivement attribuées à l'Albien inférieur (A1) [l'extrême base est encore clansayésienne, DELAMETTE, communication orale], l'Albien moyen (A2), l'Albien supérieur s.s. (A3 à A5 *p.p.*) et au Vraconien (A5 *p.p.*, A6 et A7).

L'analyse séquentielle de l'Aptien et l'Albien doit prendre en compte également une grande variabilité, un caractère lacunaire de ces séries et un diachronisme des faciès.

La comparaison entre les séries du Vercors et de Provence d'une part (MASSE, 1976 ; ARNAUD-VANNEAU *et al.*, 1978 ; ARNAUD, 1981 ; BUSNARDO, communication orale) et du domaine Vocontien d'autre part, montre en effet des évolutions de faciès très importantes et de nombreuses lacunes.

En direction du Vercors, le diachronisme des faciès est remarquable : la séquence B correspond aux marnes de la couche supérieure à Orbitolines datée du Bédoulien (THIEULOY et GIROD, 1964, 1965). Le faciès de la "grande Lumachelle" peut quant à lui s'étendre au Gargasien et au Clansayésien (séquences G, K1 et K2 ?) dans la partie septentrionale, ou n'intéresser que la séquence K1 (ce volume, coupe de Gigors, fig. 68). L'Albien très condensé dans ce secteur est représenté par les "bétons phosphatés" mono- et polyzonaux.

Sur le revers sud du chaînon Ventoux-Lure, la série aptienne est nettement différente de celle du bassin : la séquence B n'est préservée qu'en de rares endroits (Ventoux, Monts de Vaucluse, MASSE, 1976) dans des pièges paléostratigraphiques. Cette présence sporadique entraîne dans ce secteur une grande variabilité à la base de la série. La discontinuité entre les séquences bédoulienne (B) et gargasienne (G) est cependant soulignée par la présence du dernier banc calcaire du faisceau du niveau blanc qui scelle plusieurs failles à rejet métrique (fig. 7).

(*) Les attributions peuvent éventuellement fluctuer en raison du diachronisme inévitable des discontinuités limitant les séquences.

(**) cf. note infrapaginale p. 12.

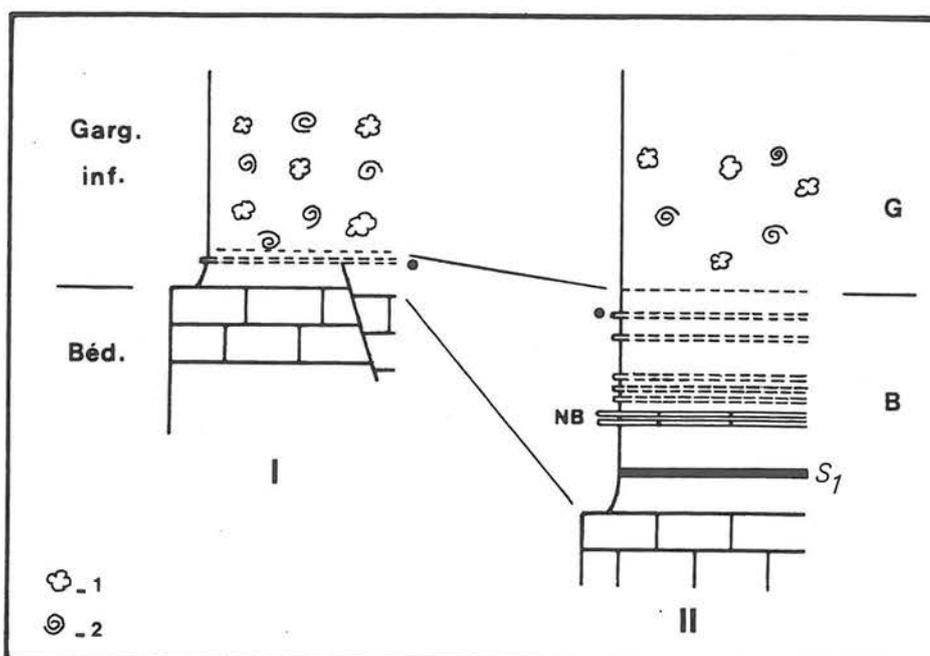


Figure 7 - La base de la série aptienne : comparaison entre le revers sud de la Montagne de Lure (I) et le domaine de bassin (II)
 1. Nodules pyriteux, 2. Ammonites pyriteuses

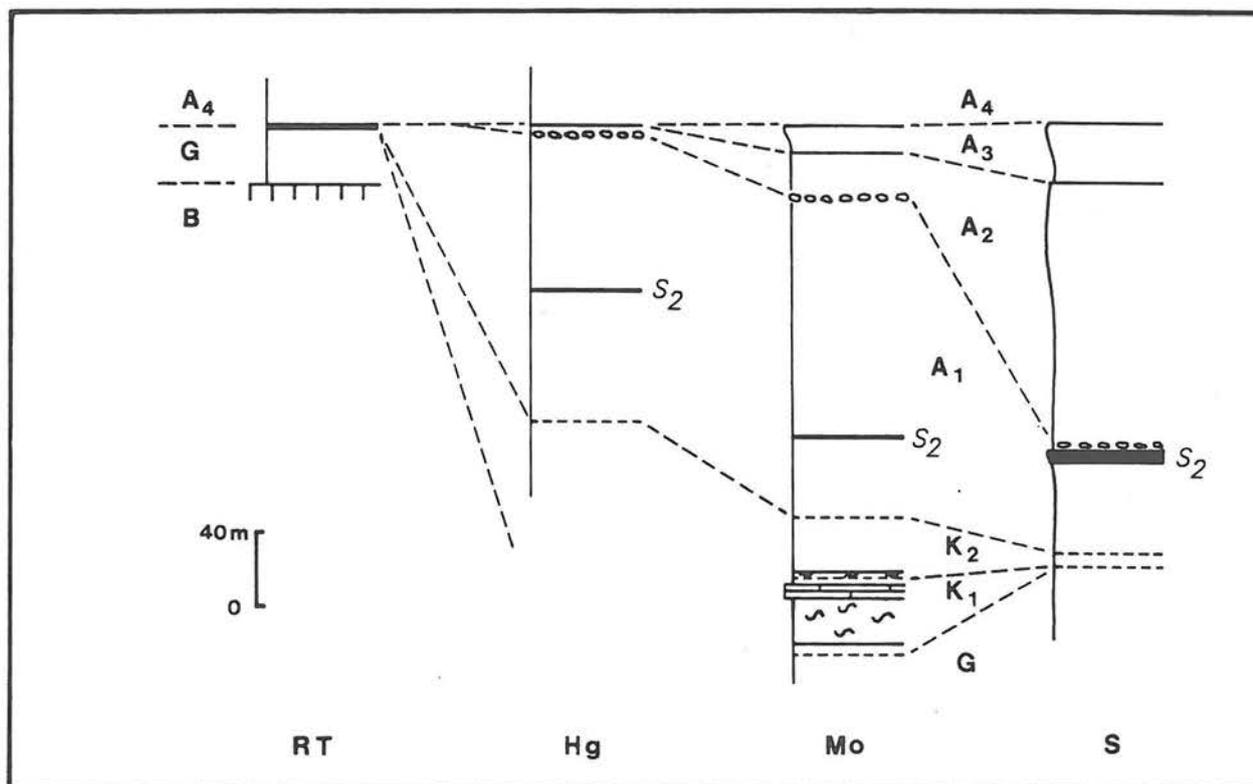


Figure 8 - Evolution et variabilité des séquences albiennes (localisation des coupes, cf. fig. 36)
 RT. Ravin de Tirecoui, Hg. Hyèges, Mo. Montmorin, S. Sisteron.

Au sein même du domaine étudié, les épaisseurs varient très rapidement (de quelques mètres à quelques centaines de mètres) ; certaines séquences paraissent entières mais peu épaisses, tandis que d'autres sont tronquées voire absentes (fig. 8) : ainsi la discontinuité A3/A4 (Albien supérieur *s.s.*) est partout érosive reposant jusque sur le Bédoulien voire plus bas encore. La séquence A2 est quant à elle très discrète, d'épaisseur faible et dépourvue de fossiles sauf à Sisteron et Palluel ; ainsi s'explique la non-identification de l'Albien moyen dans le bassin subalpin (excepté le département des Alpes-Maritimes) depuis plus de 50 ans (BREISTROFFER, 1947 ; MOULLADE, 1966 ; LE GOC, 1977). La séquence K1 avec sa corniche clansayésienne si typique peut également disparaître totalement (Sisteron, Angles, Saint-Léger près d'Entrevaux, ...) ; la séquence K2 souvent réduite à quelques mètres repose alors directement sur des termes bas de G. La limite Aptien-Albien devient dès lors difficile à identifier (RAGAZZI, 1982).

Le suivi de l'ensemble de ces séquences, contrôlé par des datations, permet d'apprécier l'évolution du bassin au cours de l'ensemble de la période apto-albienne.

II - DEUXIEME PARTIE

A - LE BASSIN SEDIMENTAIRE

B - TECTONIQUE ET FRACTURATION PRECOCE

C - L'EVENTAIL DE CEUSE

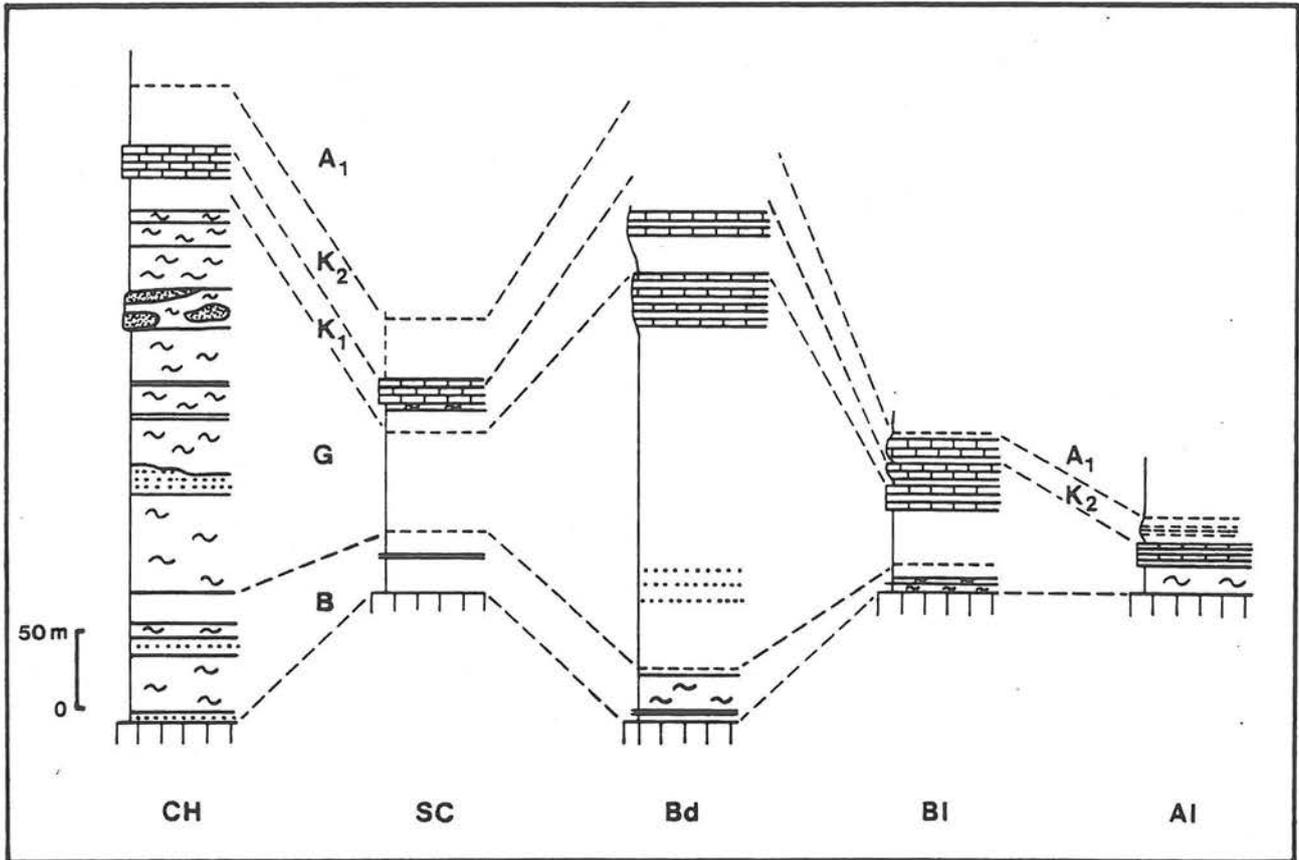


Figure 9 - Evolution et variabilité de la série aptienne

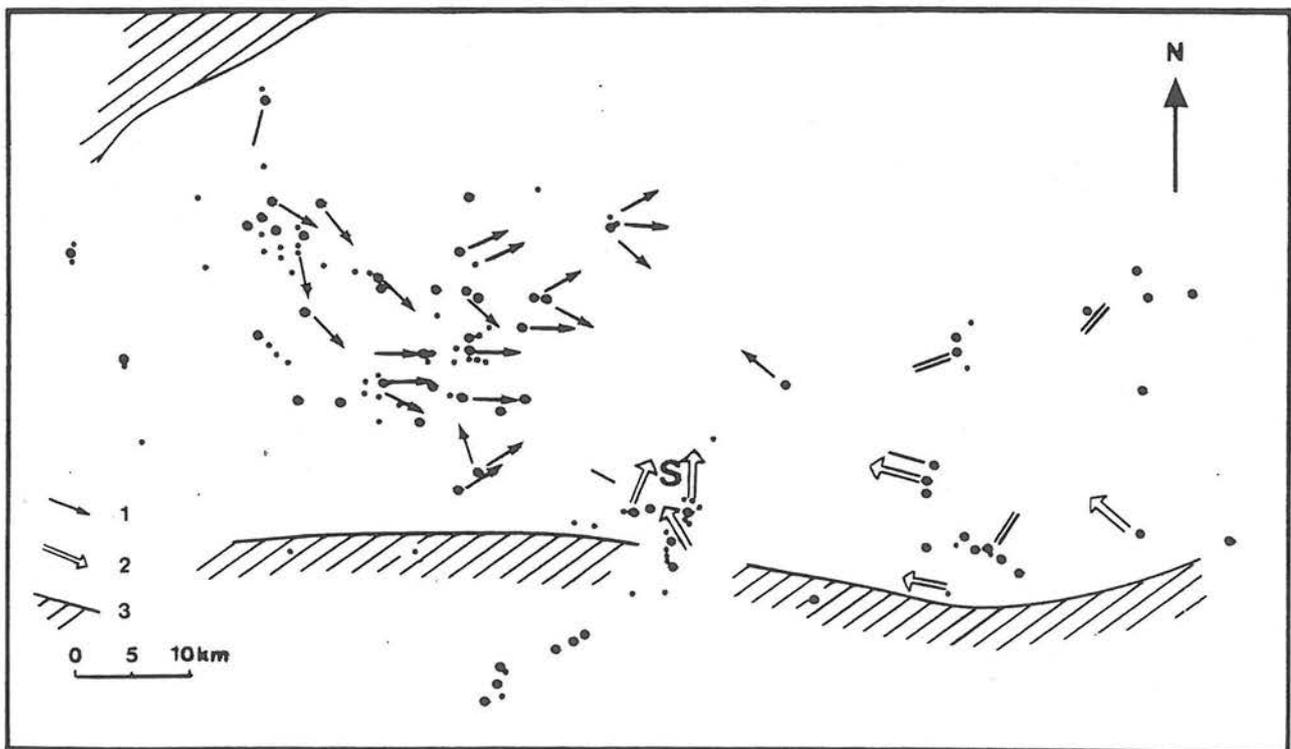


Figure 10 - Le bassin subalpin à l'Aptien
1. Sens de courant, 2. Sens de glissement, 3. Bordure de bassin

A - LE BASSIN DE SEDIMENTATION

1. L'APTIEN (cf. fig. 4)

La séquence aptienne est composée de quatre séquences élémentaires (fig. 4) de puissances inégales. Cette évolution verticale s'accompagne d'une grande variabilité horizontale ; elle reflète tantôt une paléogéographie différenciée où peuvent s'accumuler les resédiments (turbidites, fluxoturbidites, slumps, ...), tantôt les déformations du bassin au long de la sédimentation (fig. 9).

L'orientation E-W du bassin, acquise en partie dès la base du Crétacé, est soulignée ici par les zones de plate-forme (Vercors au Nord, chaînon Ventoux-Lure/Arc de Castellane au Sud) : leurs limites sont définies par des dépôts réduits, voire lacunaires prenant parfois un cachet néritique très marqué, et par les changements rapides de faciès (fig. 10). La bordure occidentale reste difficile à préciser mais les rares affleurements préservés (Le Teil, Viviers, ...) la situent un peu à l'Ouest du Rhône.

Les données directionnelles, assez abondantes dans la série à cachet pélagique, permettent de préciser la paléotopographie du bassin compte tenu des déformations ultérieures (fig. 10). Celui-ci, loin d'être une "fosse" homogène, est caractérisé par un sillon subméridien (le sillon du Büech) vers lequel convergent deux pentes régulières. Le flanc occidental est entaillé par une morphologie sous-marine, l'Eventail de Ceüse (p. 57) indiquée ici par la convergence des sens de courant.

L'analyse des cartes d'isopaques (*) des différentes séquences complète et renforce l'image précédente (fig. 11a, b, c, et d). Ainsi la forte sur-épaisseur visible dans la partie occidentale du bassin correspond à l'accumulation de faciès resédimentés dans l'Eventail de Ceüse, que l'on analysera en détail un peu plus loin.

La paléotopographie du bassin a été déduite (en partie) des figures de semelle des nombreuses turbidites gréseuses présentes au sein de la série. En termes d'épaisseur cumulée ces faciès détritiques représentent peu de chose (quelques mètres à quelques dizaines de mètres exceptionnellement ; en moyenne moins de 10% de l'épaisseur totale) : le sédiment est pour l'essentiel composé de marnes. Les quelques bancs calcaires sont peu épais, de 10 à 30 cm environ.

Si la répartition spatiale des grès est largement guidée par les différentes morphologies (sillon du Büech, Eventail de Ceüse, fig. 12), leur origine est incertaine. A l'Ouest elle est rattachée logiquement au Massif Central ; par contre la localisation de la source des apports méridionaux et surtout orientaux est plus délicate. Situés dans la zone à *algeriana* (séquence G), ils n'ont plus d'équivalent sur la plate-forme du fait

(*) Il s'agit ici d'épaisseurs actuelles. Les cartes d'épaisseurs décompactées sont données dans FRIES, 1986.

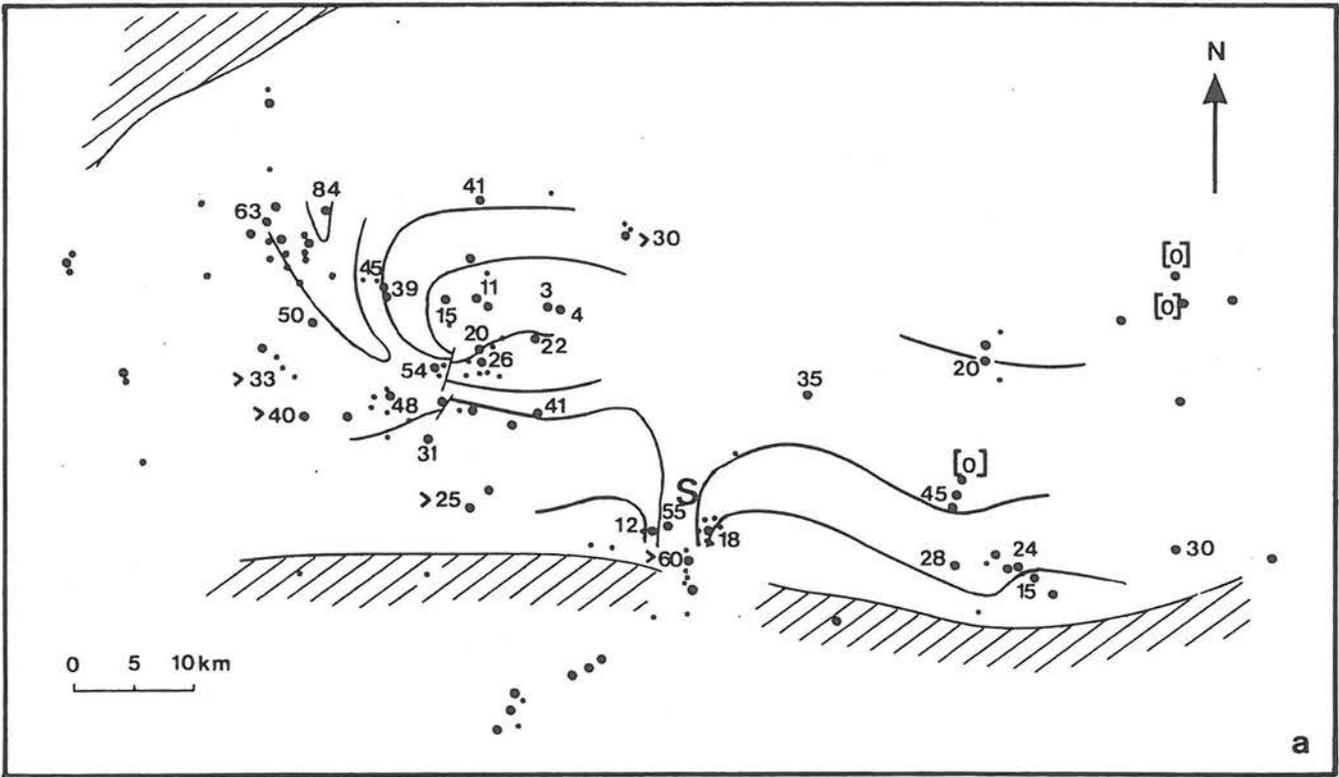
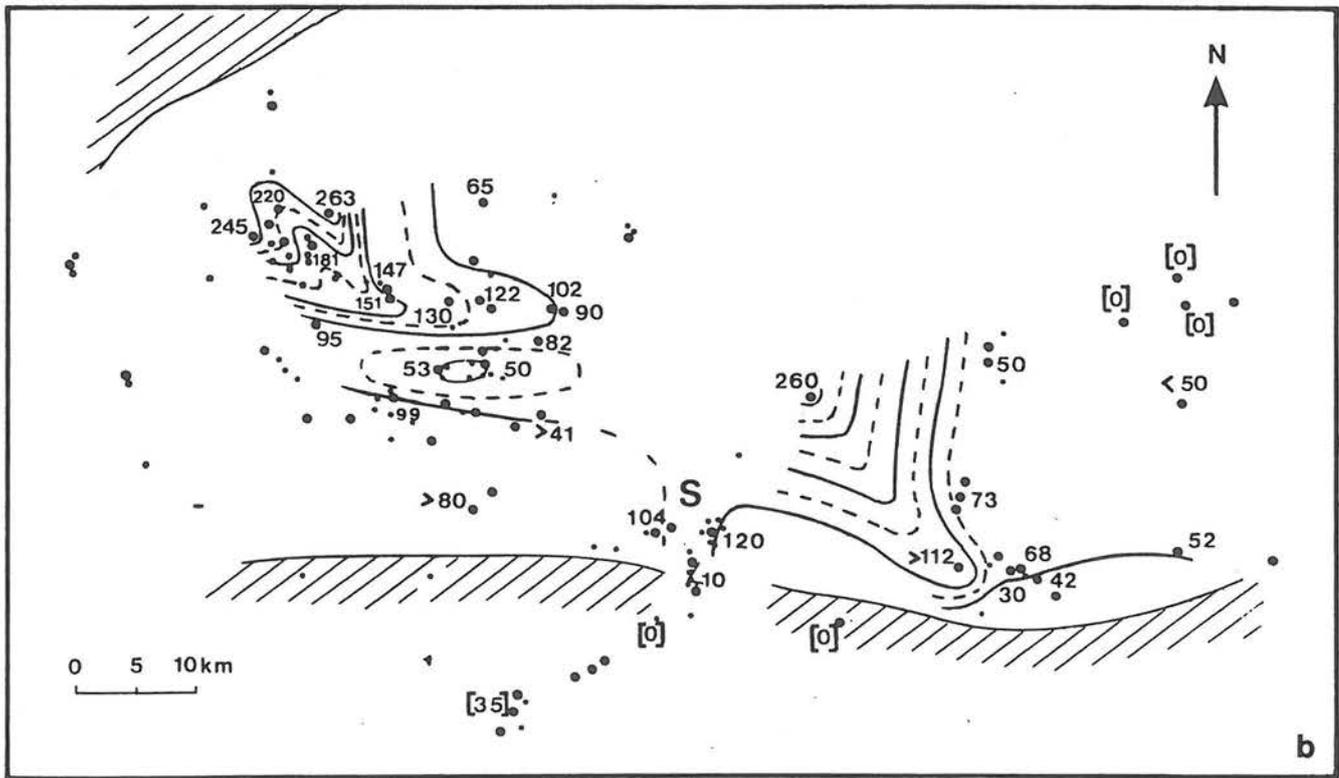


Figure 11 - Cartes d'isopaques : a. Séquence B ; b. Séquence G



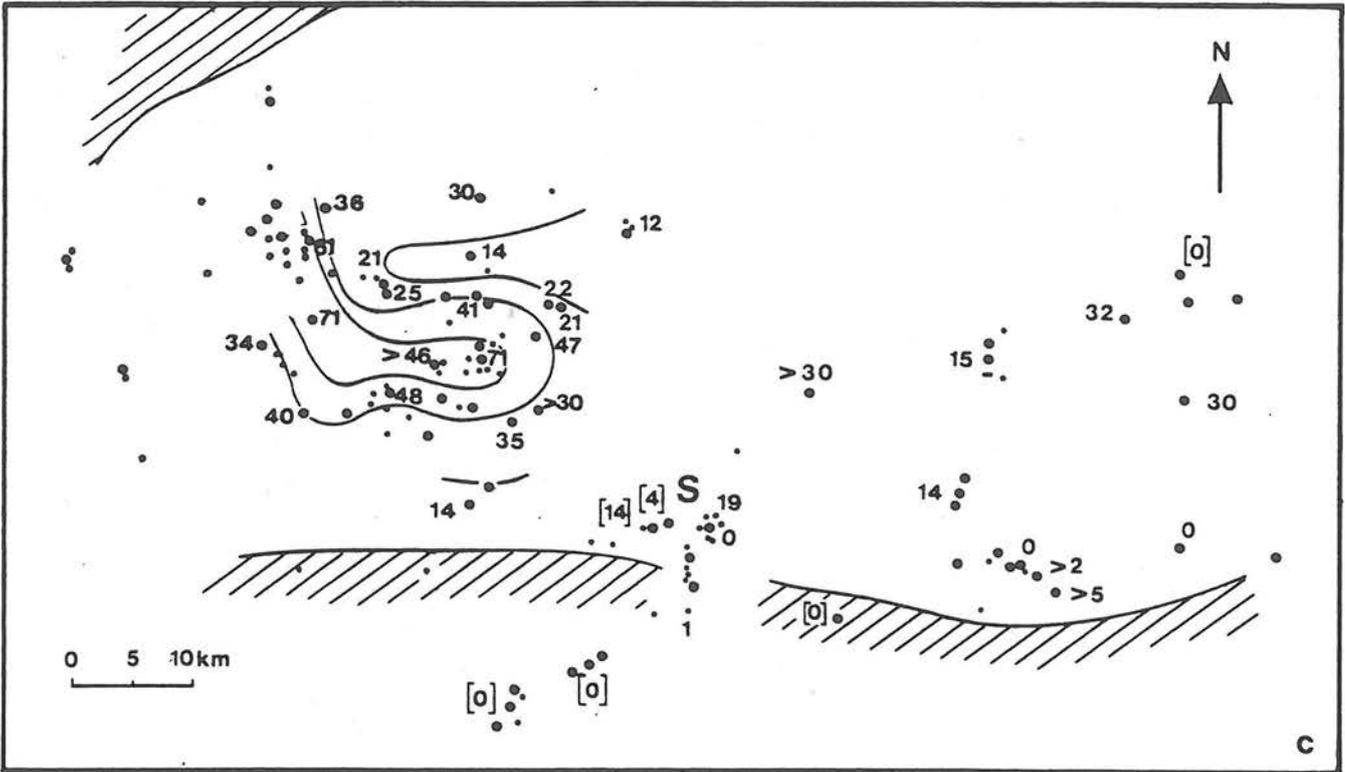
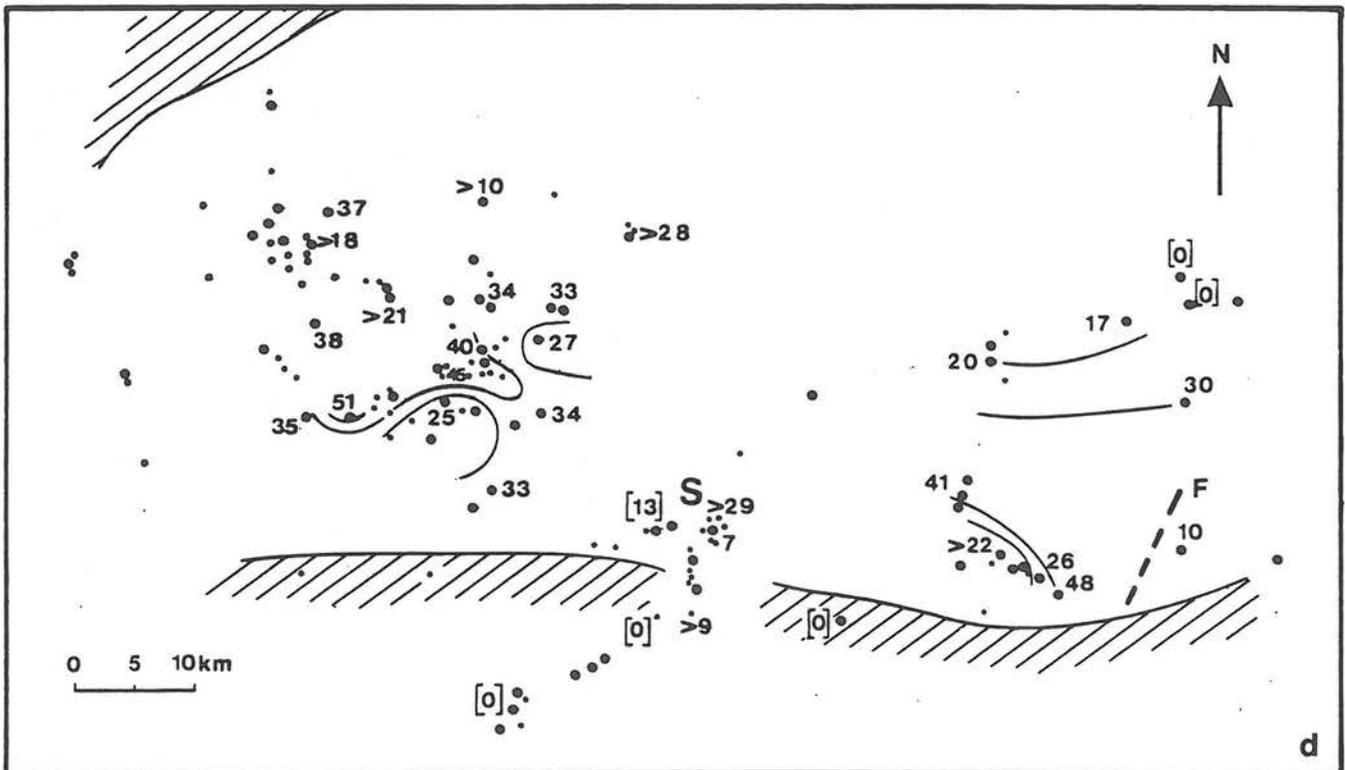


Figure 11 - Cartes d'isopaques : c. Séquence K1 ; d. Séquence K2
(les valeurs entre crochets correspondent à des érosions ultérieures)



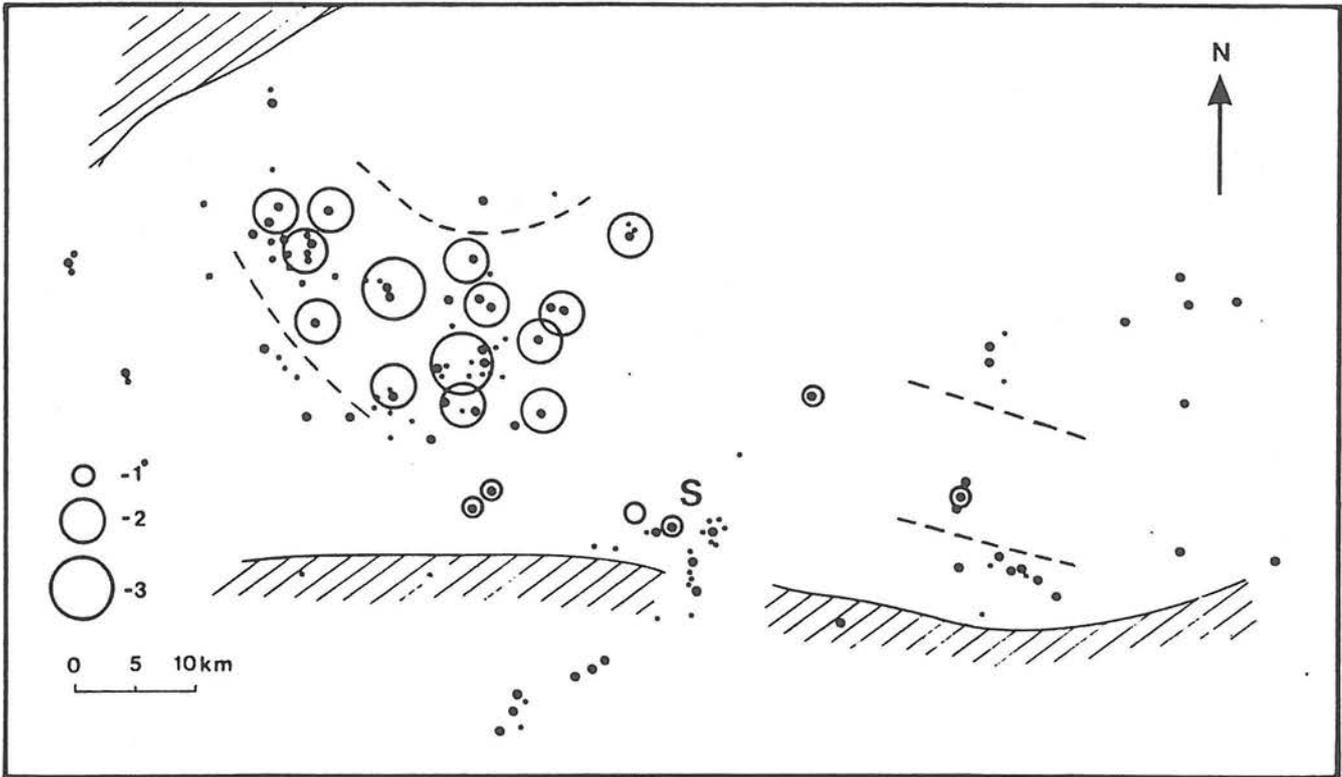


Figure 12 - Localisation des grès
1. 2. 3. Importance relative des grès proportionnelle à la taille des cercles

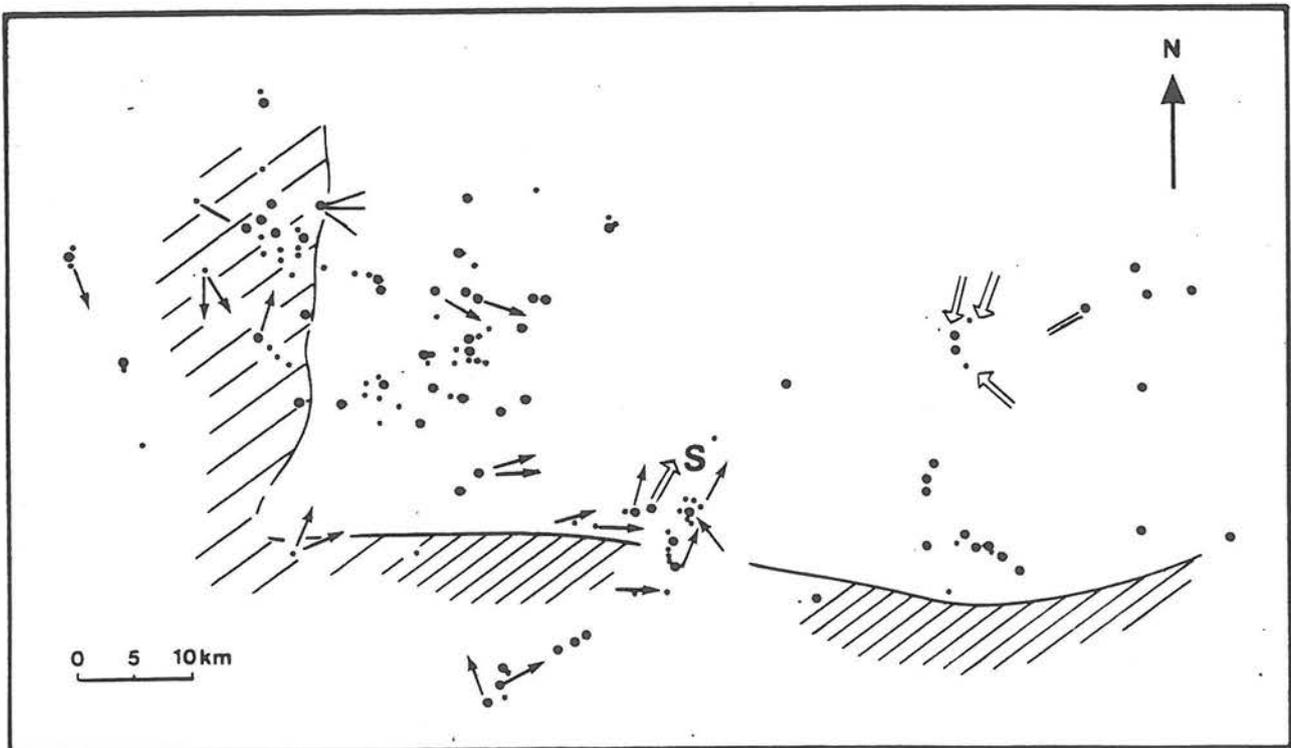


Figure 13 - Le bassin subalpin à l'Albien

de l'érosion à l'Albien. On peut envisager un transit du quartz depuis le Massif Central sur "l'isthme durancien" déjà esquissé à ce moment et sa reprise dans le bassin ; une origine plus lointaine (Maures-Esterel, bloc corso-sarde) n'est cependant pas totalement exclue.

2. L'ALBIEN

La densité d'informations concernant l'Albien est plus faible pour l'Aptien. Les données directionnelles se raréfient également : d'une part les slumps disparaissent presque totalement, d'autre part les grès - susceptibles de fournir des directions de courant - font défaut sur le flanc oriental. Les indications disponibles suggèrent cependant une paléotopographie voisine de celle du bassin aptien en dépit d'un certain rétrécissement du domaine bassin (fig. 13) . En termes d'isopaques (*) on retiendra surtout l'existence de contrastes importants (de 12 à plus de 600 mètres) pour la totalité de l'Albien, contrastes encore plus accentués lorsque l'analyse est faite séquence par séquence (fig. 14, 15a et b, compte tenu des déformations ultérieures). La discordance de l'Albien supérieur sur des termes d'âges variés, entraînant l'absence des séquences A1, A2, A3 voire A4, explique en partie ces différences : ce sont les valeurs 0 au Sud et à l'Ouest. Mais une comparaison coupe à coupe, s'appuyant sur des repères chrono- et lithostratigraphiques (les deux sapropels à la base de A1 et A2, les "pics" de la microfaune) implique l'existence de déformations dès l'Albien inférieur et moyen. Ce dernier est précisément discordant sur le Clansayésien dans le secteur de Sisteron.

De telles lacunes et réductions d'épaisseur (de 0 à plus de 100 m parfois) expliquent les difficultés de corrélation d'une coupe à l'autre, sans le contrôle de la microfaune. Ainsi l'Albien moyen (séquence A2), dépourvu d'ammonites, est toujours passé inaperçu. Il n'est bien développé qu'à Sisteron et au Col de Palluel (plus de 100 m) ; ailleurs, il dépasse guère quelques mètres et n'est repérable que par un cordon de nodules barytiques bien exprimé à sa base.

La quasi-absence de slumpings au sein de la série albienne, même dans les coupes les plus distales, pose un problème : l'Aptien et le Cénomaniens qui l'encadrent présentent quant à eux d'assez nombreux faisceaux contournés. Cette absence de resédiment s'explique peut-être par une paléotopographie nettement adoucie à la fin de l'Aptien (les slumps sont totalement absents dès la moitié supérieure de K2) et/ou un comportement mécanique différent (induit par exemple par une minéralogie particulière ...).

3. CONCLUSION

Le bassin subalpin présente durant l'Apto-Albien une allure E-W, le domaine de bassin étant bordé de plates-formes aux dépôts condensés ou lacunaires ; il est marqué également par une architecture subméridienne, ainsi qu'en témoignent la convergence des pentes (fig. 16d).

(*) Il s'agit ici d'épaisseurs actuelles. Les cartes d'épaisseurs décompactées sont données dans FRIES, 1986

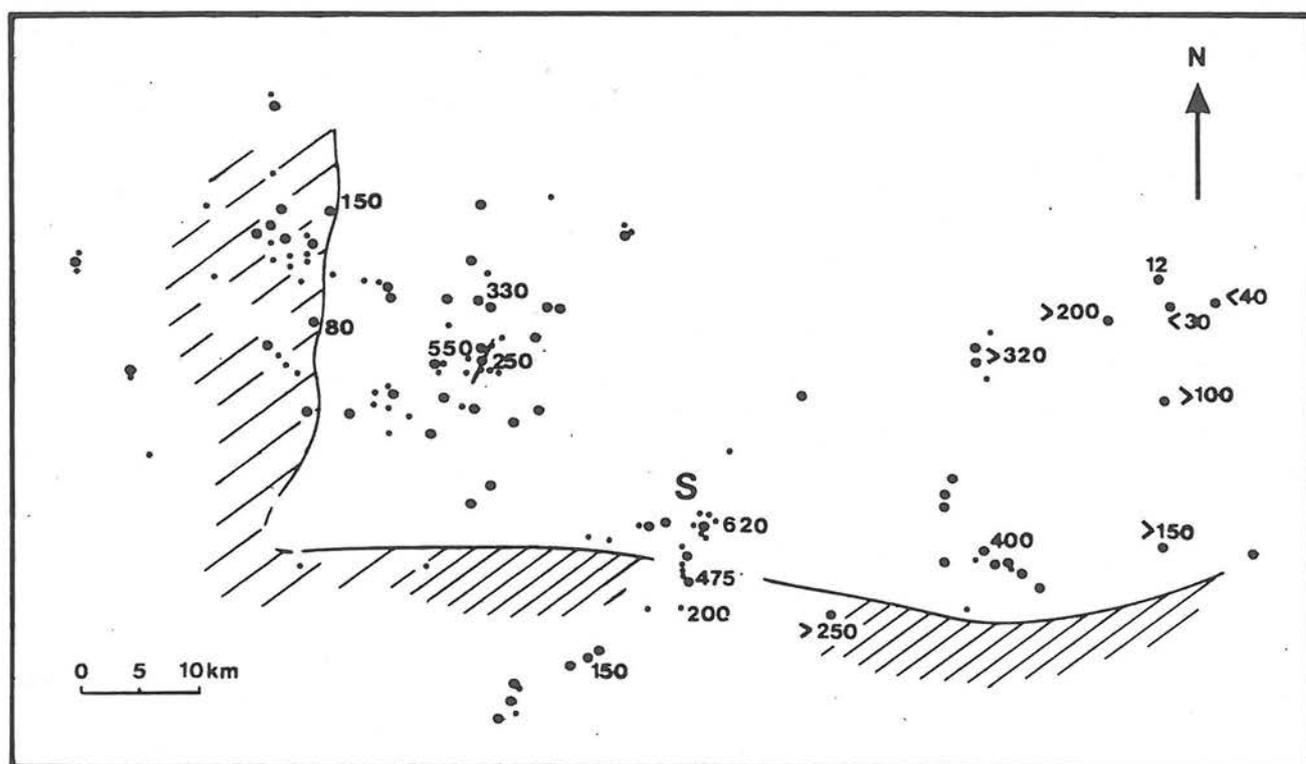


Figure 14 - Carte d'épaisseur totale de l'Albien

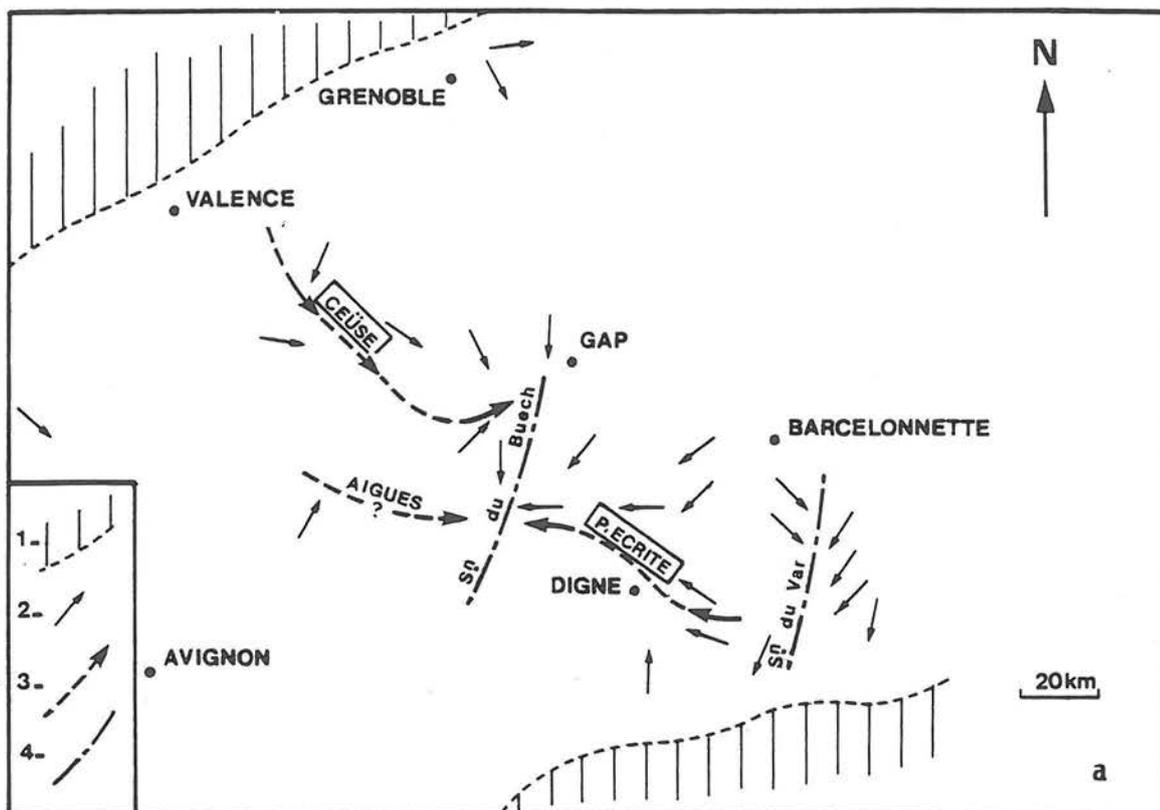


Figure 16 - Cartes paléomorphologiques du bassin subalpin : a. Au Berriasien
1. Plate-forme , 2. Sens de courant, 3. Axe de canyon, 4. Sillon

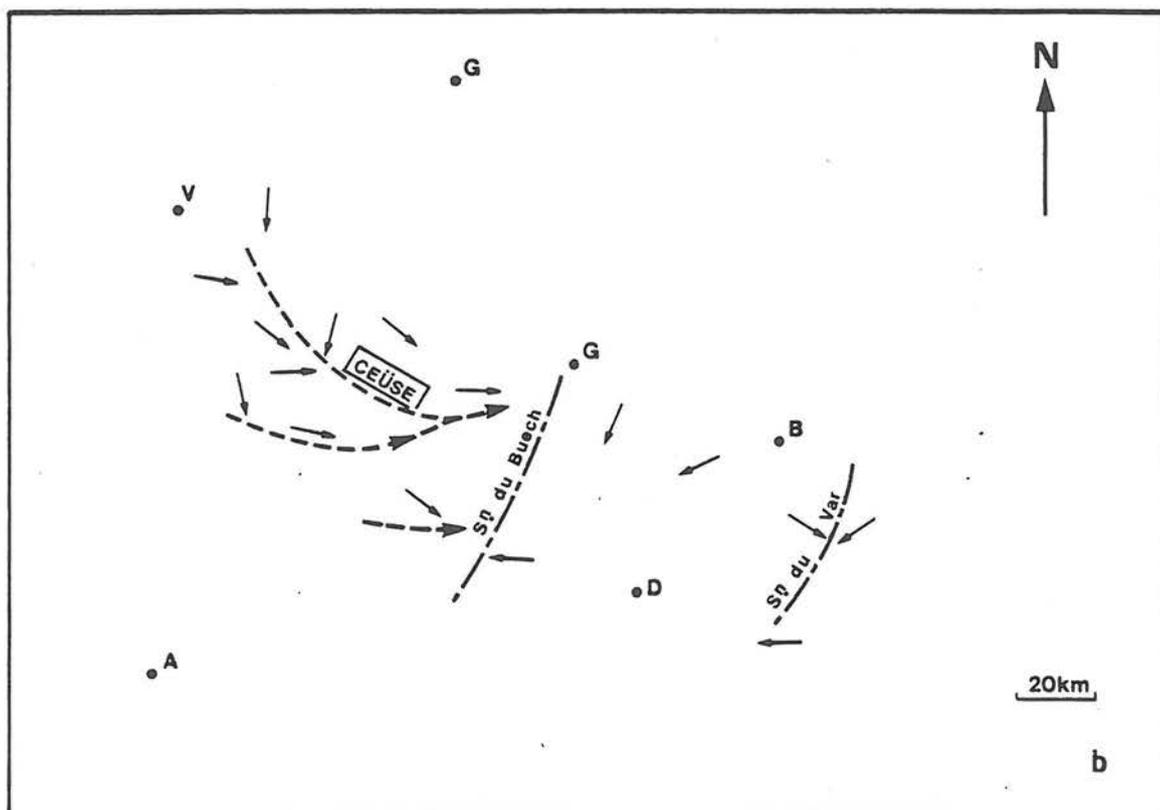


Figure 16 - Cartes paléomorphologiques du bassin subalpin : b. Au Valanginien - Hauterivien

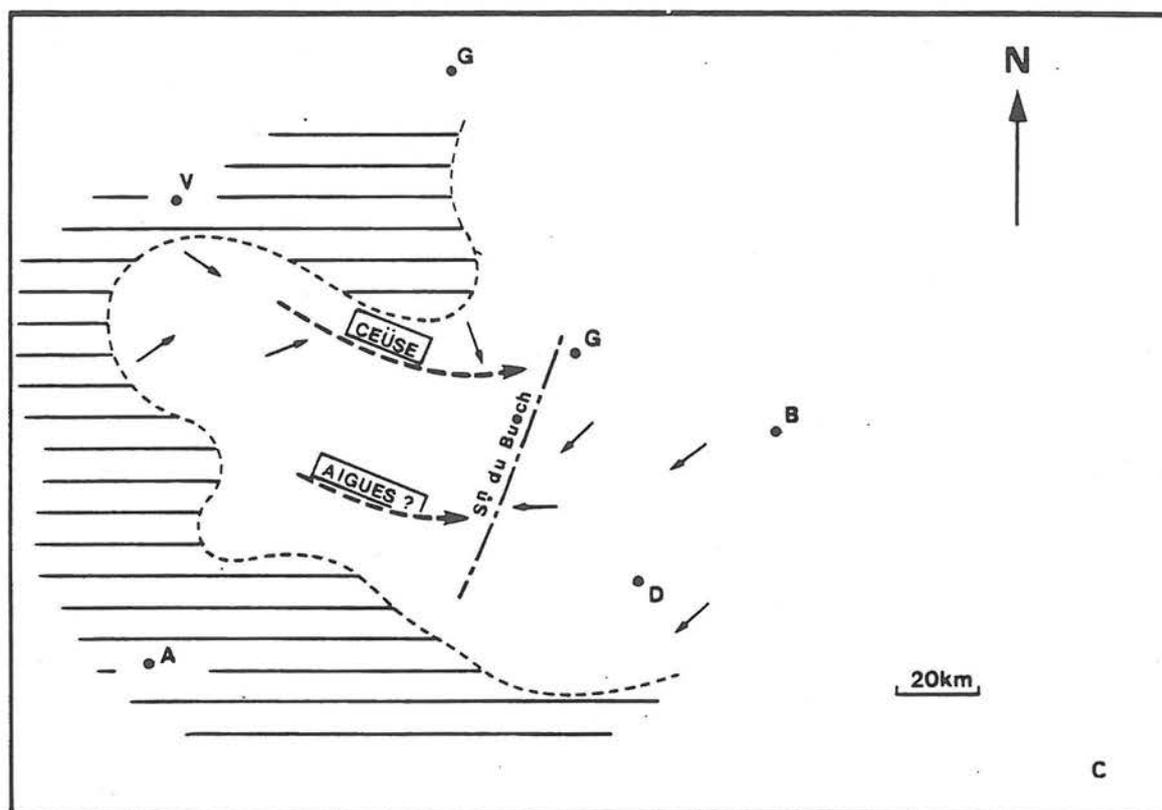


Figure 16 - Cartes paléomorphologiques du bassin subalpin : c. Au Barrémien

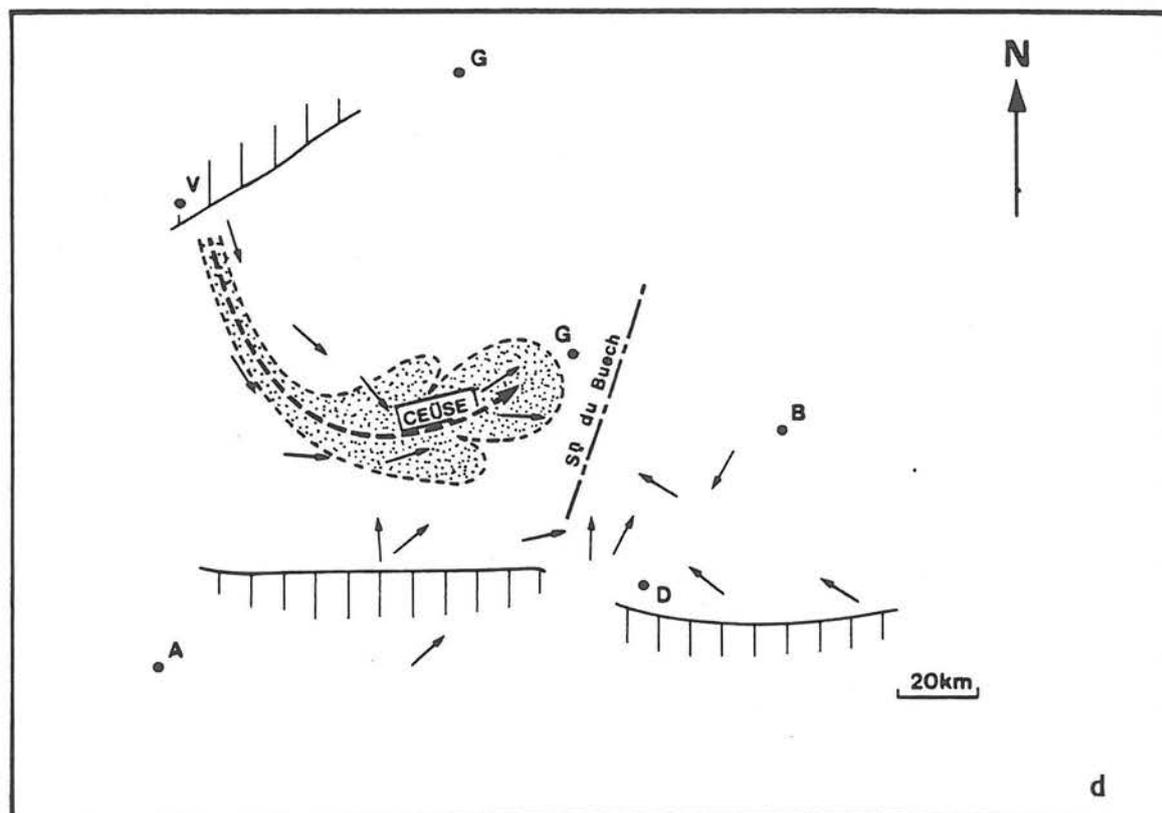


Figure 16 - Cartes paléomorphologiques du bassin subalpin :
c. Au Barrémien ; d. A l'Apto-Albien

Ces traits paléomorphologiques sont en fait pérennes depuis le Crétacé basal : les quatre cartes, dessinées successivement au Berriasien, au Valanginien-Hauterivien, au Barrémien et à l'Apto-Albien (BEAUDOIN, 1977 ; LE DCEUFF, 1977 ; JOSEPH et SEMPERE, 1977 ; FERRY, 1976 ; BEAUDOIN et FRIES, 1984) montrent une claire constance de l'architecture du bassin (fig. 16a, b, c, d). L'orientation de ces sillons (S.SW-N.NE) et leur position géographique conduit à les rapprocher d'accidents majeurs (failles d'Eygalayes, de la Durance, de Rouaine) dont le fonctionnement a été reconnu pour certains au Lias et au Tertiaire.

Les pentes ainsi créées et entretenues sont le siège d'écoulements gravitaires assurant le transfert des sédiments vers les zones basses (dont on peut estimer par des arguments géométriques la profondeur minimale à plusieurs centaines de mètres, voire 1500 à 2000 mètres). Elles sont de plus entaillées par des vallées sous-marines, véritables canyons dont on note également la persistance : l'un, celui de PIERRE ECRITE, fonctionne (au moins) de l'Oxfordien supérieur au Berriasien supérieur ; l'autre, celui de CEUSE fonctionne de l'Oxfordien supérieur à l'Albien (au moins).

Si l'on doit souligner les traits permanents de l'architecture du bassin, il ne faut pas perdre de vue les importantes modifications intervenues dès la base de l'Aptien : le sillon du Buëch voit d'une part son alimentation s'inverser (du N → S jusqu'au Barrémien inclus, du S → N à partir de l'Aptien), d'autre part son déplacement vers l'Est de près de 20 km.

Ces changements manifestent des déformations importantes (flexure au niveau de l'actuelle Montagne de Lure, cf. ci-après, début de mise en place de "l'isthme durancien") imputables à un changement du régime des contraintes avec le début d'une compression N-S qui durera tout le Crétacé supérieur.

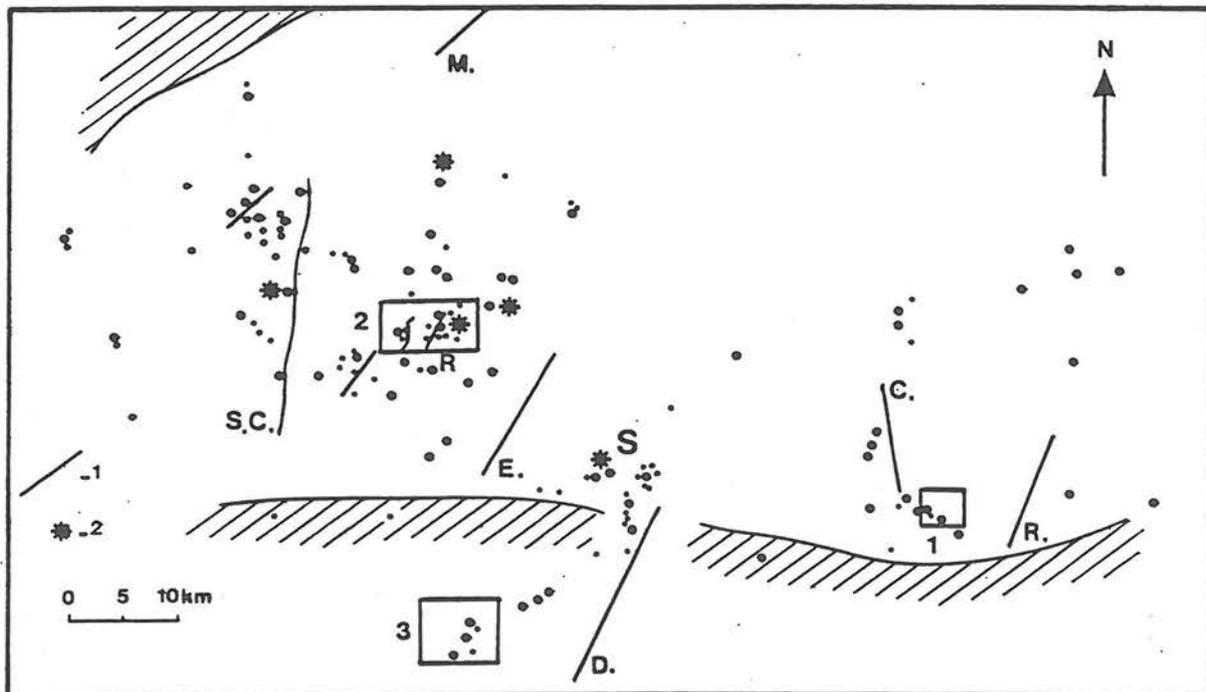


Figure 17 - Localisation des trois exemples de tectonique synsédimentaire
1. Faille, 2. Sills et dykes

B - TECTONIQUE ET FRACTURATION PRECOCE

L'importance des déformations au cours de la sédimentation a été progressivement reconnue durant les dernières années dans diverses séries, liasiques (COADOU et BEAUDOIN, 1972 ; BEAUDOIN *et al.*, 1975 ; ARNAUD *et al.*, 1977 ; BEAUDOIN et COADOU, 1984), crétacées (COTILLON, 1971 ; ARNAUD, 1981 ; FRIES *et al.*, 1985), tertiaires enfin (BEAUDOIN *et al.*, 1975, ...). La mise en évidence directe du rôle des failles à rejet important (plurimétrique à pluridécamétrique) nécessite dans ces séries marneuses apto-albiennes de disposer d'excellents affleurements et d'assurer un contrôle chronologique précis.

Trois exemples seront successivement développés permettant d'apprécier le fonctionnement de ces failles au long de cet intervalle (fig. 17) ; puis sera présentée la fracturation précoce de ces massifs argilo-carbonatés, matérialisée par des sills et des dykes sédimentaires.

1. TROIS EXEMPLES DE TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

a) Saint-André-de-Rosans

Trois coupes de la série aptienne peuvent être levées entre Saint-André-les-Alpes et Angles, sur la rive gauche du Verdon, en bordure du lac de Castillon. Les deux premières sont séparées par moins de 200 m et sont situées de part et d'autre d'un accident orienté N.NE-S.SW, affectant les calcaires barrémo-bédouliens sous-jacents ; la troisième, à 2 km au SE des précédentes en est probablement séparée par un second accident de même orientation, visible dans les calcaires jurassiques (fig. 18a).

La séquence B, bien exposée, est cependant de nature fort différente dans ces trois coupes (fig. 18b) :

- La coupe SSA W débute par un slump à éléments calcaires du Barrémo-Bédoulien, recouvert par le faisceau du "niveau blanc" intégralement représenté ; la séquence se termine par la discontinuité B/G peu au-dessus du dernier banc calcaréo-marneux.
- Dans la coupe SAA E, on observe directement au-dessus des calcaires un épais slump à blocs métriques à décamétriques calcaires et calcaréo-marneux, dont la stratification est bien conservée. On peut sans peine identifier des " morceaux " appartenant au faisceau du "niveau blanc". Ce faisceau contourné est recouvert par le dernier banc calcaréo-marneux, lui-même précédant la discontinuité B/G.
- A Angles (An) le faisceau du "niveau blanc" est intact et repose très près des calcaires bédouliens ; le slump inférieur à éléments calcaires est absent.

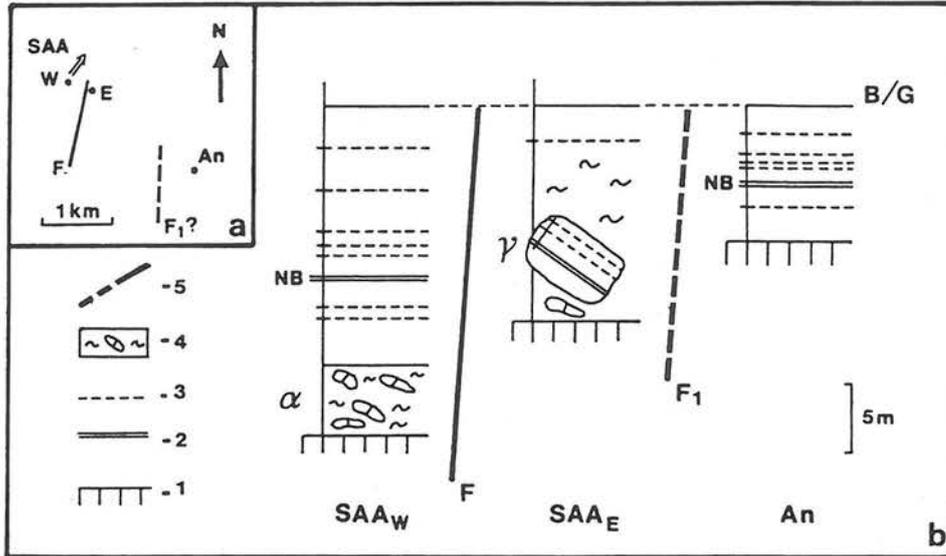


Figure 18 - Failles synsédimentaires près de Saint-André-les-Alpes (SAA) et Angles (An)
 1. Calcaires barrémo-bédouliens, 2. NB. "Niveau blanc", 3. Calcaire marneux, 4. Slump, 5. Faille

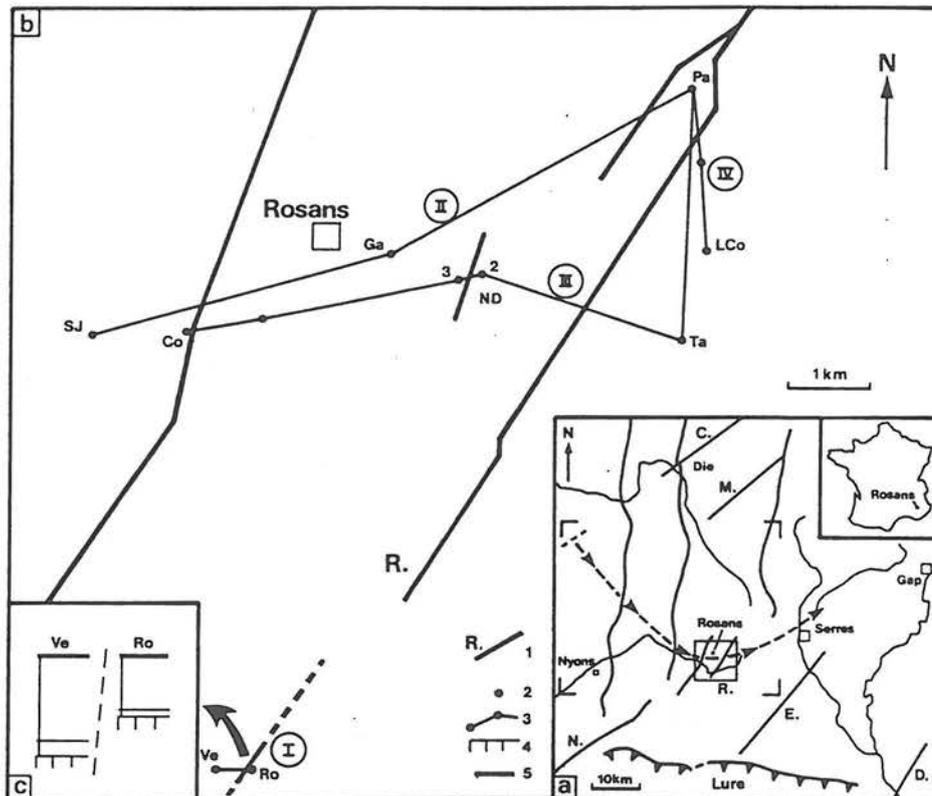


Figure 19 - Le faisceau du Risou

- a. Carte de localisation : C. Faille du Cléry, D. Faille de la Durance, E. Faille d'Eygalayes, M. Faille de Menée, N. Faille de Nîmes, R. Faille du Risou
 En tireté : Axe de l'Eventail de Ceïse ; Cadrage des figures 20 et 21
- b. Emplacement des failles, des coupes et des profils : Co. Le Collet, Ga. Les Gallands, LCo. La Combe, ND. Notre-Dame, Pa. Palluel, Ro. Les Rollands, SJ. Saint-Jaume, Ta. Tarroche, Ve. Le Verger
- c. Profil I : 1. Faille, 2. Coupe, 3. Profil, 4. Calcaires barrémo-bédouliens, 5. "Niveau blanc"

Ces affleurements apportent ainsi la preuve d'un jeu synsédimentaire de la faille observée F et font suspecter fortement celui de F1 en contrôlant le dépôt de deux slump de la séquence B.

Le second de ces faisceaux contournés (à blocs appartenant au faisceau du niveau blanc) est très caractéristique par son faciès et son recouvrement ; identifié en plusieurs points du bassin (éloignés de près de 150 km) situés de part et d'autre du sillon du Buëch sur des pentes d'orientations symétriques, il doit correspondre vraisemblablement à un écroulement en masse consécutif à un séisme. Seul un tel mécanisme est capable de déstabiliser les sédiments déposés à travers tout le bassin, indépendamment des morphologies. On notera alors l'évidente proximité temporelle entre le jeu de la faille (et le séisme supposé) et la discontinuité B/G. Cette observation corrobore parfaitement des résultats identiques obtenus dans le Lias subalpin (BEAUDOIN *et al.*, 1975) où les discontinuités scellent une activité tectonique intense.

b) Le faisceau du Risou (d'après FRIES *et al.*, 1985)

Au cœur du synclinal de Rosans, la colline du Risou est traversée par un accident orienté à N 30° affectant actuellement tout le Crétacé jusqu'au Turonien, et effondrant le compartiment occidental. Dans ce même secteur s'observent d'autres failles subparallèles (fig. 19a et b).

Le lever en continu et la corrélation des coupes depuis la base des marnes aptiennes jusqu'aux calcaires turoniens, appuyés sur un contrôle micropaléontologique, montrent l'importance des variations d'épaisseur des séries de part et d'autre de l'accident du Risou et des accidents associés, qui témoignent de leur fonctionnement répété au long de l'intervalle apto-cénomaniens.

Dans ce secteur de Rosans, correspondant à la partie médiane de l'Eventail de Ceüse (cf. ci-après), l'activité tectonique contemporaine de la sédimentation peut ainsi être analysée tant par des cartes que des profils longitudinaux orientés W-E.

- Un premier jeu est identifié dans la séquence B, au bord sud du synclinal : entre les deux coupes du Verger (VE, à l'Ouest) et des Rollands (Ro), l'intervalle entre le sommet des calcaires et le "niveau blanc" varie brutalement de 38 à 23 mètres (compte non tenu de la compaction). Un banc calcaire intercalé indique que le jeu de la faille, prolongement de celle du Risou, a été répétitif (profil I, fig. 19c).
- Dans la séquence G, un premier slump repose tantôt sur le niveau blanc (avec une érosion importante des séquences B et G), tantôt très haut dans les marnes de la séquence G. Un profil, mettant à plat le sommet de ce faisceau contourné A, montre le fonctionnement de plusieurs accidents dont celui du Risou, avec des rejets décamétriques (fig. 20a). Le tracé des courbes isopaques de ce même corps présente une nette virgation dans les secteurs de Tarendol

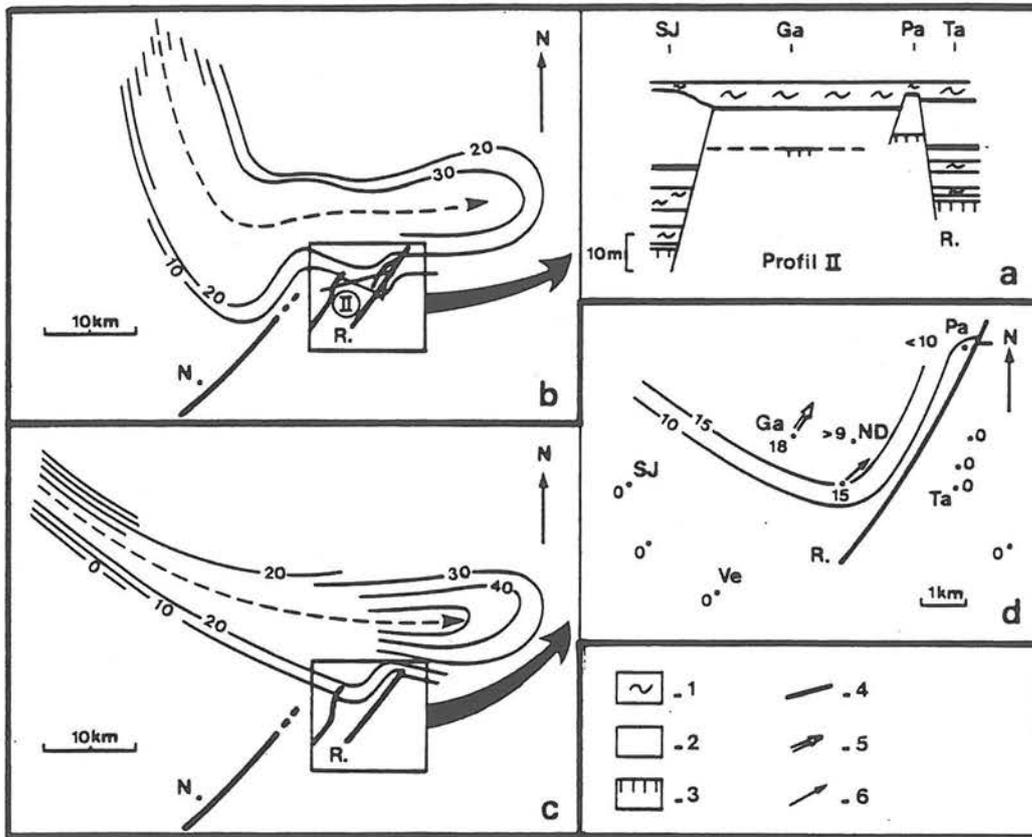


Figure 20 - Le fonctionnement du faisceau du Risou à l'Aptien

a. Profil II

b. Carte d'isopaques du slump A (équidistance des courbes = 10 m) (localisation voir fig. 19a)

c. Carte d'isopaques du slump I (ibid.)

d. Détail de la carte d'isopaques du slump I avec valeur au point

1. Slump, 2. Marnes, 3. Calcaires barrémo-bédouliens, 4. Faille, 5. Sens de glissement, 6. Sens de courant

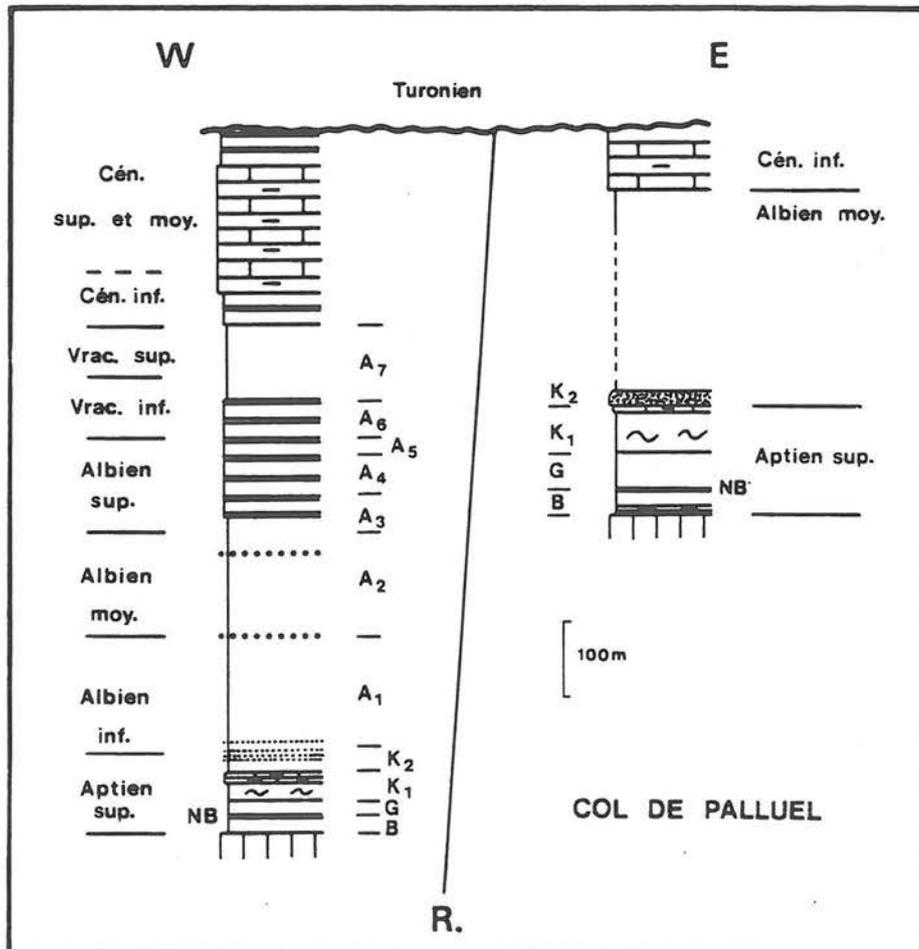


Figure 21 - Le fonctionnement du faisceau du Risou à l'Apto-Cénomannien

et de Rosans suggérant de plus un contrôle morphologique du dépôt, induit par les failles de Nîmes et du Risou (fig. 20b). Une même observation peut être faite sur d'autres slumps de la série tels le corps I (séquence G également) : un jeu en touches de piano détermine des directions de glissement et de courant (mesurées dans et juste au-dessus de celui-ci) orthogonales à la pente générale (fig. 20c, d).

- La base de la séquence K2 est marquée par l'arrivée brutale d'une fluxoturbidite à matrice sableuse à l'origine de dykes et sills dont la géométrie complexe (cf. ci-après) emprunte en partie un réseau de fractures de même orientation que celle du faisceau du Risou. Peu au-dessus un slump peu épais voit son dépôt contrôlé par une faille mineure dans le secteur de Notre-Dame (ND 2-3).
- La coupe du Col de Palluel (Pa, fig. 19b) peut être menée jusqu'à la base du Cénomaniens et avec un faible déplacement latéral jusqu'à celle du Turonien. Le contenu microfaunistique permet de retrouver une partie du découpage décrit par MOULLADE (1966) mais les repères établis par ailleurs suggèrent au moins une lacune à la limite A2/A1 (sous la première barre gréseuse). Immédiatement à l'Est de la faille, des prélèvements effectués environ 200 m au-dessus de la fluxoturbidite révèlent la présence sur 30 m d'Albien moyen, à 20 m sous le Cénomaniens inférieur daté. Ces observations démontrent le fonctionnement de l'accident du Risou à cette époque, faisant disparaître ou considérablement réduire au moins l'Albien supérieur et le Vraconien, soit près de 260 m de série (fig. 21).
- Avant le Turonien un jeu est encore sensible : le Cénomaniens épais de plus de 250 mètres à l'Ouest atteint à peine une centaine de mètres à l'Est où il est cacheté par les calcaires turoniens (fig. 21).

c) Le Champ de Banon

Le Champ de Banon (localisation, fig. 17) a la réputation d'appartenir à un système de failles ayant fonctionné au Tertiaire. Des travaux récents de télédétection (LANTEAUME *et al.*, 1982), et de terrain menés dans le cadre du G.S. GENEBASS (CABROL, 1985 ; BEAUDOIN *et al.*, 1986 ; JOSEPH *et al.*, 1986) démontrent son fonctionnement au Crétacé inférieur.

Un des exemples les plus spectaculaires est situé près de Carniol, où une tectonique synsédimentaire anté et/ou syn-albienne est bien argumentée (fig. 22). La série apto-albienne, reposant sur les calcaires urgoniens (bédouliens), est constituée dans ce secteur du Champ de Banon, de bas en haut :

- de marnes à ammonites pyriteuses du Gargasien inférieur (base de G, de 6 à 30 m),
- d'un faciès marno-sableux alternant séparé des marnes par une surface de discontinuité ; il est daté de l'Albien supérieur (séquence A4) (quelques mètres).

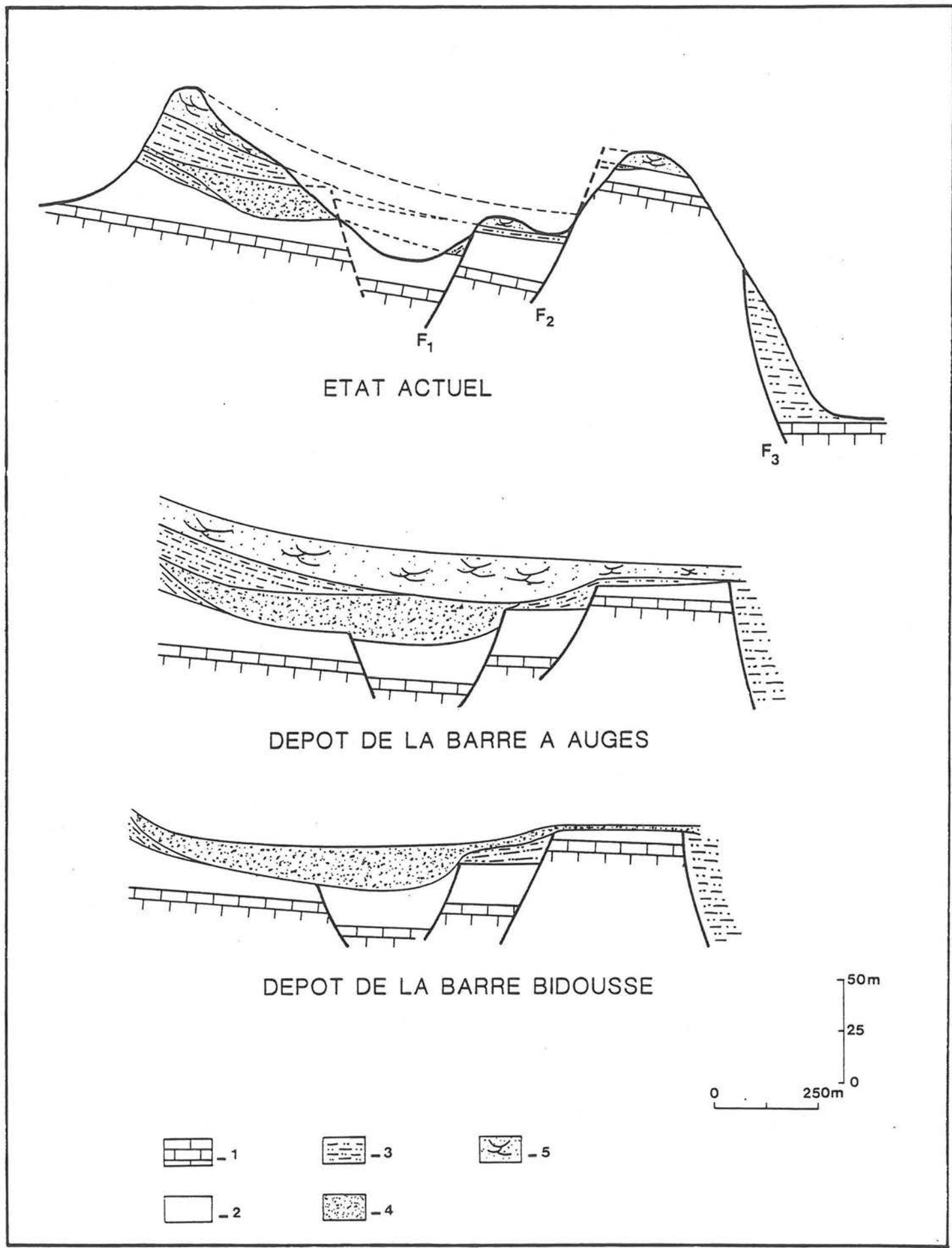


Figure 22 - Tectonique synsédimentaire apto-albienne (Carniol-La Bidousse)
1. Calcaire urgonien, 2. Marnes gargasiennes, 3. Faciès marno-sableux alternant,
4. Chenaux gréseux, 5. Barre gréseuse à auges et rides

- d'une ou deux barres fortement chenalisantes de grès vert à galets mous et sphéroïdes, présentant un léger grano-classement et quelques rides vers le sommet. Elles ont été interprétées comme des fluxoturbidites (SLACZKA et THOMSPON, 1981) (jusqu'à 15 m).
- avec une mince récurrence de faciès alternant, d'une barre gréseuse à stratifications en auges (de taille décroissante vers le haut) qui marque ici le sommet de la séquence A4 (Albien supérieur).

Une section W.NW - E.SE, sensiblement transverse par rapport aux chenaux (NE-SW) et aux failles (NE-SW pour F1 et F2, N.NE-S.SW pour F3) montre le jeu de ces accidents (fig. 22) :

- La faille F1 est scellée par la barre à auges qui repose à l'Ouest sur la barre "Bidousse" et à l'Est sur le faciès alternant inférieur. Elle a sans doute contrôlé le dépôt de la barre "Bidousse" certainement peu épaisse à l'Est où elle a été érodée par la barre à auges.
- La faille F2 montre une très nette réduction d'épaisseur du Gargasien (6 - 7 mètres à l'Est contre plus de 25 mètres à l'Ouest de F1).
- A l'Est de F3, on observe 20 à 30 mètres de faciès alternant et ne présentant plus de barres importantes. Ce faciès s'appuie directement sur le miroir de faille urgonien et ne paraît pas déformé au contact de ce dernier.

Plusieurs modalités de fonctionnement avant ou après le dépôt de l'Albien peuvent expliquer la position actuelle des barres ; le modèle proposé ici (fig. 22) correspond au seul fonctionnement des accidents avant le dépôt des barres "Bidousse". Ces accidents ont pu rejouer ultérieurement mais le décalage de la barre à auges au niveau de F2 peut ne résulter que d'une déformation postérieure liée uniquement à la compaction différentielle.

L'étude du Champ de Banon permet de compléter et généraliser les observations précédentes. La morphologie actuelle du sommet de l'Urgonien dans cette région (fig. 23) est directement issue de celle acquise à l'Apto-Albien : une structure en horsts, demi-grabens et graben, ayant canalisé, comme par exemple, à Carniol (LB, fig. 23), les chenaux gréseux en provenance du Sud-Ouest.

d) Conclusion

Dans les exemples précédents, les accidents synsédimentaires sont orientés NE-SW à N.NE-S.SW. Cette caractéristique est très générale au bassin : la majorité des failles synsédimentaires prouvées ou suspectées appartient à cette direction.

L'architecture du bassin est ainsi rendue pérenne par la structuration NE-SW à N.NE-S.SW enracinée dans le bâti hercynien, à l'Apto-Albien et plus largement au long du Mésozoïque et du Cénozoïque.

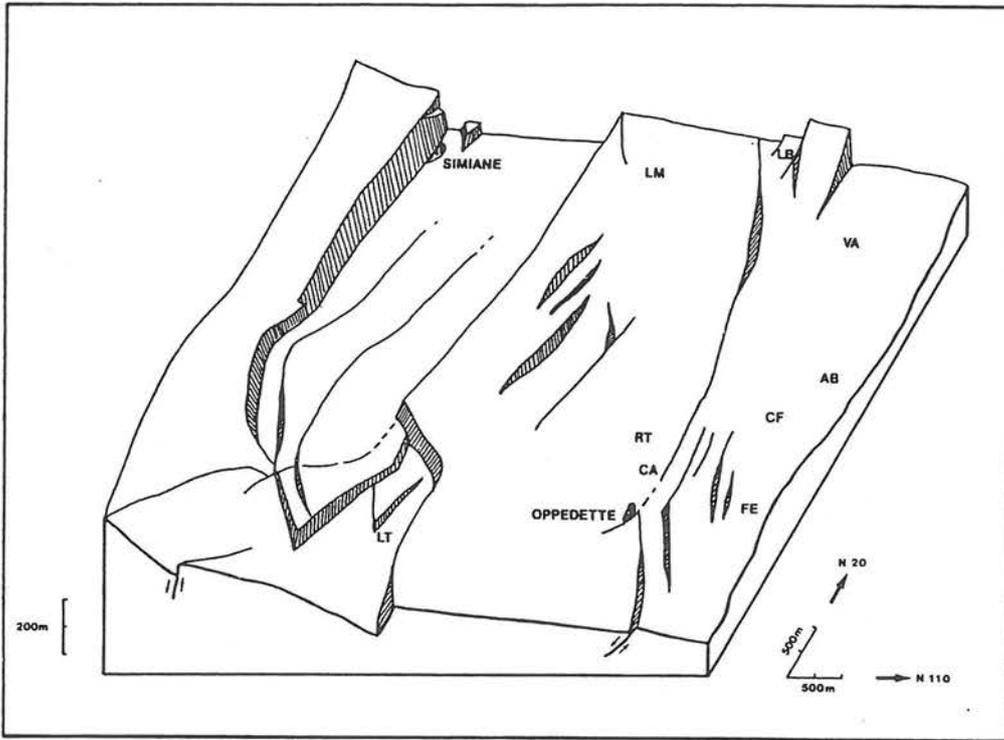


Figure 23 - Bloc-diagramme du sommet de l'Urgonien

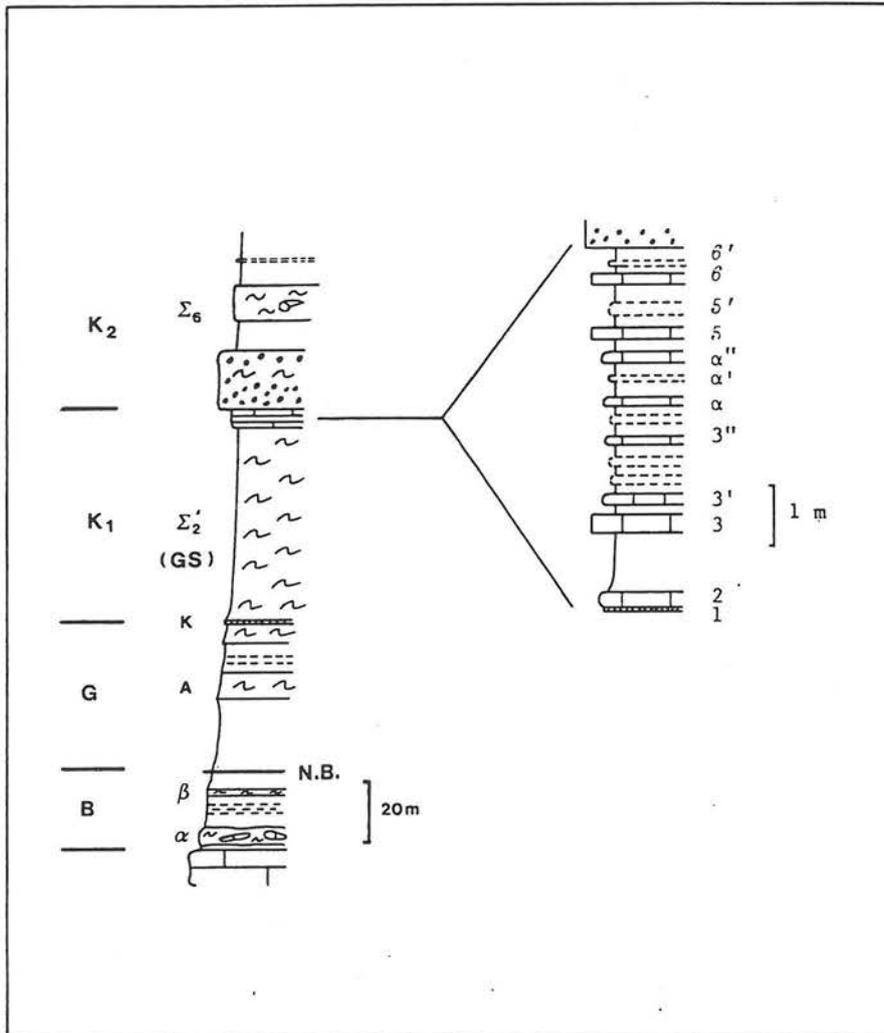


Figure 24 - L'Aptien de Rosans

2. SILLS, DYKES, FAILLES ET PALEOMORPHOLOGIES

La régularité de la série apto-albienne constituée principalement de marnes, dans lesquelles s'intercalent quelques bancs calcaires, est interrompue par plusieurs venues gréseuses subites ; celles-ci ont en outre fossilisé des réseaux de fractures débitant le massif marneux, sous la forme de dykes et sills sédimentaires (BEAUDOIN et FRIES, 1982, 1984 ; BEAUDOIN *et al.*, 1983, 1984, 1985). L'étude précise de ces injections, initiée par B. BEAUDOIN, G. FRIES et M. PINAULT, constitue le sujet de la thèse en cours d'Olivier PARIZE.

Deux régions présentent des affleurements spectaculaires, BEVONS et ROSANS, examinées successivement ci-après.

a) Les sills de Rosans (d'après BEAUDOIN *et al.*, 1983)

Le secteur de Rosans est situé - comme déjà indiqué - dans la partie médiane de l'Eventail de Ceüse. Dans les collines situées à l'Est de Saint-André-de-Rosans, la série aptienne est bien exposée (les Aigrets, Serre d'Autruy, fig. 24) : la séquence B avec le "niveau blanc", dans laquelle on observe un slump remaniant au sein des marnes des lambeaux calcaires provenant du substrat, est incomplète, érodée par la discontinuité B/G ; la séquence G est elle-même très réduite par l'arrivée d'un slump à faciès caractéristique, le "grand slump", corrélé sur près de 60 km, appartenant à la séquence K1. Cette dernière est couronnée par un faisceau marno-calcaire alternant dont les bancs - en nombre limité - ont une grande extension ; parmi eux, les quelques niveaux caractéristiques qui serviront de repère à l'analyse : le couple 1-2 (grès/calcaire) qui surmonte le "grand slump", les bancs 3, 5 et 6 qui sont les plus épais et les plus nets. Le sommet de la colline est constitué par une barre gréseuse métrique : sa semelle est marquée par la présence de figures de courant (flute casts, prod casts, ...), images du fond marin. Ce grès contient de nombreux galets mous centimétriques à métriques, et montre une évolution verticale très fruste avec quelques laminations au sommet : il peut être considéré comme une fluxoturbidite (SLACZKA et THOMPSON, 1981).

La colline située juste à l'Ouest paraît montrer la même succession : on y reconnaît en effet le "grand slump" et le faisceau alternant. Le sommet paraît plus complexe, avec des variations brusques et désordonnées de l'épaisseur des grès. Néanmoins, ceux-ci semblent se poursuivre tant vers le Sud (où l'épaisseur va décroissant) que vers le Nord, où ils forment une masse puissante d'une trentaine de mètres. Leur examen détaillé (BEAUDOIN *et al.*, 1983) montre qu'il s'agit essentiellement de sills et dykes injectés dans le faisceau clansayésien, en relation avec la mise en place de la fluxoturbidite.

Leur évolution suivie du Sud vers le Nord montre des disparitions/apparitions/variations de puissance progressives (secteur a), d'autres, brutales, à l'aplomb de filons verticaux, véritables dykes (b, c) (fig. 25). A plusieurs reprises, on observe de véritables marches d'escalier : ainsi dans les secteurs A et B, les mêmes bancs calcaires s'observent de part et d'autre d'un filon vertical ou très oblique, respectivement

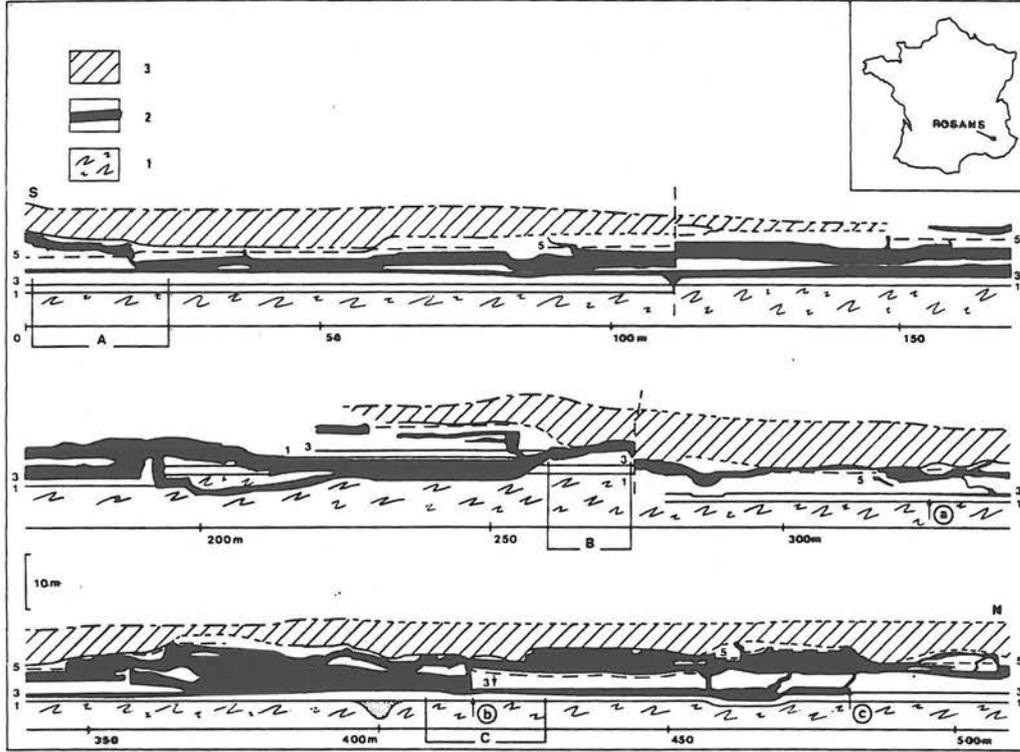


Figure 25 - Les sills de Rosans
1. "Grand slump" $\Sigma 2$, 2. Sills et dykes, 3. Fluxoturbidite

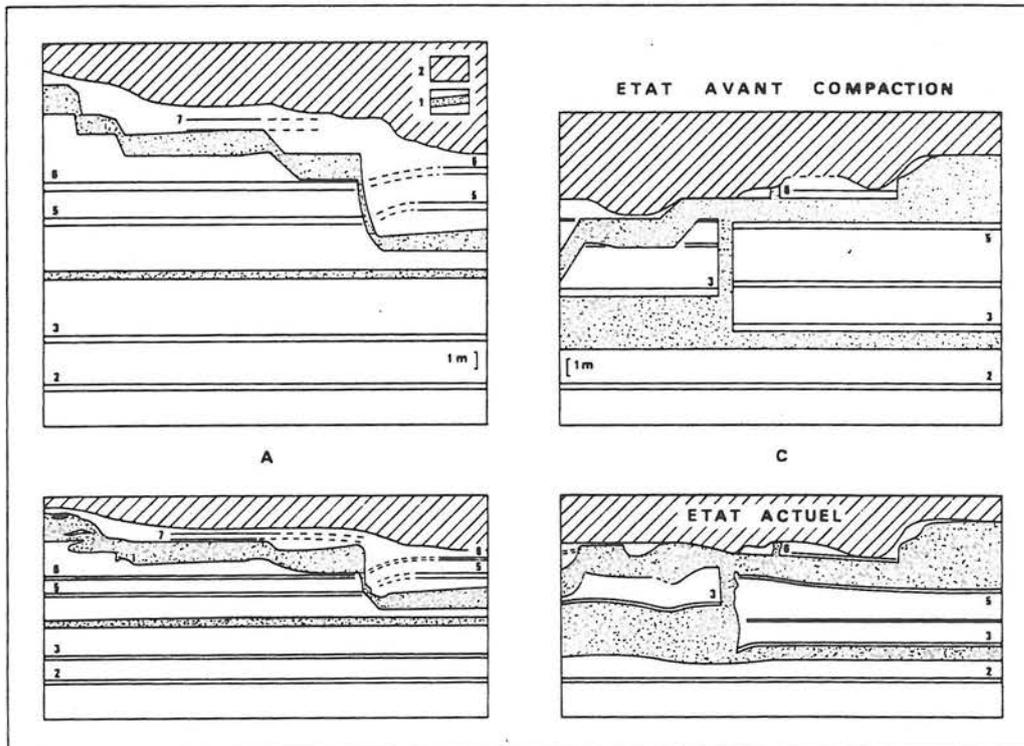


Figure 26 - Les sills de Rosans : essai de décompaction
1. Sill, 2. Fluxoturbidite

sous et sur la caisse gréseuse : ces sills se sont mis en place après le dépôt du faisceau alternant, et témoignent avec les dykes d'une injection de sable dans un réseau de fractures complexes.

Néanmoins, ces niveaux que l'on peut suivre pour certains sur quelques centaines de mètres, puissants parfois de quelques mètres, miment de véritables bancs : strictement parallèles à la stratification, certains présentent même d'abondantes figures sédimentaires sur leurs surfaces, *load casts* et *frondescant casts* ; mais celles-ci sont post-sédimentaires, ne correspondant pas à un moulage du fond marin.

La présence de ces intrusions sableuses dans un massif marneux permet d'apprécier, au moins partiellement, l'importance de la compaction ultérieure subie (BEAUDOIN et FRIES, 1983 ; BEAUDOIN *et al.*, 1985). Sur ces affleurements de Saint-André de Rosans, on relève des taux compris entre 2 et 3. Prenant en compte cette compaction, on peut restituer les formes initiales, et alors expliquer des particularités comme des poinçonnements, des épaisissements soudains ne relevant que d'une sous-compaction locale, liée à la présence d'une sorte de pilier. L'utilisation d'un facteur de décompaction de 2 conduit à une géométrie simple, verticale et horizontale, modélisant l'état originel, juste après la mise en place du remplissage sableux (fig. 26).

La fluxoturbidite dont la puissance peut atteindre 30 m est le seul évènement gréseux conséquent de la série apto-albienne. Elle s'est mise en place dans une morphologie en creux ; les sills reconnus apparaissent sur les flancs de celle-ci. Un profil sensiblement transverse (fig. 27) à cette structure, et dessiné en décompactant les marnes et les calcaires, montre que les sills se développent au bord sud, en partant du corps sableux axial et en ayant tendance à remonter. Cette localisation semble correspondre à une dissymétrie du chenal ayant canalisé la venue gréseuse, probablement due à une disposition en virage.

Les affleurements de Bevons près de Sisteron permettent de préciser les modalités de mise en place de ces sills et des dykes associés.

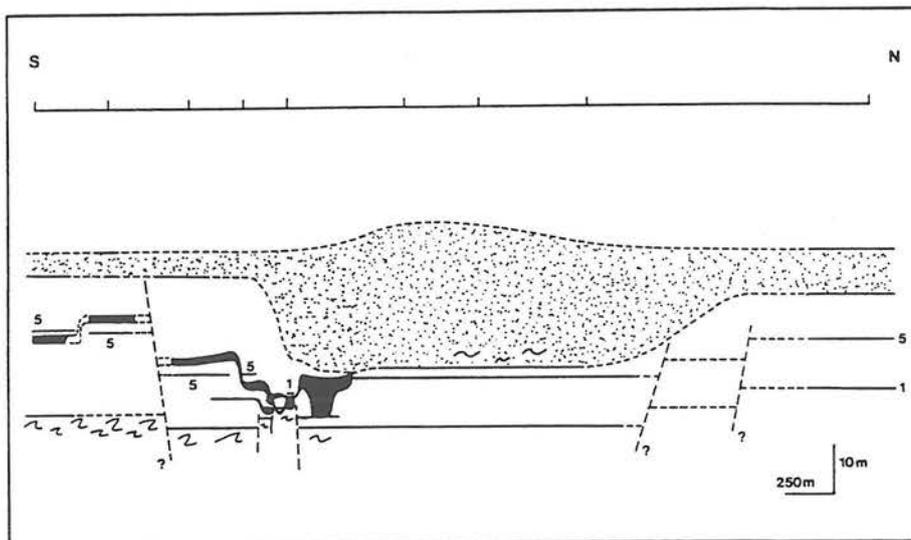


Fig. 27 - Relation entre les sills et la fluxoturbidite

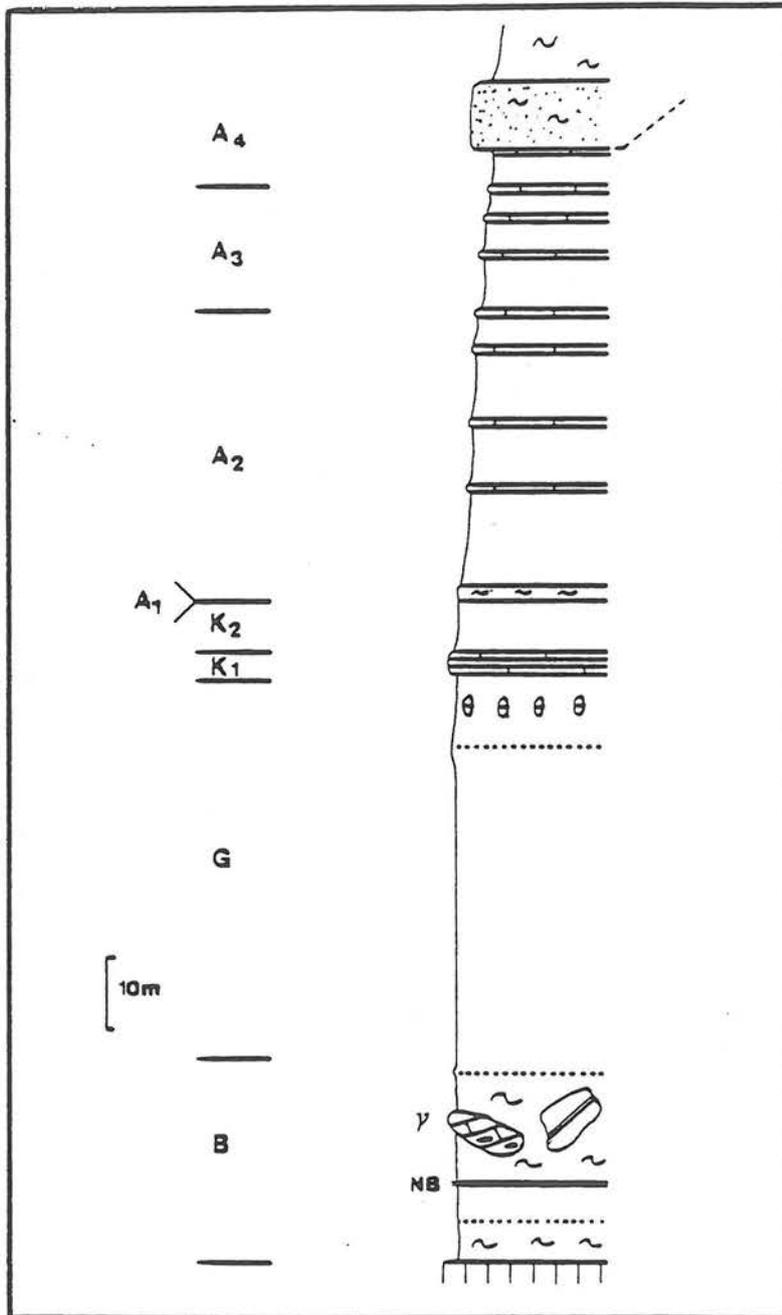


Figure 28 - La série apto-albienne de Bevoins - Le Puy

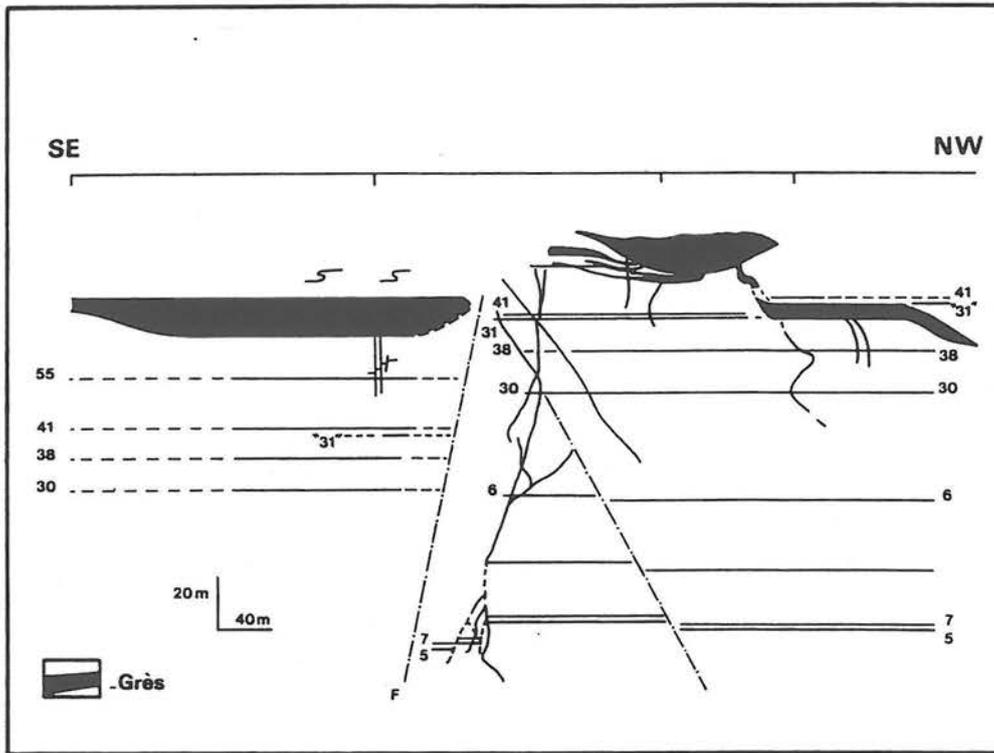


Figure 29 - a. La colline du Puy : son aspect actuel

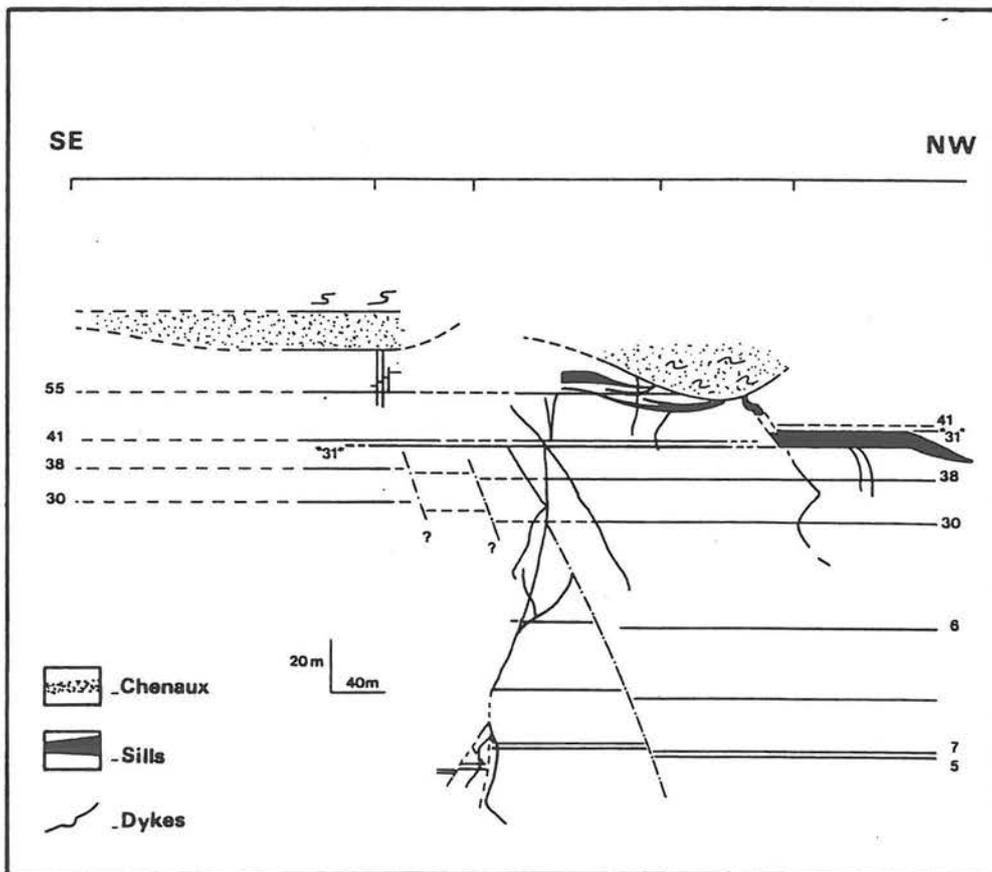


Figure 29 - b. La colline du Puy : analyse

b) Sills et dykes de Bevons (BEAUDOIN et FRIES, 1982, 1984 ; BEAUDOIN *et al.*, 1984, 1985)

Affleurant à 6 km à l'W-SW de Sisteron, la série apto-albienne de Bevons montre une accumulation de marnes interrompues par des bancs calcaires : les datations permettent d'identifier le Bédoulien, le Gargasien et le Clansayésien avec les séquences B, G, K1 et K2 ; l'Albien débute directement avec la séquence A2 (la séquence A1 absente ici est présente au Sud-Est et à l'Est de Bevons, coupes de Paulons et de La Sauzette) puis viennent les séquences A3 et A4 (*p.p.*) couronnant l'affleurement par un ensemble de barres gréseuses chenalisantes (fig. 28 et 29a).

Le massif marneux est recoupé par de nombreux filons gréseux, souvent perpendiculaires mais parfois obliques par rapport à la stratification générale. Ces dykes (quelques millimètres à 0,80 m d'épaisseur) pénètrent le massif sur près de 250 m (compte non tenu de la compaction), dépassant largement les ordres de grandeur habituels. Ils s'organisent en des réseaux complexes, anastomosés, se terminant vers le bas, tandis que des connexions sont visibles avec les grès sommitaux. Bien qu'une partie de ces derniers soit à rapporter à des sills puissants, plusieurs corps correspondent à des fluxoturbidites chenalisantes (sens de courant → 10, 60 et 90) de largeur plurihectométrique (fig. 29a et b).

La cartographie des failles et des filons dans cette région montre qu'à la dimension verticale de ces objets (une profondeur de pénétration supérieure à 250 m en configuration actuelle), s'ajoute une dimension horizontale tout aussi importante : les filons s'agencent en réseaux à maille plurihectométrique (en relation avec des failles synsédimentaires) ; des tronçons hectométriques s'agencent même en deux lignes parallèles distantes de 500 m, la plus longue s'étirant sur près de 6 km (fig. 30).

En dépit de difficultés liées à de petits décrochements tardifs (tertiaires), les dykes sont étroitement associés aux failles observées sur le terrain (parallélisme des orientations, proximité spatiale), certaines d'entre elles étant antérieures au remplissage des filons. Failles et filons empruntent en fait le même réseau, constitué de deux familles principales orthogonales, parallèle et perpendiculaire à la pente sédimentaire ; une troisième famille oblique correspond au remplissage d'un réseau de fentes de tension.

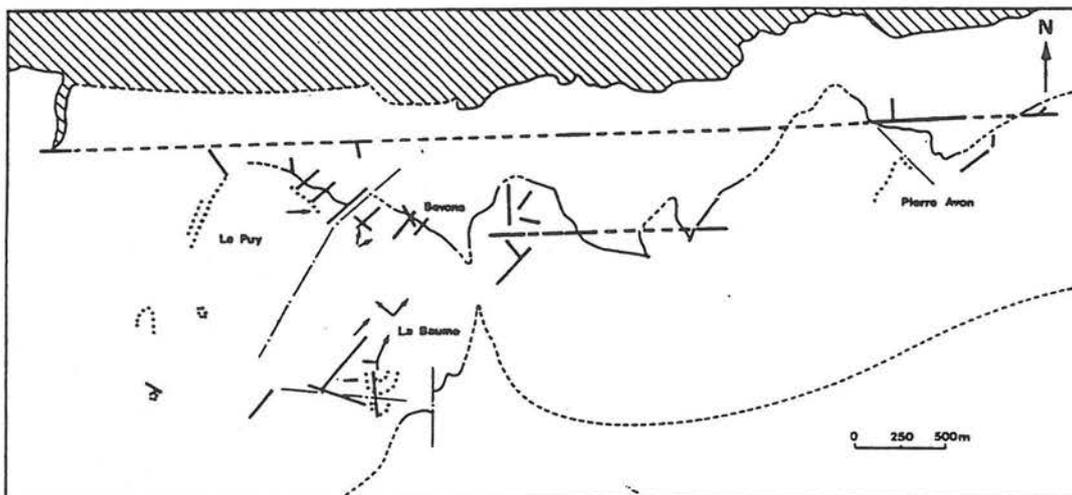


Figure 30 - Les filons majeurs de Bevons -

Un premier modèle fondé sur ces observations propose une restitution morphologique correspondant à une pente générale vers le NE, sur laquelle se dessinent des chenaux de largeur plurihectométrique (fig. 31). Le massif marneux, déjà en partie compacté, est débité par un réseau de fractures et failles associées, dont la géométrie guidée par la pesanteur est largement dépendante du champ de contraintes régional. Ce stade initial pourrait prélude à un glissement au long de la pente ou depuis les berges et correspondre à l'amorce d'un phénomène de *slumping* (observable au-dessus des barres gréseuses, fig. 29a, b et fig. 31). Dans ce réseau s'est réalisée la pénétration de matériel sableux, lors de la mise en place de la fluxoturbidite, ici sous forme de sills, comme à Rosans, et de dykes profonds, remplis *per descensum*.

Les affleurements du Ravin de la Baume (sur le flanc SE de la colline du Puy, près de Bevons), permettent de préciser davantage les relations génétiques entre chenal turbiditique et injections sableuses (BEAUDOIN *et al.*, 1985).

Deux ensembles de fluxoturbidites peuvent y être différenciés (fig. 32) : le corps inférieur C1 semble ne représenter qu'un seul évènement, tandis que l'ensemble supérieur C2 correspond à un empilement de fluxoturbidites amalgamées, associé localement à des dépôts de levée ou de débordement. Ces deux barres C1 et C2 se superposent partiellement tandis que leurs axes diffèrent sensiblement (fig. 32) : le corps C2 montre un changement des sens de courant d'amont en aval de N045 vers N010° ; le corps C1 présente quant à lui une évolution opposée, indiquée à la fois par le tracé de son flanc occidental et par une rotation des sens de courant depuis N340° vers N045°. Ce flanc ouest, concave, expose à l'affleurement une morphologie spectaculaire, un surplomb associé à un sous-cavage des marnes ; le sur-creusement excède 12 m.

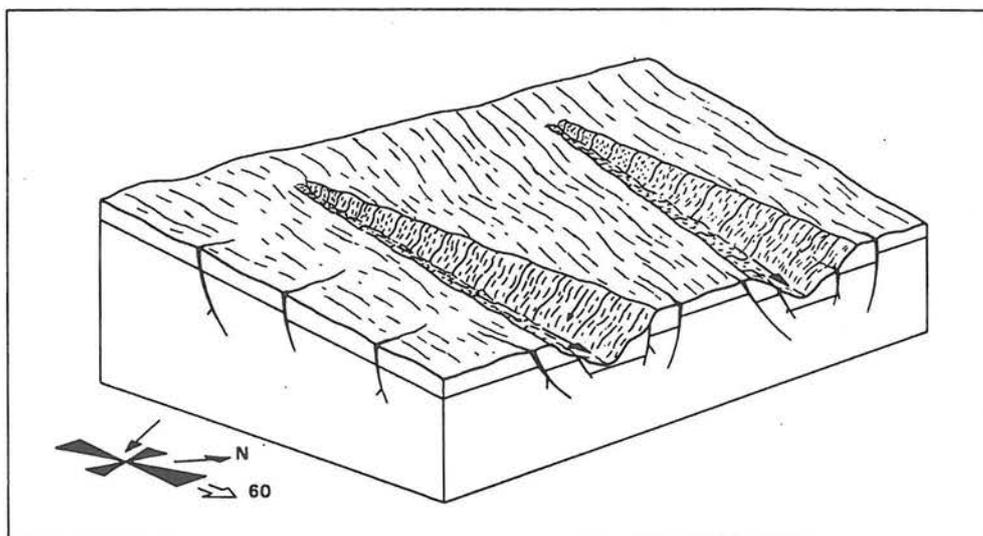


Fig. 31 - La mise en place des sills et des dykes : un premier modèle

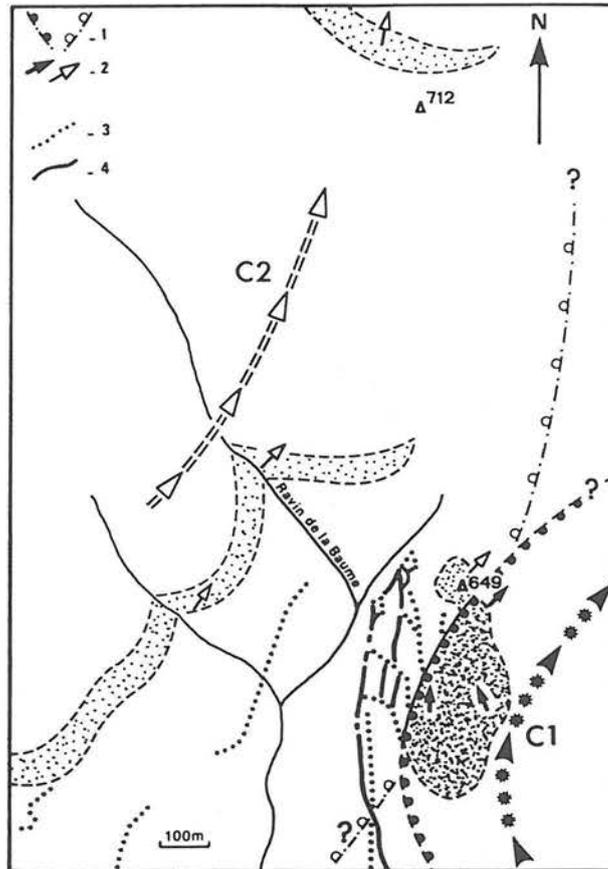


Figure 32 - Les corps sableux du ravin de la Baume et les injections associées
1. Flanc du chenal turbiditique, 2. Figures de courant, 3. Dykes, 4. Sills

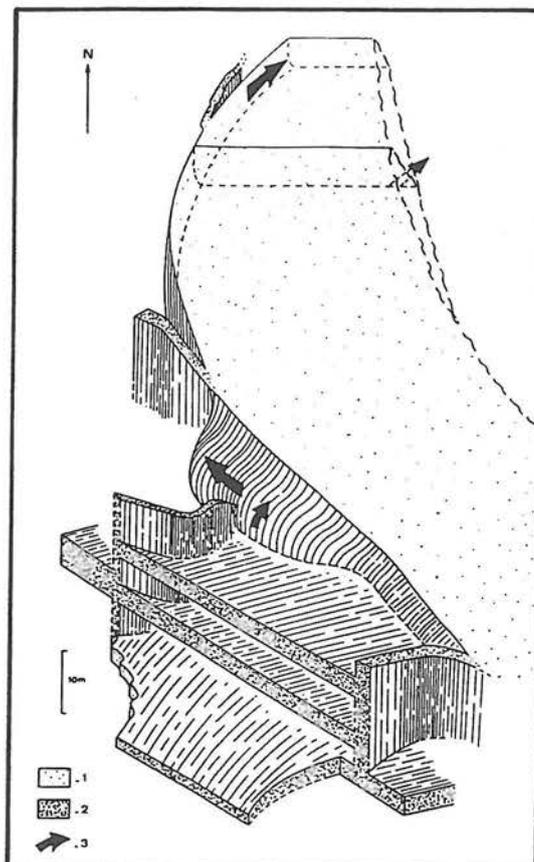


Figure 33 - Relation génétique entre corps turbiditique et injections sableuses

Quatre gros dykes (1 à 3 m) prennent naissance sur ce même bord du corps turbiditique C1 et s'enfoncent dans la rive concave (fig. 32, 33). Ils ont permis l'alimentation de sills sédimentaires, également de puissance métrique, dont certains s'inclinent et donnent des filons obliques.

La distribution des sills et dykes sédimentaires, dont la connexion avec des corps turbiditiques nourriciers a été observée, est gouvernée par la paléomorphologie du bassin sédimentaire, elle-même en relation avec le contexte structural.

Les affleurements du Ravin de la Baume montrent de plus que l'ouverture des fissures se fait dans un contexte cisailant sous l'action d'un courant chargé et que leur progression relève d'un mécanisme de fracturation hydraulique dans un réseau préexistant ; l'ouverture des fractures s'est réalisée à la faveur d'un virage de la morphologie, à partir du flanc concave, profondément surcreusé. Ils confirment les hypothèses avancées dans ce sens pour expliquer les dykes et sills de Rosans et suggèrent un modèle prenant en compte l'ensemble des observations (fig. 34).

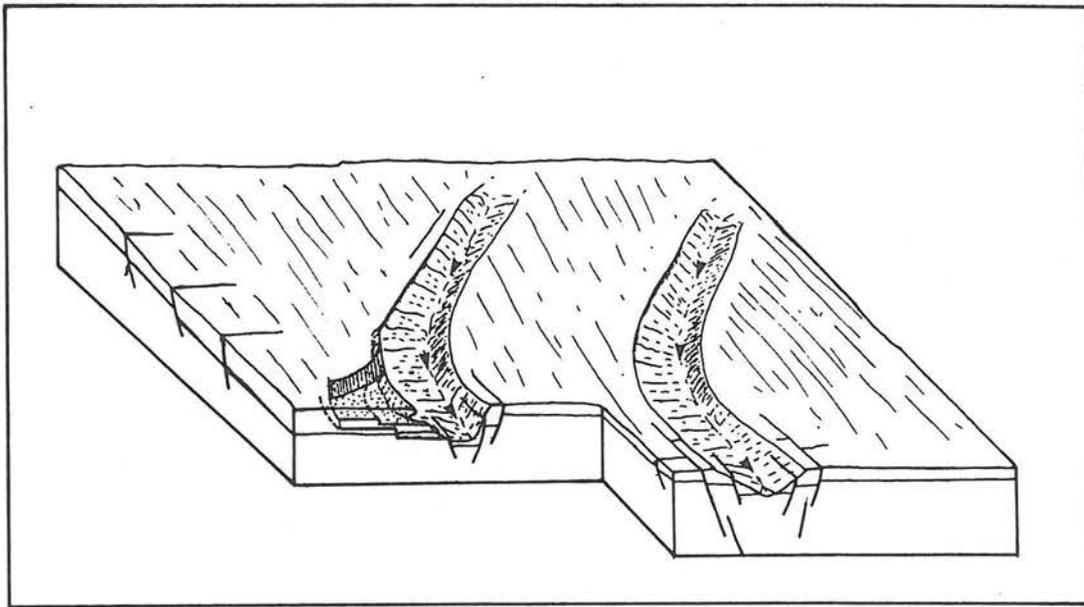


Fig. 34 - La mise en place des sills et dykes gréseux : second modèle

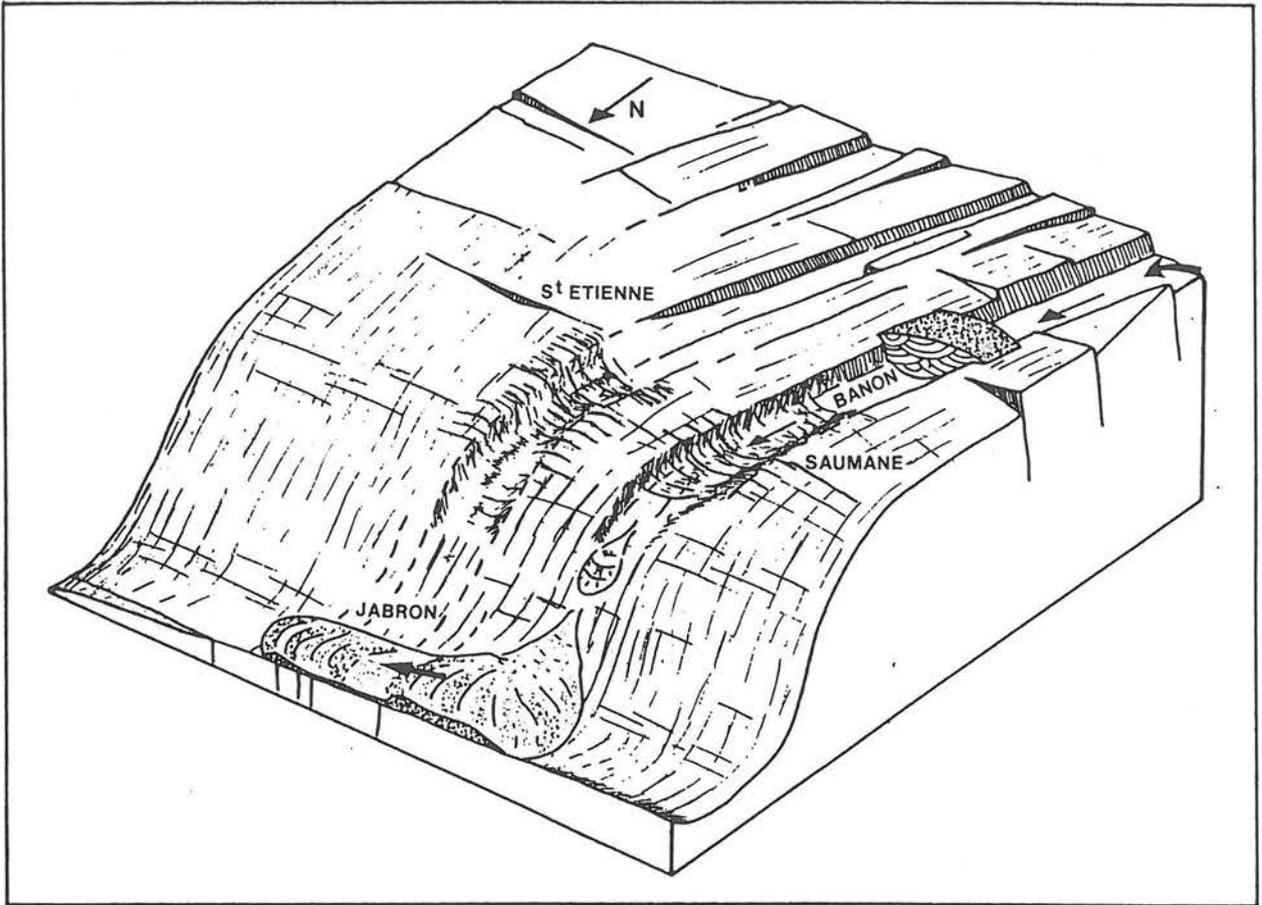


Figure 35 - La flexure de la Montagne de Lure

3. CONCLUSIONS

Les failles NE-SW et N.NE-S.SW ont joué un rôle important durant la sédimentation à l'Apto-Albien. Leur fonctionnement a été déterminé par le régime des contraintes qui s'est brutalement modifié à partir de l'Aptien (base de la séquence B). C'est en effet à ce moment que se manifestent clairement le déplacement et l'inversion du sens d'alimentation du sillon de Buëch.

L'actuelle Montagne de Lure correspond à une flexure : au-dessus des marnes aptiennes, l'Albien supérieur (A4) discordant est constitué de dépôts de plate-forme peu profonde très près du sommet de Lure ; juste au Nord de celui-ci, ce même Albien présente déjà un faciès de bassin avec quelques niveaux gréseux (affleurements de Bevons, Le Puy, ...). Ces grès guidés d'abord par les grabens du champ de failles de Banon, se sont accumulés sur cette marge (actuelle Montagne de Lure), avant d'être remobilisés en direction du bassin sous forme de turbidites (fig. 35) susceptibles de fossiliser une fracturation du massif argilo-carbonaté, associé à ces déformations synsédimentaires.

Dans l'ensemble du bassin, le jeu répété des différents accidents reconnus, quelquefois antithétique par rapport à la pente sédimentaire, suggère un fonctionnement assez continu de manière à préserver cette pente. Si l'on essaie de quantifier l'évolution du rejet (exprimé en mètres par millions d'années, m/M.a.) en tenant compte d'une part de la compaction, d'autre part de la durée moyenne des étages (ODIN et KENNEDY, 1982), on observe une accélération du processus (faisceau du Risou) : 20 m/M.a. à l'Aptien, 30 m/M.a. à l'Albien, 50 m/M.a. au Cénomanién. Mais ces accélérations instantanées sont scellées, en même temps que des érosions importantes en liaison avec les discontinuités sédimentaires : B/G (Champ de Banon, faisceau du Risou, Saint-André-les-Alpes, Sisteron, ...); K1/K2 (faisceau du Risou, Sisteron, Bourdeaux, ...), base de la séquence A4 (faisceau du Risou, Champ de Banon, Sisteron, ...) etc. La géométrie des corps est également modifiée : ces failles en créant des zones hautes et basses, des virages au pied des panneaux relevés, ... modèlent le réceptacle sédimentaire. Un bon exemple nous en est fourni avec l'Eventail de Ceüse.



Figure 36 - Localisation de l'Eventail de Ceise dans le bassin

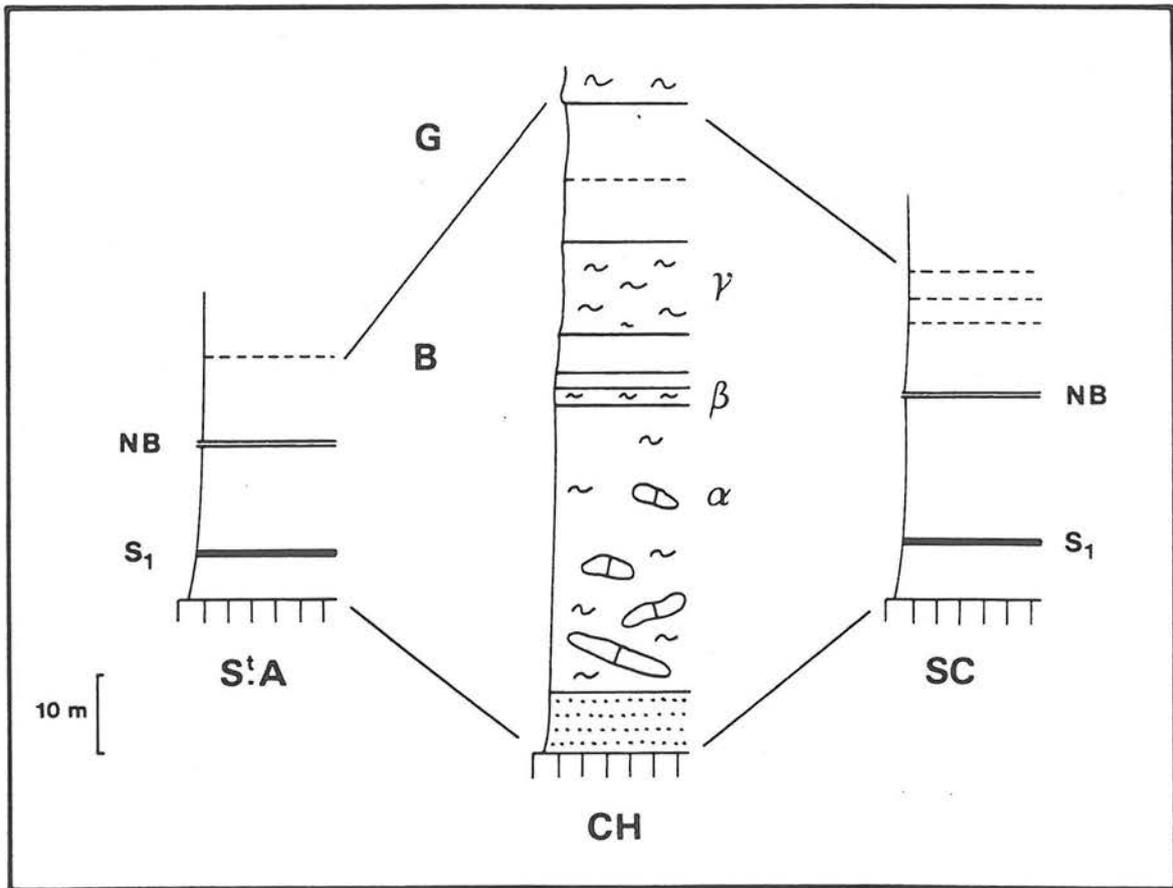


Figure 37 -La séquence B : comparaison des coupes de Saint-Auban (StA), La Chaudière (CH) et Serres-Chaitieu (SC).

C - L'EVENTAIL DE CEÛSE

Les nombreuses coupes levées dans la partie NW du bassin ont permis, conjointement avec l'analyse de la dynamique sédimentaire (courants et glissements), de caractériser un appareil sédimentaire ayant fonctionné tout au long de l'Aptien (*) : l'Eventail de Ceüse (fig. 36). Il est marqué par l'importance des érosions et la puissance des résédiments, slump et turbidites, dont il a assuré le transit et le dépôt. L'étude porte sur un secteur allant de Crest à Veynes et de Nyons à Laragne, donnant ainsi à cet appareil une surface d'environ 70 km sur 40 km, tout à fait comparable à certains homologues actuels.

La géométrie des corps sédimentaires a été reconstituée avec soin, en tenant compte à la fois des données chronostratigraphiques et des caractères lithostratigraphiques (couleur, nature, taille et forme des blocs ou lambeaux dans les slumps ; corrélation et évolution séquentielle des turbidites gréseuses ; épaisseur et rythme des bancs calcaires, ...) et en multipliant les observations intermédiaires de façon à s'assurer aussi bien que possible de la continuité spatiale des niveaux corrélés.

La présentation sera effectuée en respectant le découpage naturel issu de l'analyse séquentielle.

1. LA SEQUENCE B (Bédoulien)

La comparaison entre les coupes de La Chaudière, de Serres Chaitieu et de Saint-Auban (CH, SC, et StA, fig. 36) révèle la présence de trois slumps (α , β , γ) intercalés sous (α et β) et sur (γ) le "niveau blanc" (fig. 37). Les deux premiers remobilisent en effet (exclusivement) des éléments empruntés respectivement au substrat calcaire (α) et aux marnes riches en marnes organiques du sapropel (S1) (β). Le troisième (γ) remanie des blocs du faisceau du "niveau blanc" ; il est situé au sommet de la séquence B et résulte sans doute d'un écoulement en masse dans tout le bassin consécutif à un tremblement de terre (cf. p. 39).

La cartographie de ces corps (fig. 38 et 39) révèle une extension et un volume de matériel résédimenté importants. L'étroite superposition des axes instantanés de dépôt et les sens de transport mesurés suggèrent leur canalisation dans une morphologie en creux. Le contour festonné visible pour le premier (α , fig. 38) correspond à un étalement du matériel dans la partie la plus en aval, confirmé par la divergence des directions de glissements.

(*) en fait depuis beaucoup plus longtemps (cf. p. 9)

La superposition de ces faisceaux contournés est responsable de la surépaisseur bien visible sur la carte d'isopaques (fig. 40) même dans le secteur de Rosans en dépit de l'amincissement dû au jeu synsédimentaire d'un élément du faisceau du Risou.

Cette morphologie en creux a également piégé de fines turbidites gréseuses intercalées en particulier dans les marnes anoxiques (S1) ; la convergence des sens de courant mesurés confirme l'existence d'une zone plus basse.

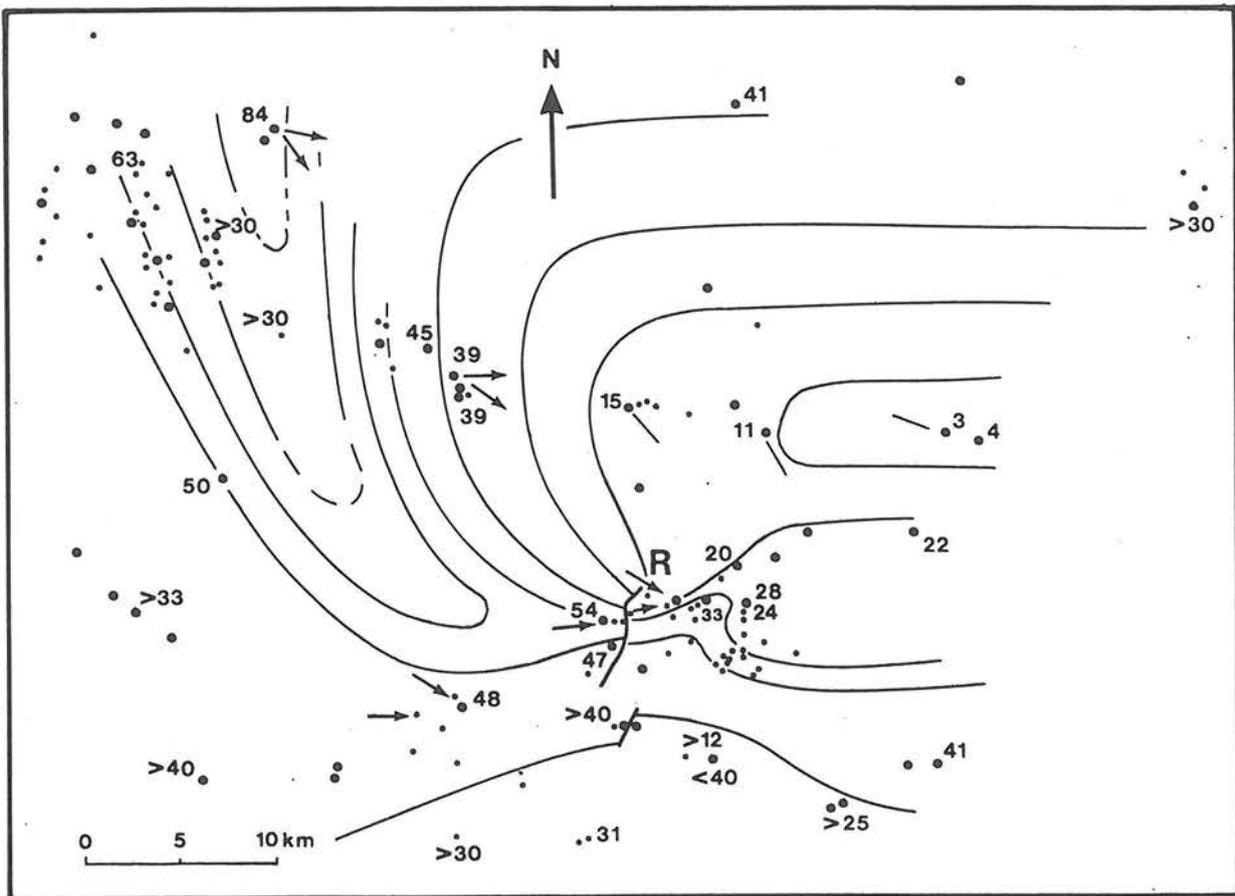


Figure 40 - Carte d'isopaques de la séquence B

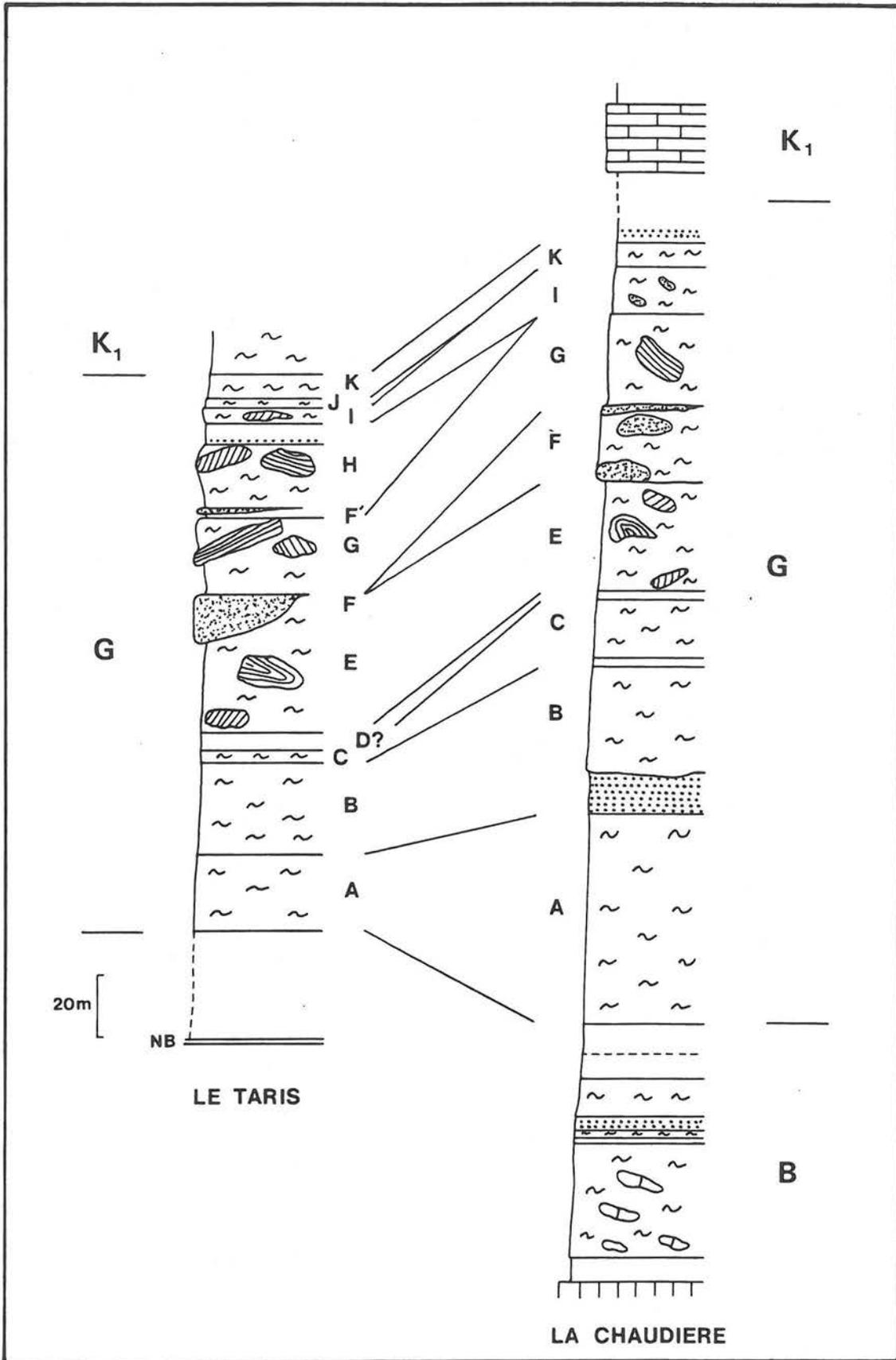


Figure 41 - La séquence G : les coupes du Taris (Ts) et de La Chaudière (CH)

2. LA SEQUENCE G (Gargasien)

Cette séquence est ici caractérisée par le grand nombre de slumps très puissants (jusqu'à plusieurs dizaines de mètres) comportant des blocs de dimensions pluridécamétriques (voire hectométriques) et l'abondance des niveaux turbiditiques (fig. 41).

Ces différents corps (A, B, C, D, E, F, G, H, I, J et K) ont été cartographiés un par un (fig. 42 à 51) : leur extension peut dépasser 500 km². Le volume de matériel déplacé atteint alors 10 à 15 km³ (pour une épaisseur moyenne de 20 à 30 m ; cf. corps A et B, fig. 42 et 43) en configuration actuelle ; si l'on tient compte d'un taux de compaction de 2 (cf. p. 47) on dépasse 20 à 30 km³ de sédiments déplacés. Leur faciès (très sableux et glauconieux) est inconnu dans le domaine où les dépôts sont exclusivement marneux.

L'étude de la microfaune confirme leur appartenance à un milieu de plate-forme peu profonde (présence de nombreux débris d'échinodermes, de bryozoaires, de miliolidés, ...).

Disposant de près de 1000 échantillons, une étude statistique du contenu (genres, abondance, conservation, ...) et de la distribution verticale et spatiale de la microfaune a été entreprise (SALINAS, 1985), à partir des fiches individuelles (par échantillon) établies par Monsieur et Madame BIZON (*).

Ces fiches, écrites au fur et à mesure, de 1981 à 1984, l'ont donc été sans prévoir une telle utilisation ; outre la détermination des principaux marqueurs planctoniques et benthiques, la présence/absence de divers éléments a été consignée : bryozoaires, échinodermes, spicules de spongiaires, ostracodes, lagénides divers, miliolidés, radiolaires, calcisphères, agglutinants, glauconie, pyrite, etc ... L'abondance relative de tous ces éléments a été enregistrée de façon semi-quantitative par un code fruste (très rare, rare, présent, abondant, très abondant).

Cette méthode simple et peu onéreuse en temps (pas de pesée) s'est avérée prometteuse : à partir d'un simple comptage manuel (puis sur micro-ordinateur) des croisements de population ont été réalisés, conduisant à l'identification de faciès (avec/sans radiolaires, ostracodes, agglutinants, ...) et surtout un début d'approche paléoécologique des diverses espèces rencontrées (exclusion ou au contraire présence conjointe, ...).

Dans le cas des slumps, deux résultats importants ont été acquis :

- Tous les échantillons (56) contenant des débris de bryozoaires, d'échinodermes et de miliolidés appartiennent à des slumps. On peut ainsi identifier un slump par le contenu de la microfaune*

(*) Nous tenons à remercier ici à nouveau Monsieur et Madame BIZON pour avoir bien voulu nous confier ces fiches, qui représentent près de 4 ans de travail.

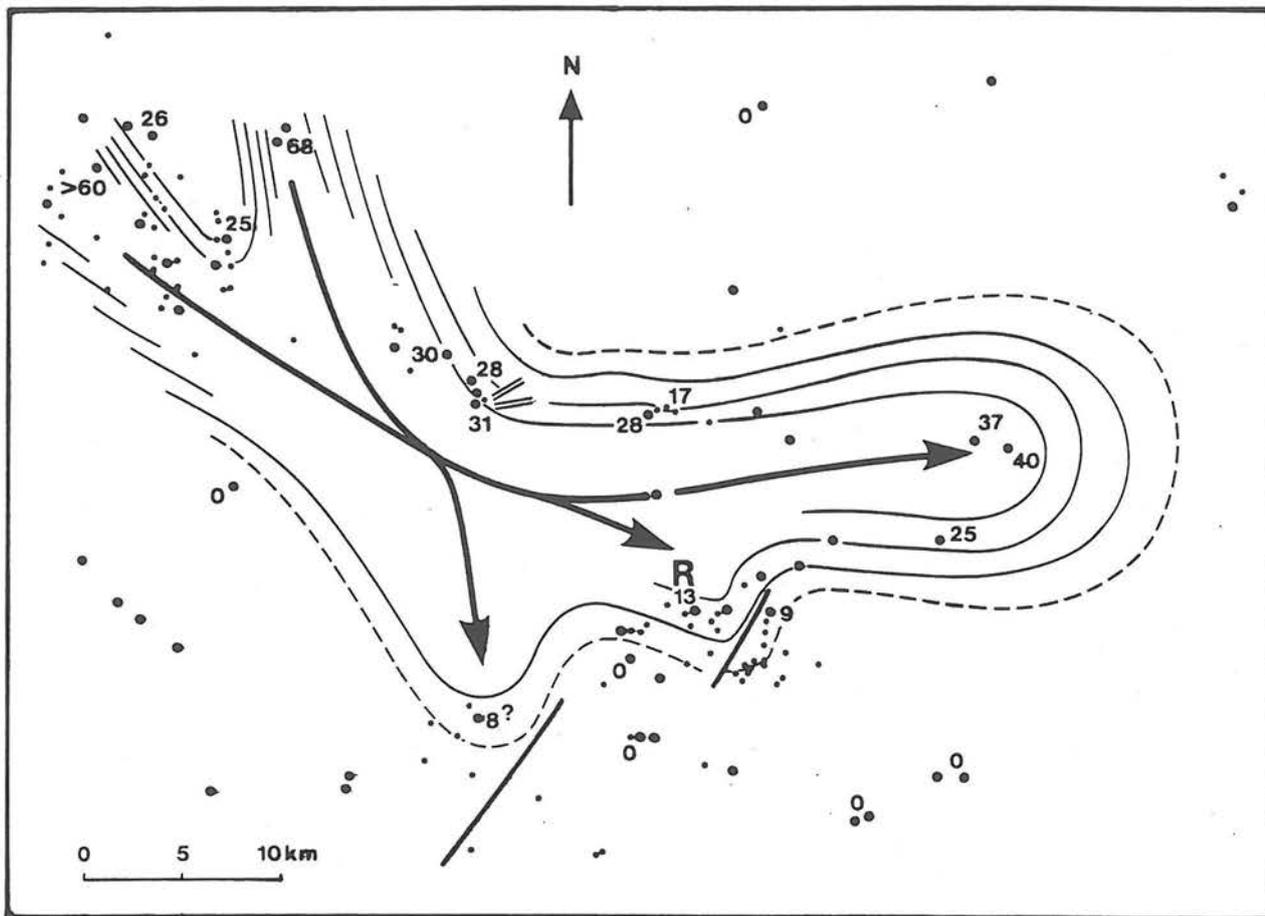


Figure 42 - Le slump A

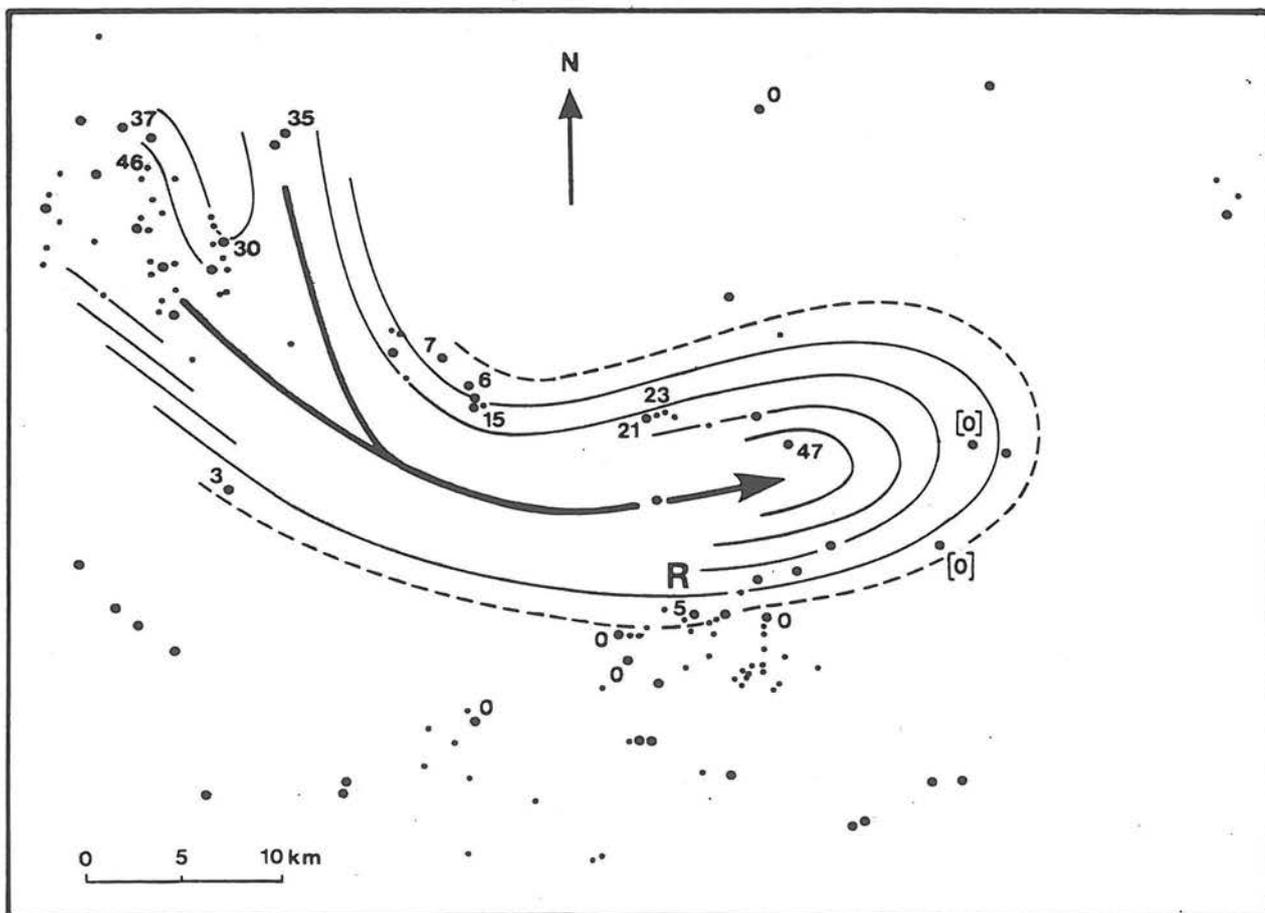


Figure 43 - Le slump B

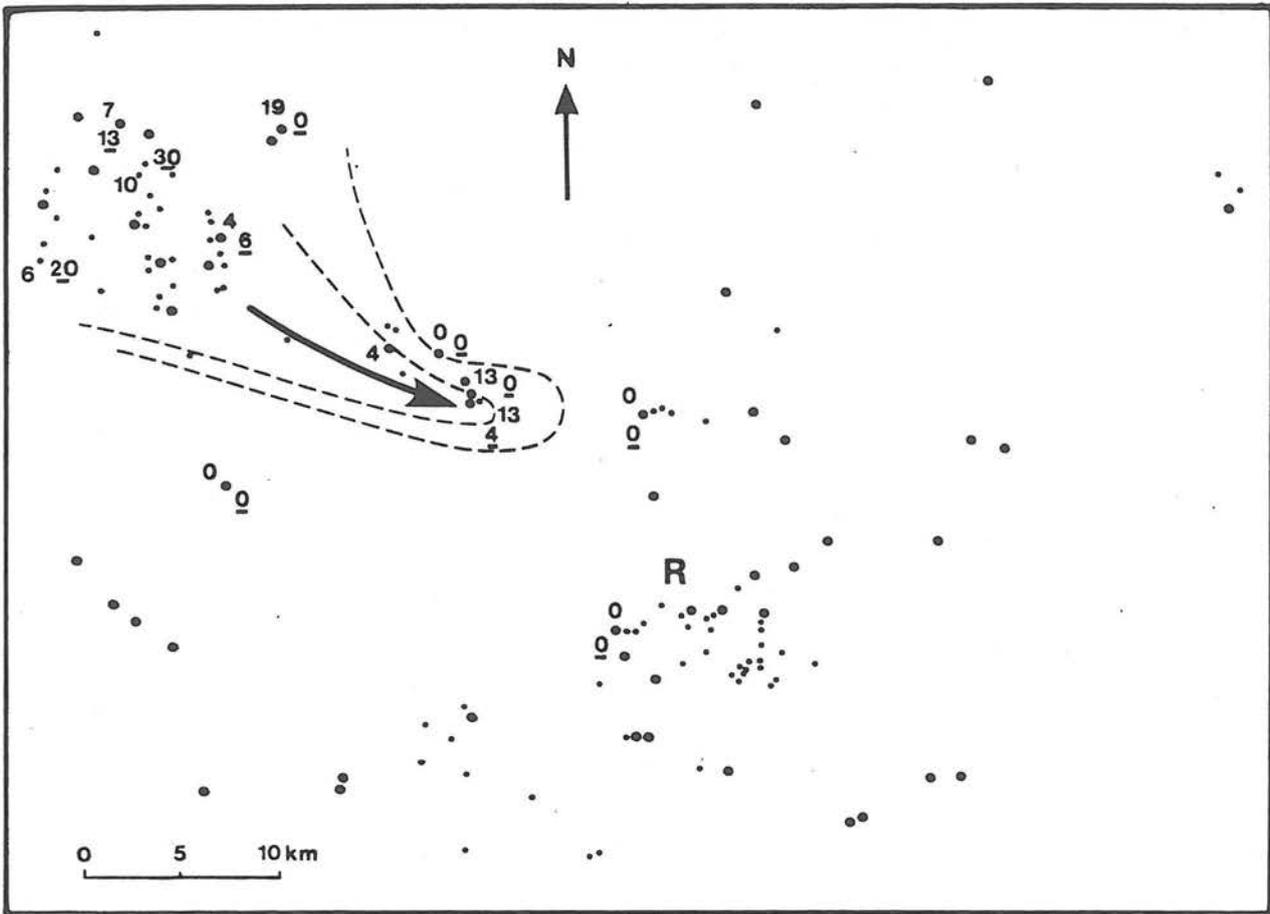


Figure 44 - Les slumps C et D
(Les valeurs soulignées correspondent au corps D)

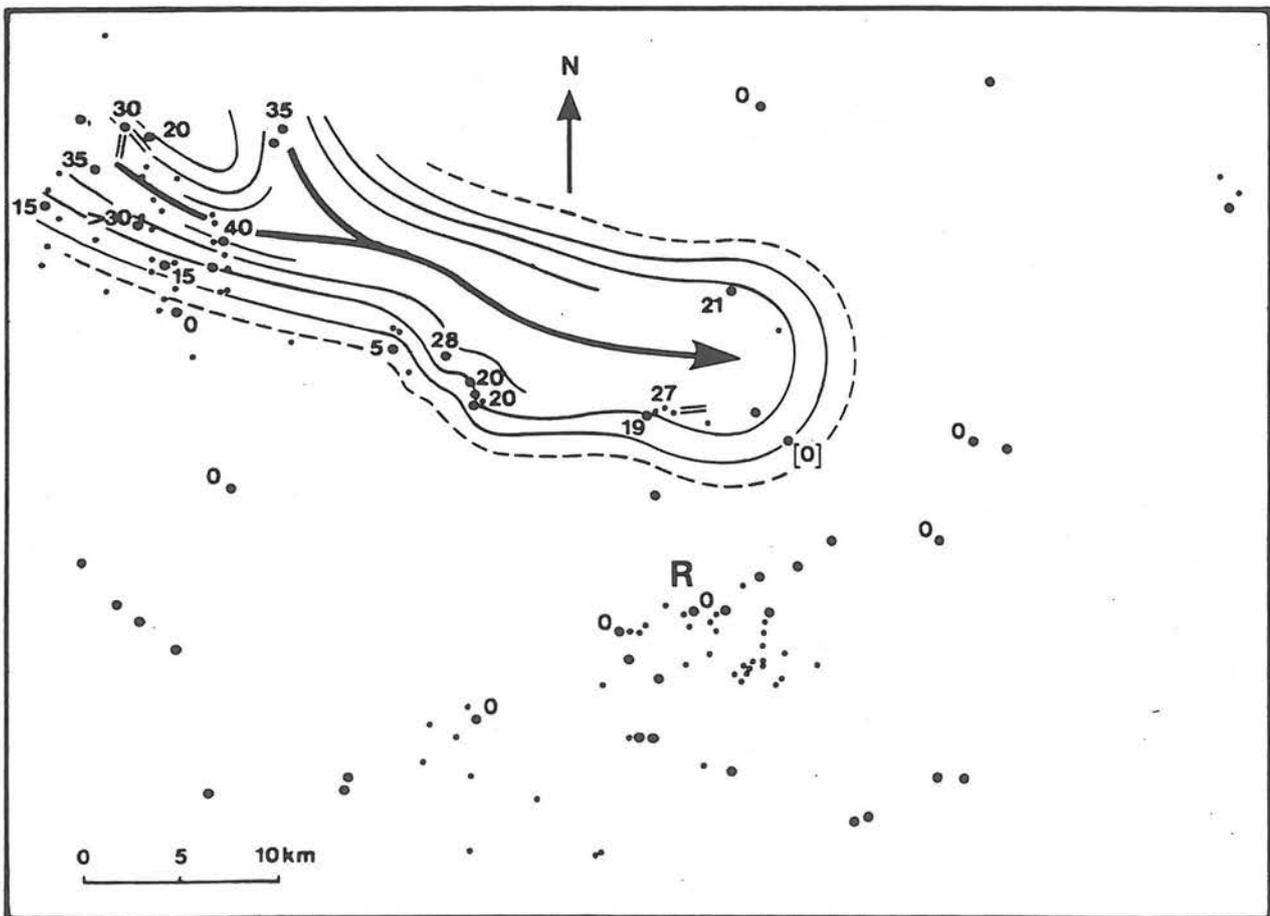


Figure 45 - Le slump E

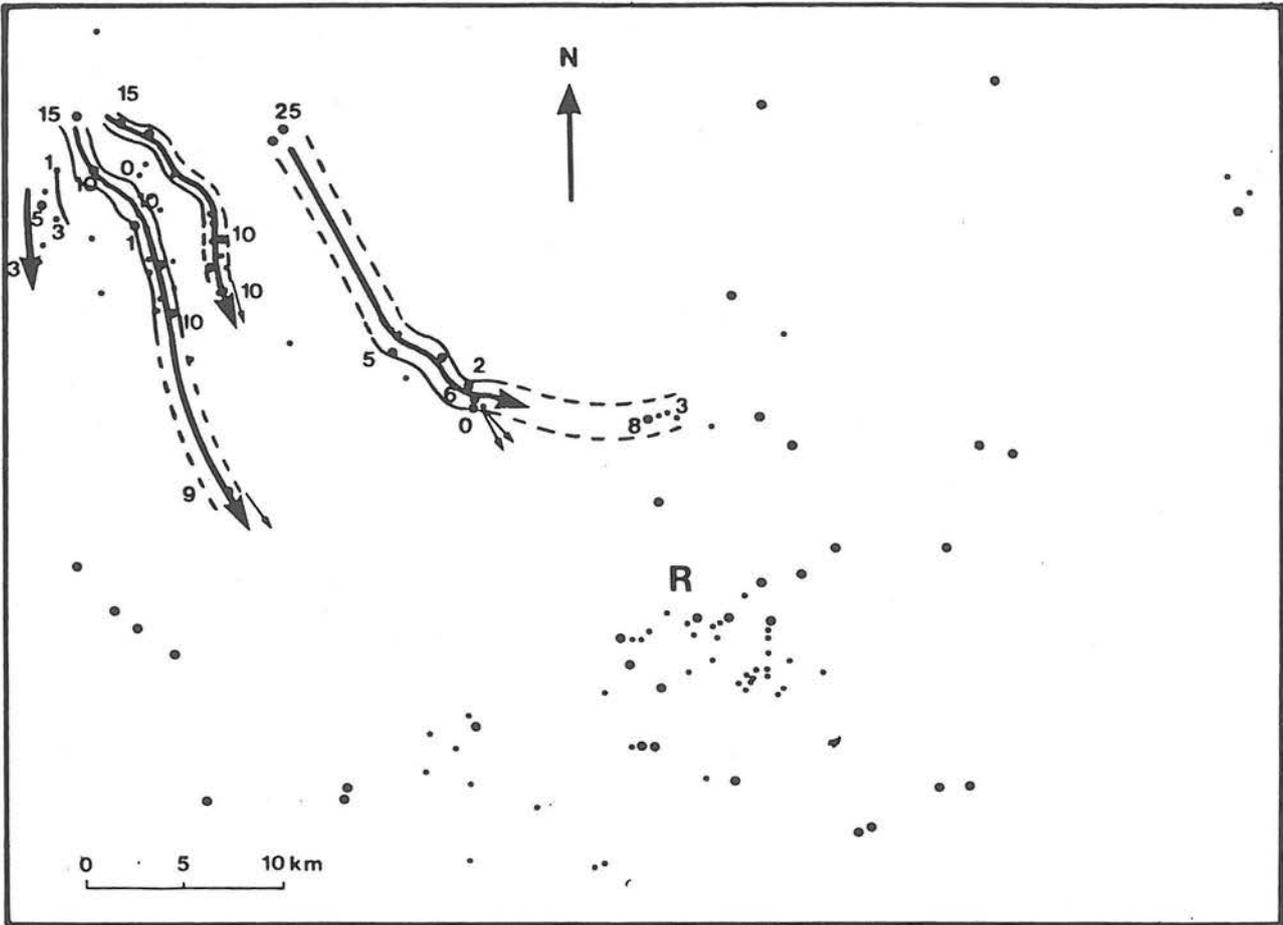


Figure 46 - Les chenaux gréseux F

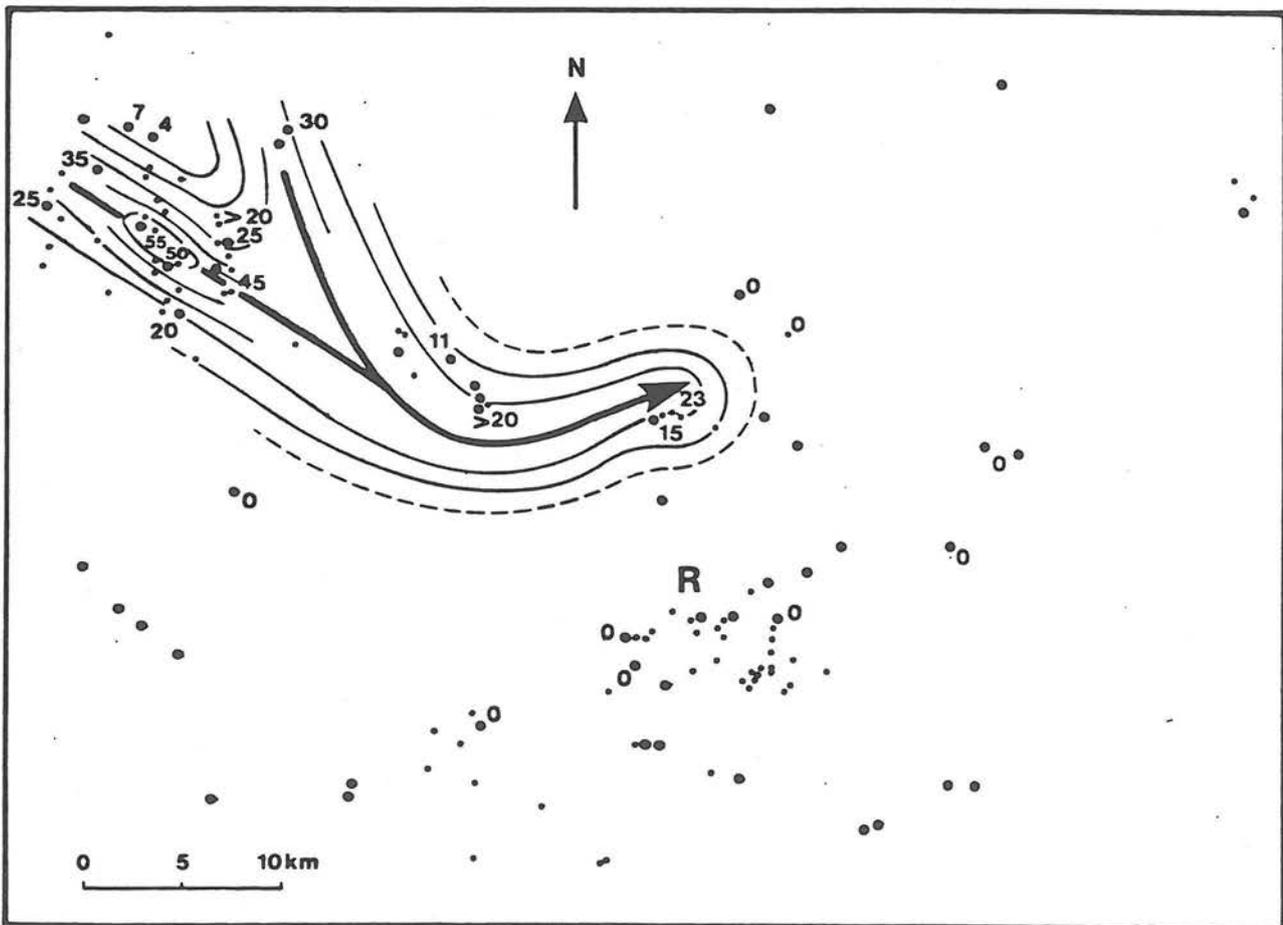


Figure 47 - Le slump G

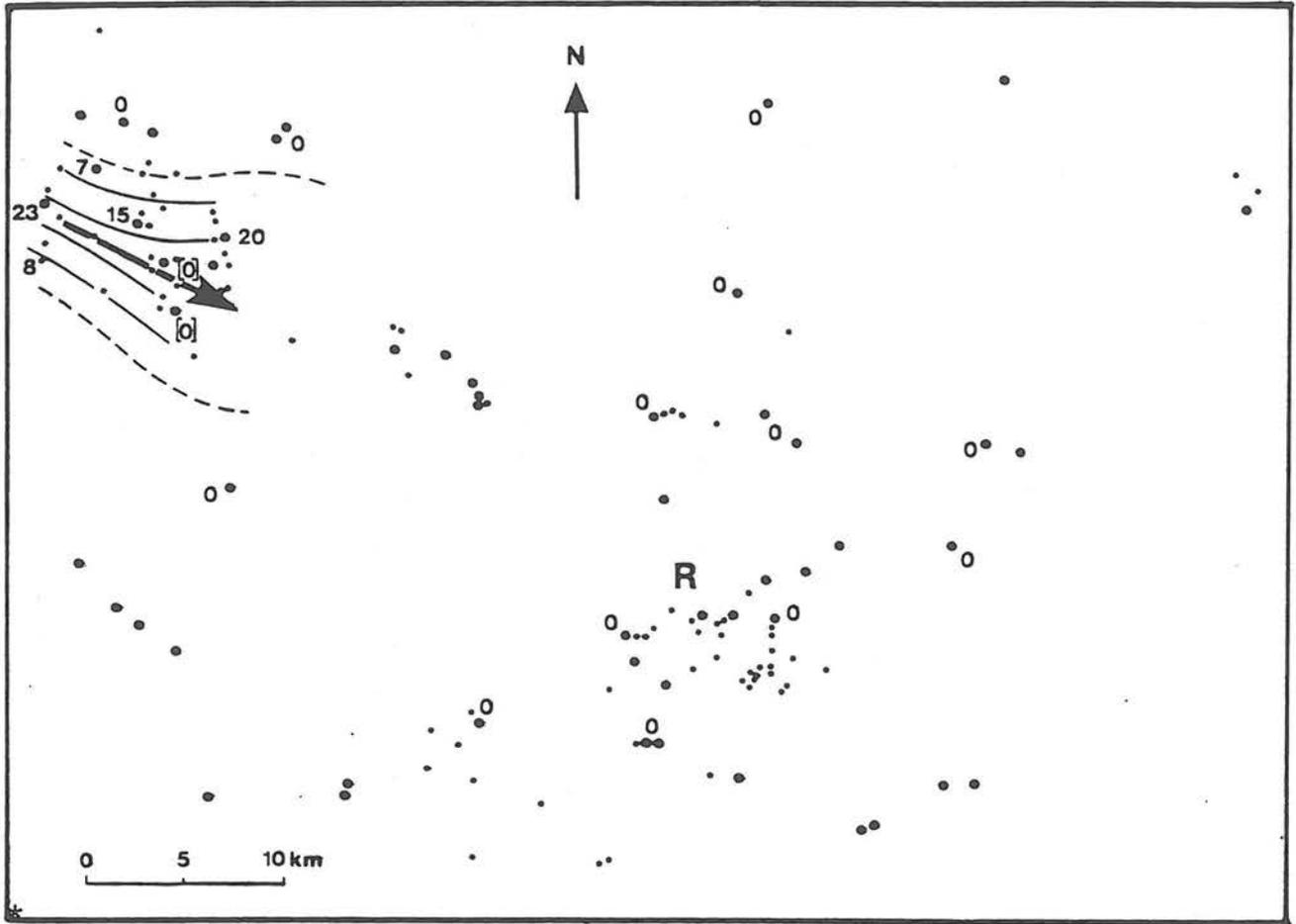


Figure 48 - Le slump H

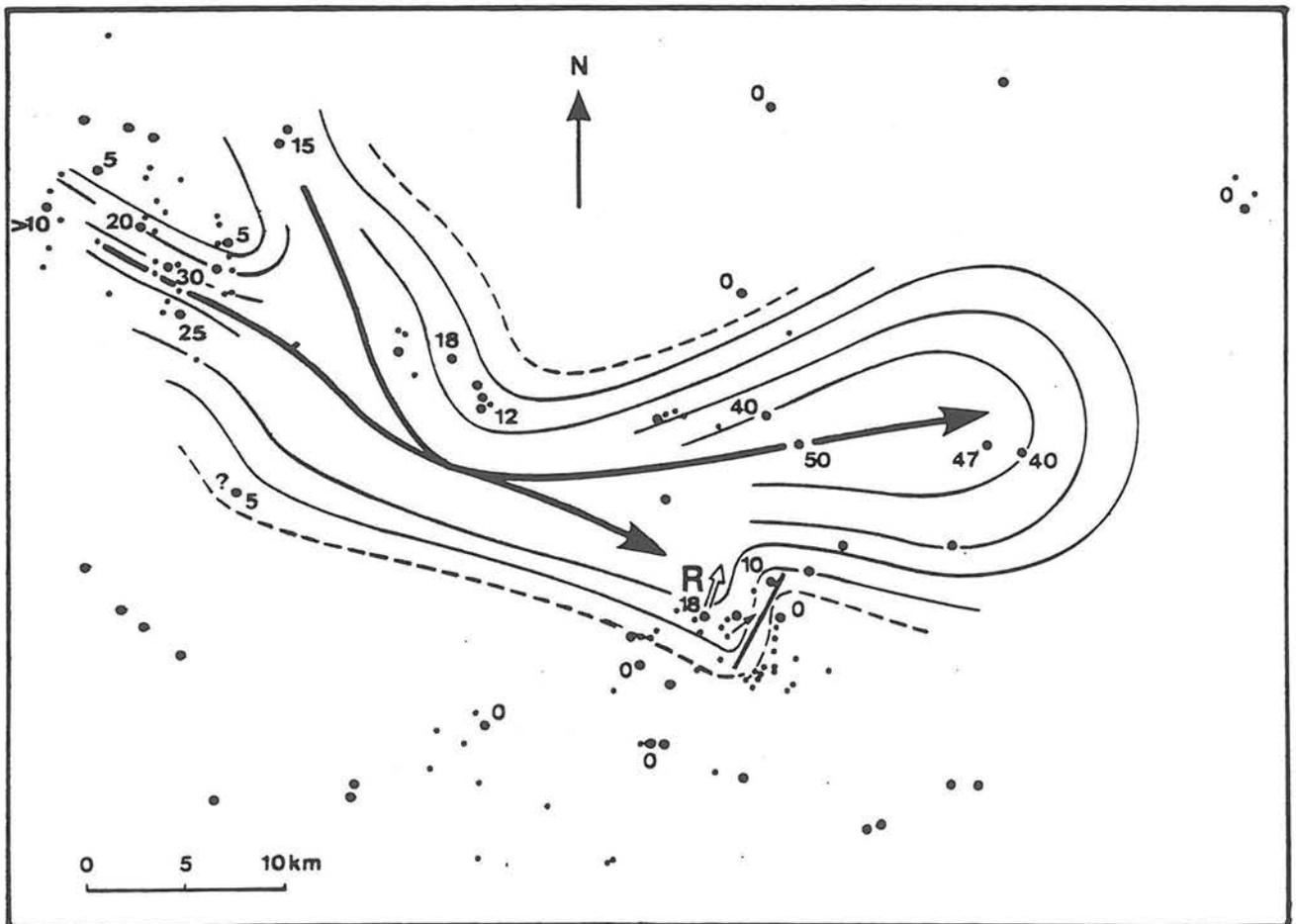


Figure 49 - Le slump I

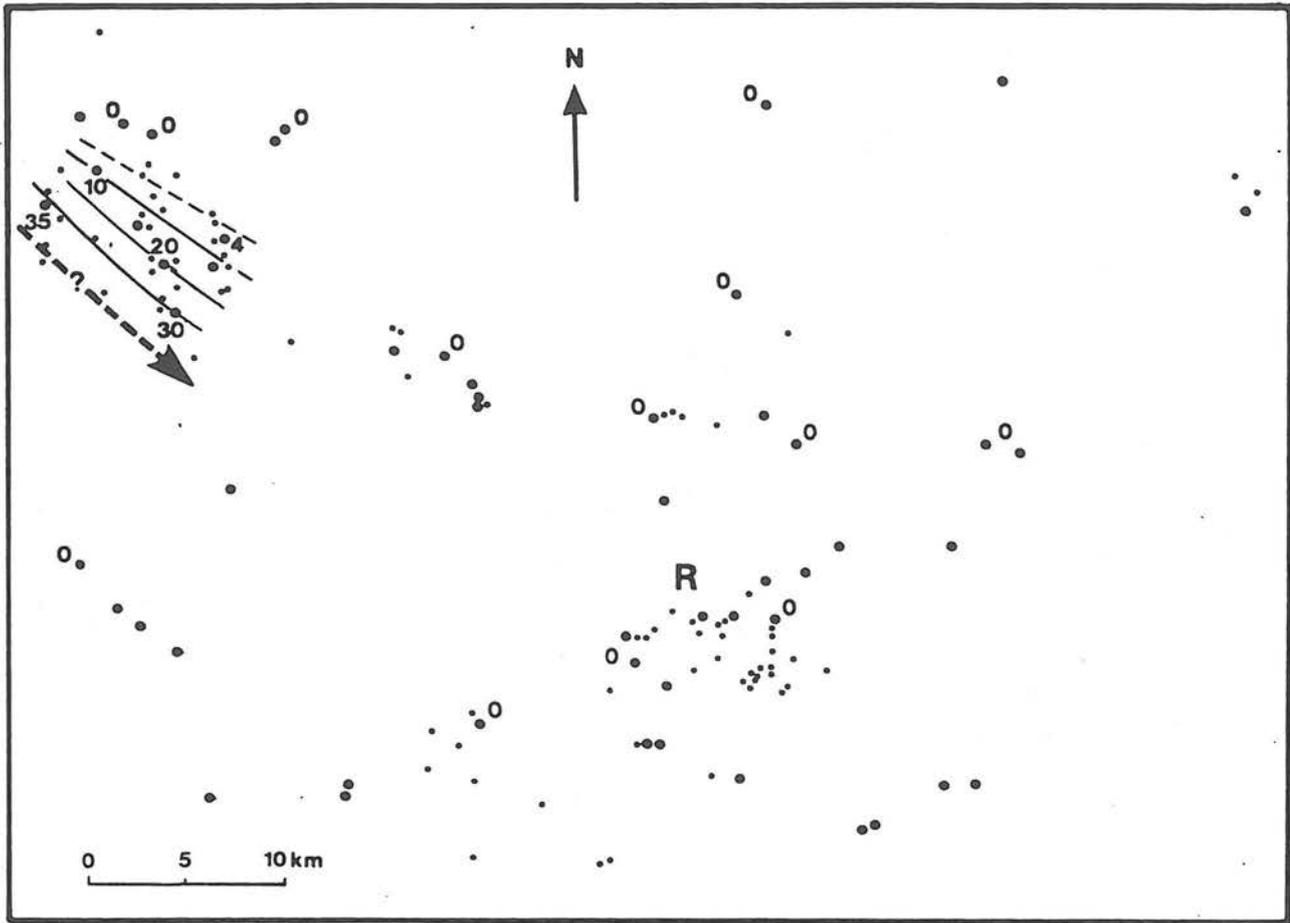


Figure 50 - Le slump J

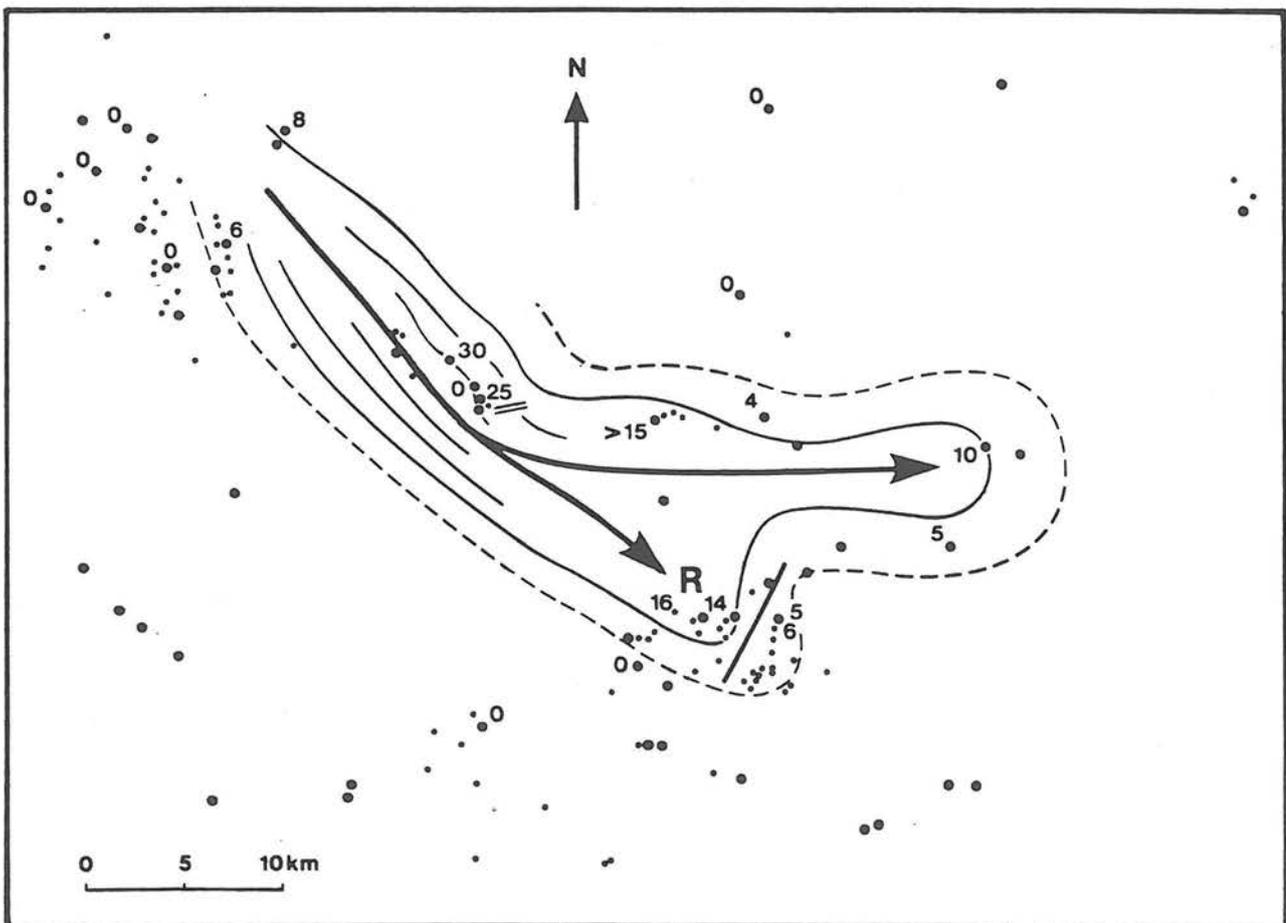


Figure 51 - Le slump K

lorsque les affleurements ne le permettent pas ; or, ceci est fréquemment le cas dans ces faciès aptiens très marneux où les lambeaux contournés sont souvent mal visibles.

- L'absence de ces faciès à bryozoaires et échinodermes dans le bassin, implique, pour les affleurements les plus distaux, un transport horizontal équivalent à la longueur totale du slump soit ici plus de 50 km.

L'épaisseur maximale reconnue pour les blocs est d'environ 50 m, on peut estimer à une centaine de mètres (voire un peu plus) l'épaisseur de la série affectée dans la zone de départ ; celle-ci avait donc (pour un volume de 20 à 30 km³) une surface de 2 à 300 km². Cet ordre de grandeur est voisin de ceux envisagés par ARNAUD (1981) dans le Barrémien du Vercors.

Si l'on superpose tous les axes instantanés de dépôt (de A à K) (fig. 52), leur étroite coïncidence prouve que ces faisceaux contournés se sont accumulés dans une même morphologie en creux, légèrement décalée vers le Nord par rapport à la séquence B. L'existence de deux branches convergentes dans la partie amont suggère que le matériel resédimenté a transité par deux zones basses pérennes (Bourdeaux et La Chaudière). Elle coïncide avec la bande de surépaisseur -50 km de long sur 10 km de large- bien visible sur la carte d'isopaques (fig. 53a) ; l'essentiel des faciès resédimentés y est concentré, en l'absence quasi-totale de sédiments "en place" (fig. 53b, c). Cette morphologie sous-marine est bordée au Sud par une zone aux faibles épaisseurs (fig. 53a), en partie due à une érosion à la base de la séquence K1 ; elle est alimentée ainsi que l'attestent les directions de courant mesurées d'abord du NW vers le SE puis d'W en E, avant de s'infléchir nettement vers le secteur NE (fig. 53d).

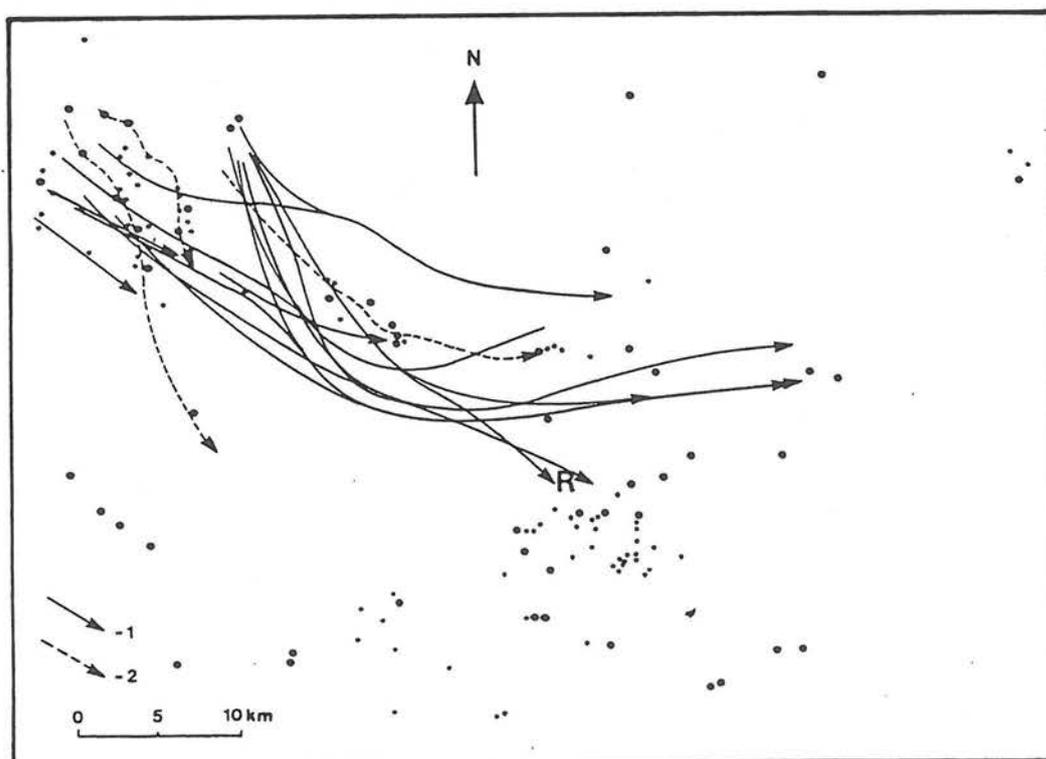


Figure 52 - Superposition de tous les axes instantanés de dépôts (séquence G)

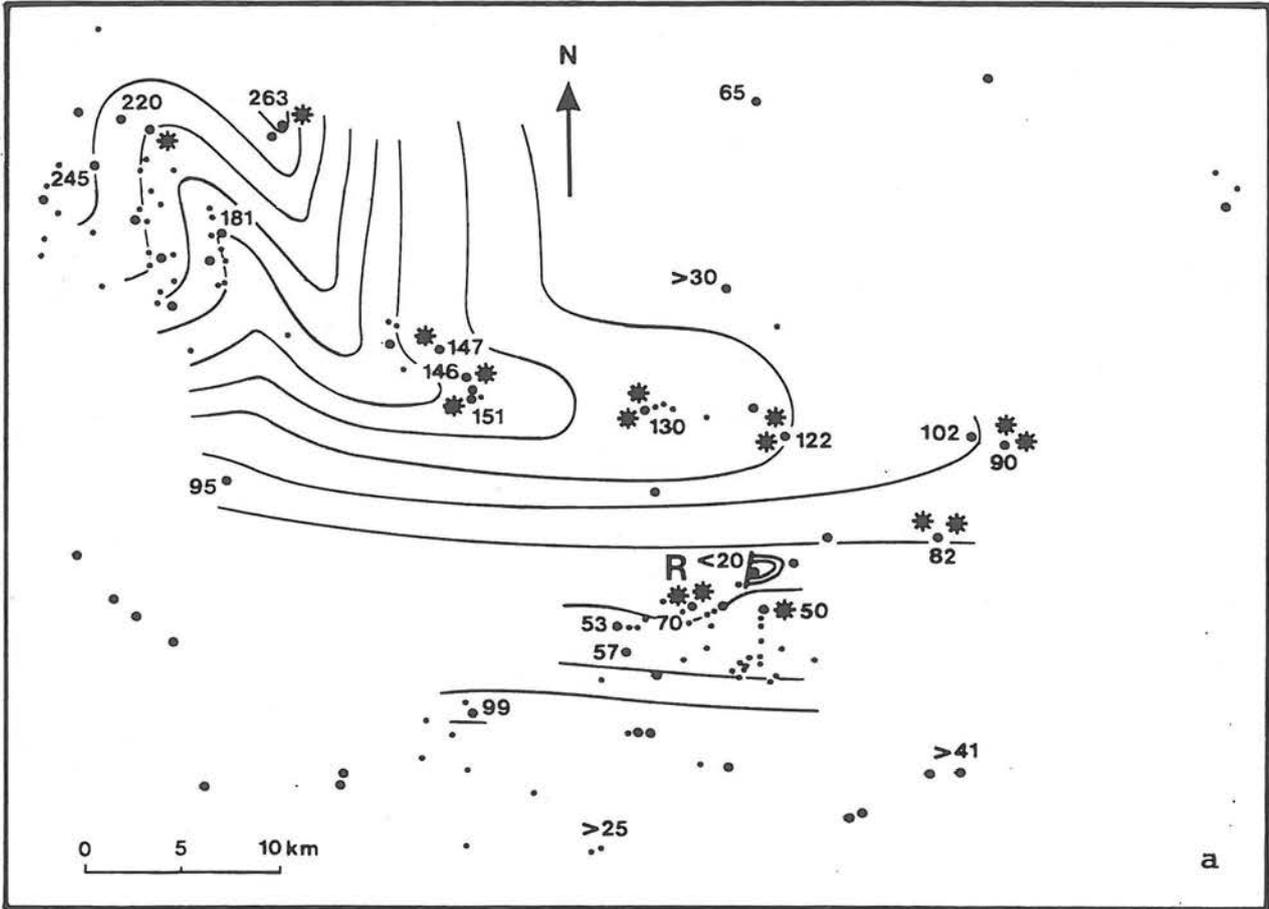


Figure 53 - La séquence G : a. Isopaques
(*: lacune de G, **: lacunes de B et G)

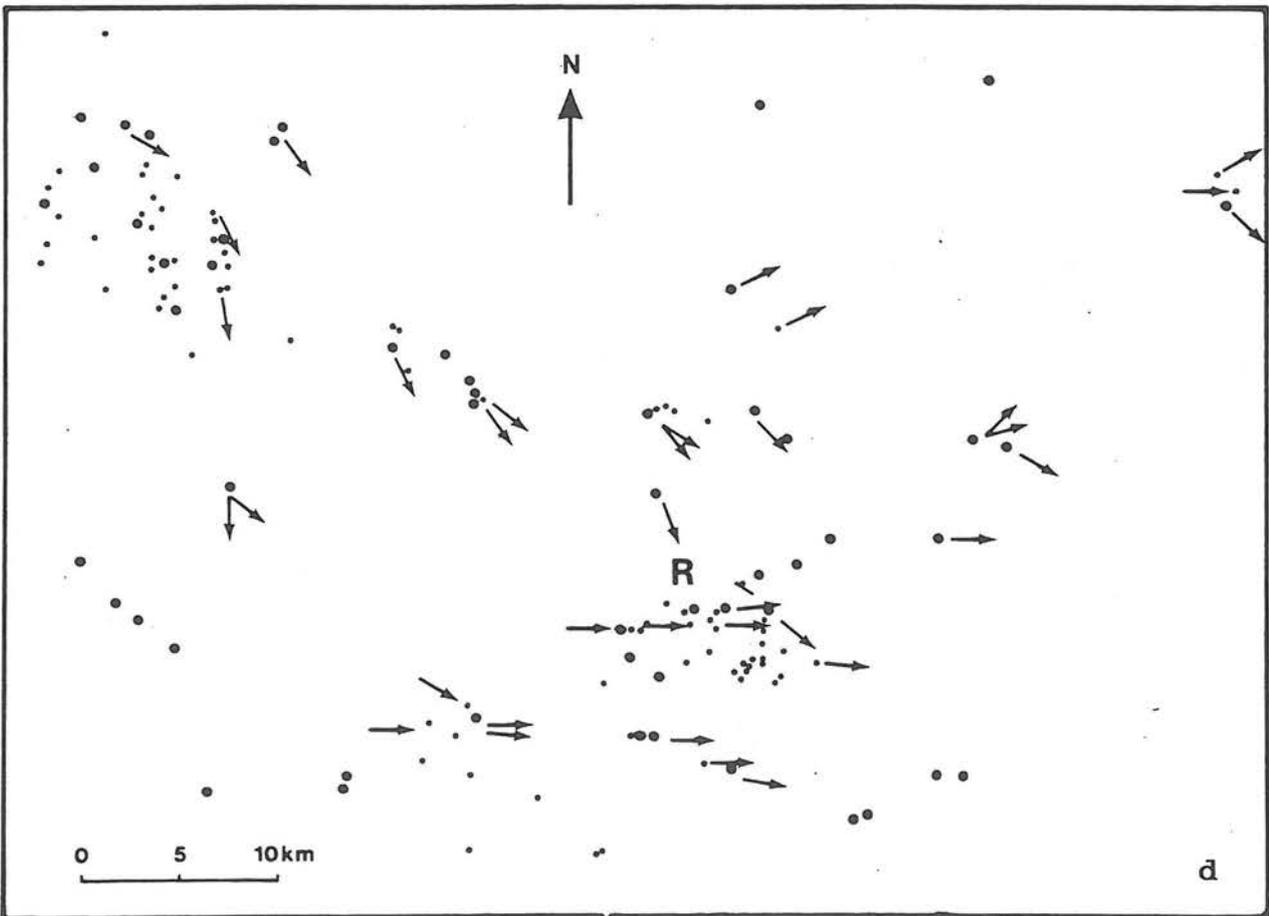


Figure 53 - La séquence G : d. Directions et sens de courants

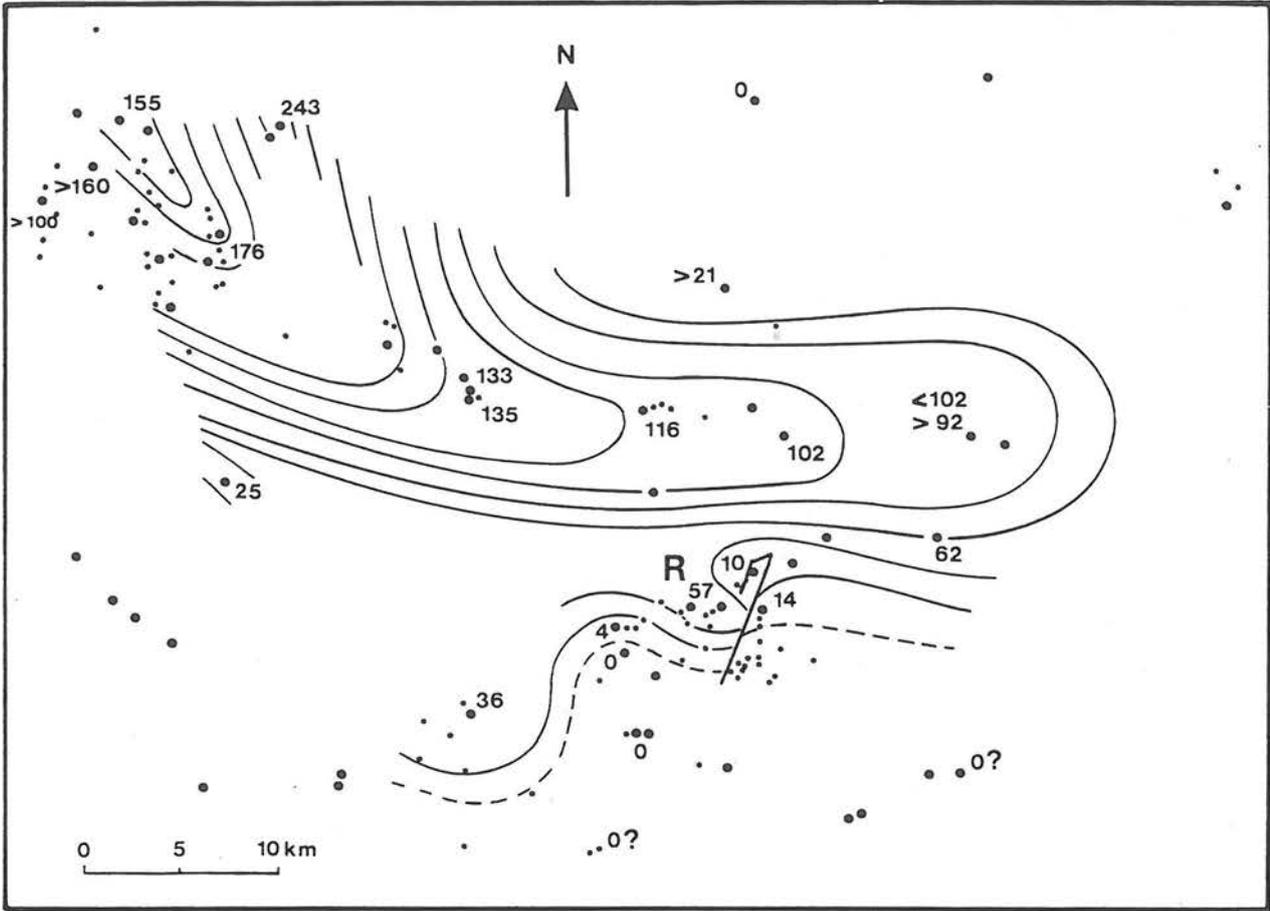


Figure 53 - La séquence G : b. Epaisseur cumulée des slumps

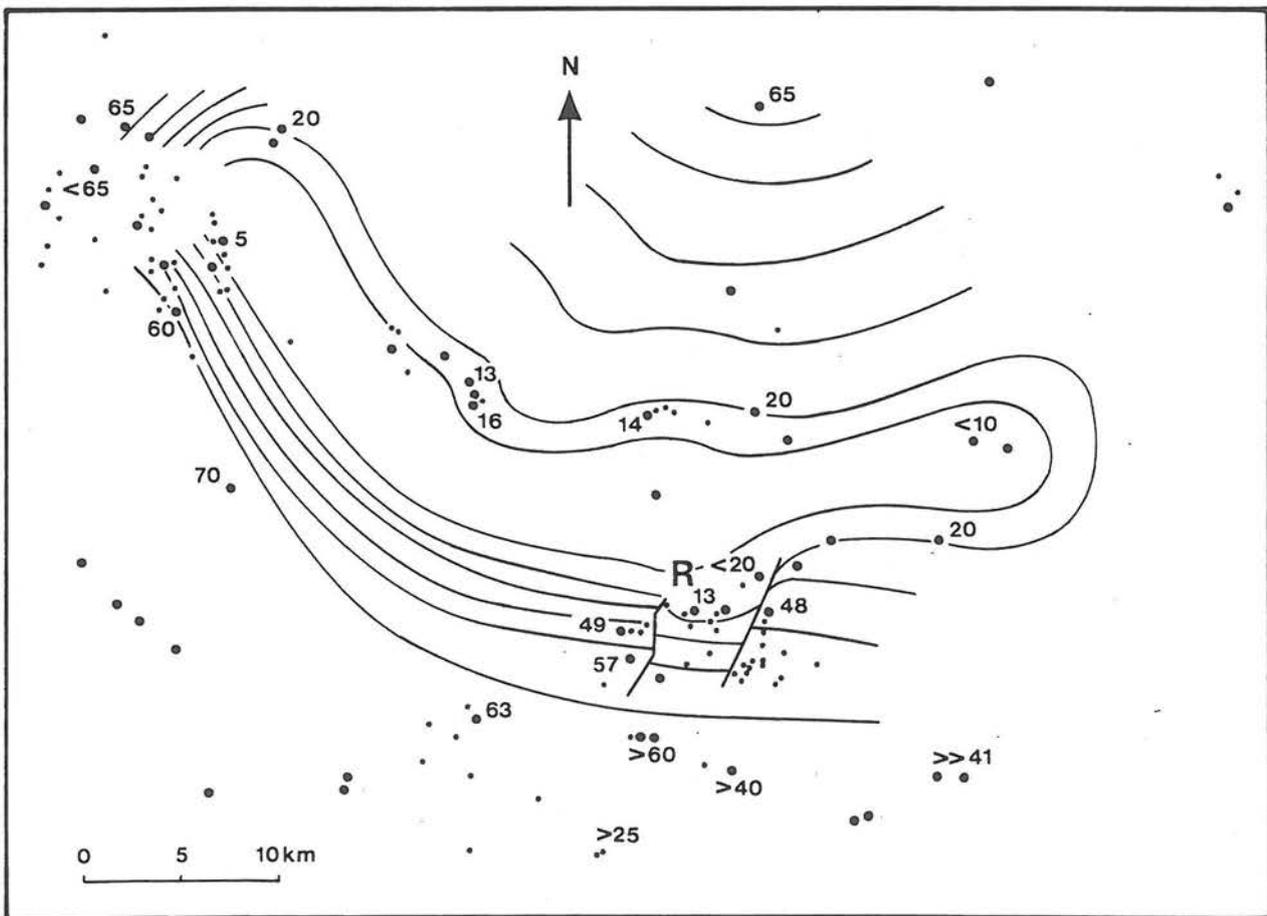


Figure 53 - La séquence G : c. Epaisseur cumulée des "non-slumps"

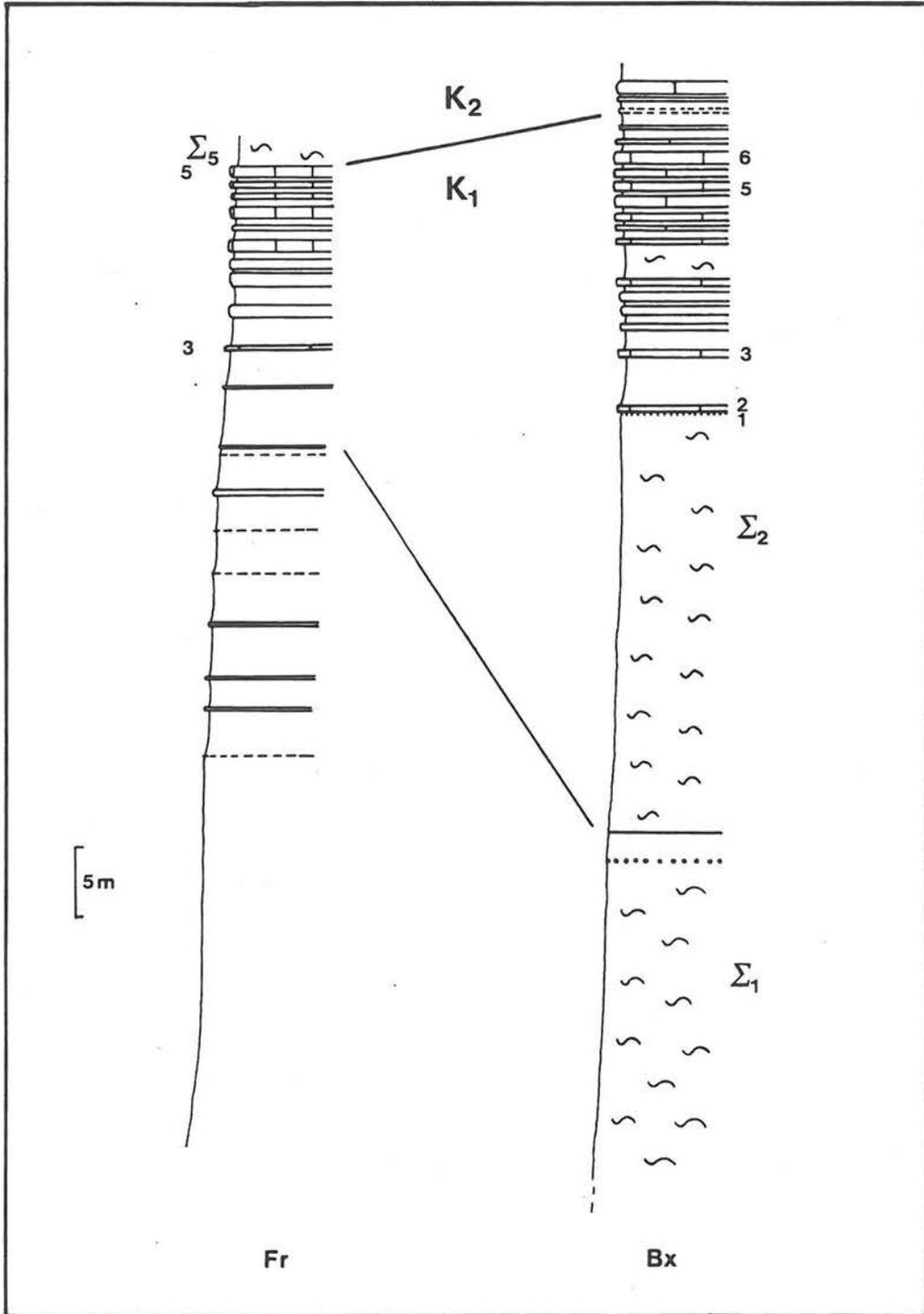


Figure 54 - La séquence K1 : les coupes de de Francillon (Fr) et Bourdeaux (Bx)

3. LA SEQUENCE K1 (Clansayésien)

Cette séquence montre l'installation du faisceau marno-calcaire clansayésien, qui se poursuivra à l'extrême base de K2, dans lequel s'intercalent ici quatre slumps remaniant essentiellement du matériel pélagique, d'âge clansayésien (fig. 54) :

- $\Sigma 1$ n'est préservé qu'en quelques points (du fait de l'érosion par le "grand slump", $\Sigma 2$) situés sur les bords de la vallée et à l'amont ; si bien que d'épaisseur plus faible que le "grand slump" ($\Sigma 2$), il semble avoir une extension similaire (fig. 55a).
- Le "grand slump" est remarquable par son extension (plus de 1200 km²) et son épaisseur (jusqu'à 60 m) (fig. 55b) : le volume déplacé, compte tenu de la compaction, doit sans doute approcher 60 km³. Des blocs de longueur hectométrique et d'épaisseur pluridécamétrique ont été découpés, transportés, et pourtant ont conservé leur stratification originelle, rendant quelquefois difficile l'analyse des affleurements.
- $\Sigma 3$ et $\Sigma 4$, qui précèdent la discontinuité séparant les séquences K1 et K2, sont d'extension et surtout d'épaisseur plus modestes (fig. 55c, d).

Ces quatre slumps sont très bien identifiés grâce aux bancs calcaires du faisceau alternant : ceux-ci, corrélés individu par individu dans l'ensemble du secteur considéré, voire dans tout le bassin, constituent d'excellents repères lithostratigraphiques (cf. p. 45) pour l'identification des sills sédimentaires. A partir de ces corrélations il a été possible d'identifier la zone de départ probable de $\Sigma 1$ et $\Sigma 2$. Ces derniers sont en effet absents au Nord d'un accident orienté NE-SW : à leur place se trouvent des marnes et des marno-calcaires de même âge sur près de 100 m d'épaisseur (fig. 54, 55a, b). Ces slumps résultent ainsi d'un écroulement en masse à partir d'une niche d'arrachement délimitée par (au moins) une faille. Un tel dispositif a déjà été suggéré par ARNAUD dans le secteur de Glandage (fin de l'Urgonien et limite Albien-Cénomaniens, 1981).

Par sa puissance, le "grand slump" structure à lui seul la carte d'isopaques totales de K1 (fig. 56) dont l'allure est voisine de celle de B. La morphologie sous-marine est restée active au long de cette séquence ; l'axe majeur de transport en se déplaçant vers le Sud a retrouvé sa géométrie du Bédoulien (séquence B).

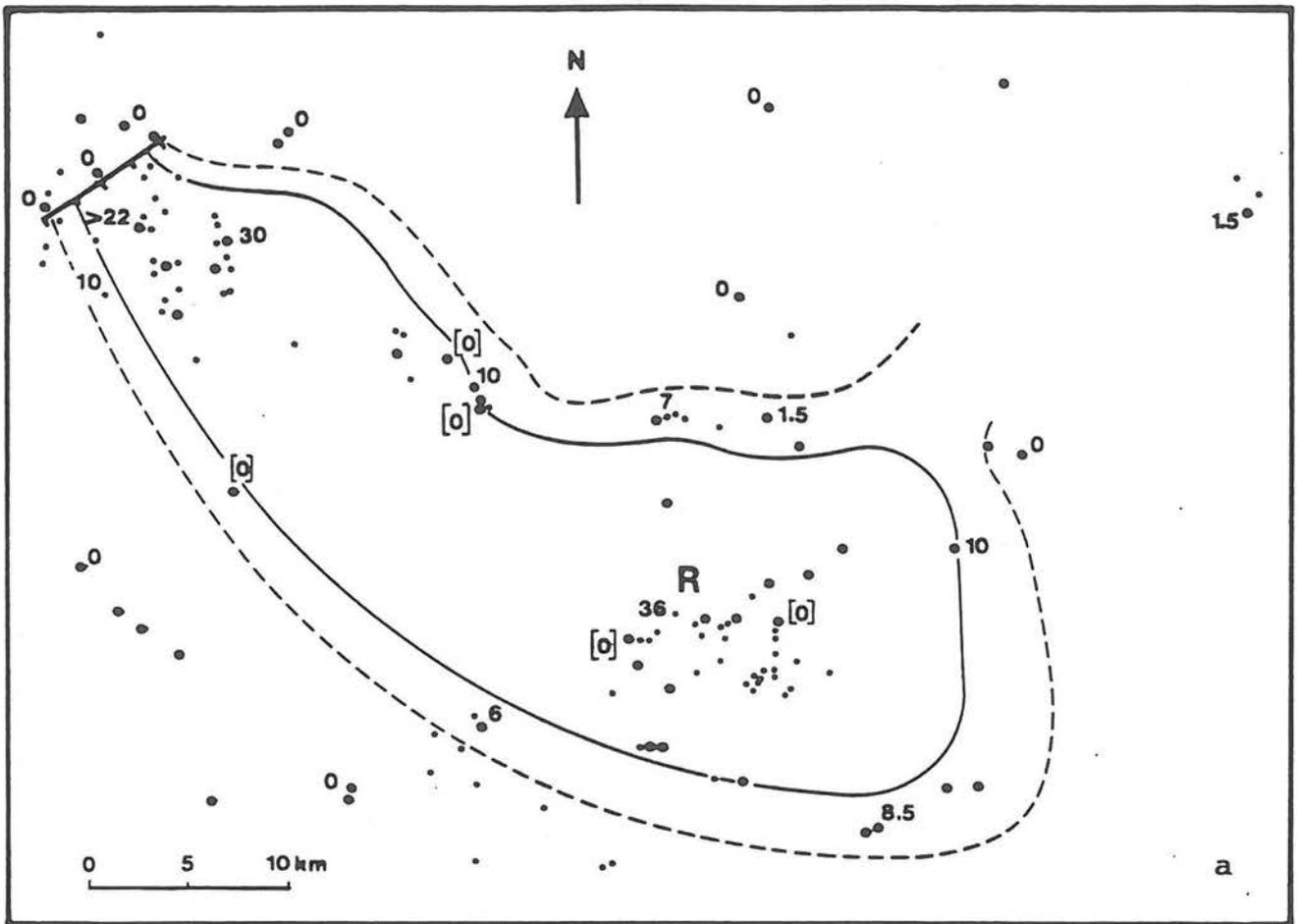
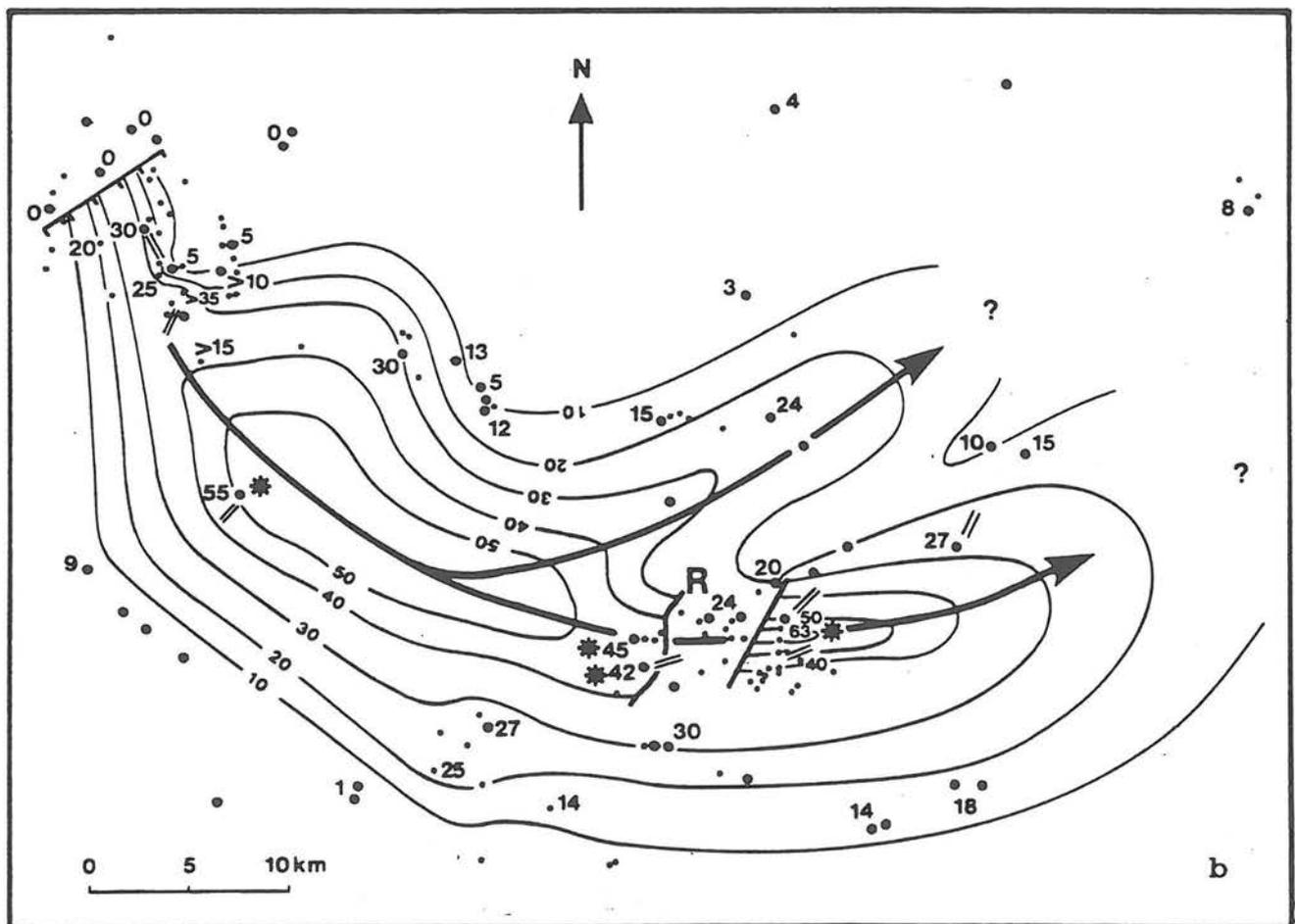


Figure 55 - La séquence K1 : a. Le slump $\Sigma 1$; b. Le slump $\Sigma 2$ (le "grand slump")
 (* : lacune partielle de G)



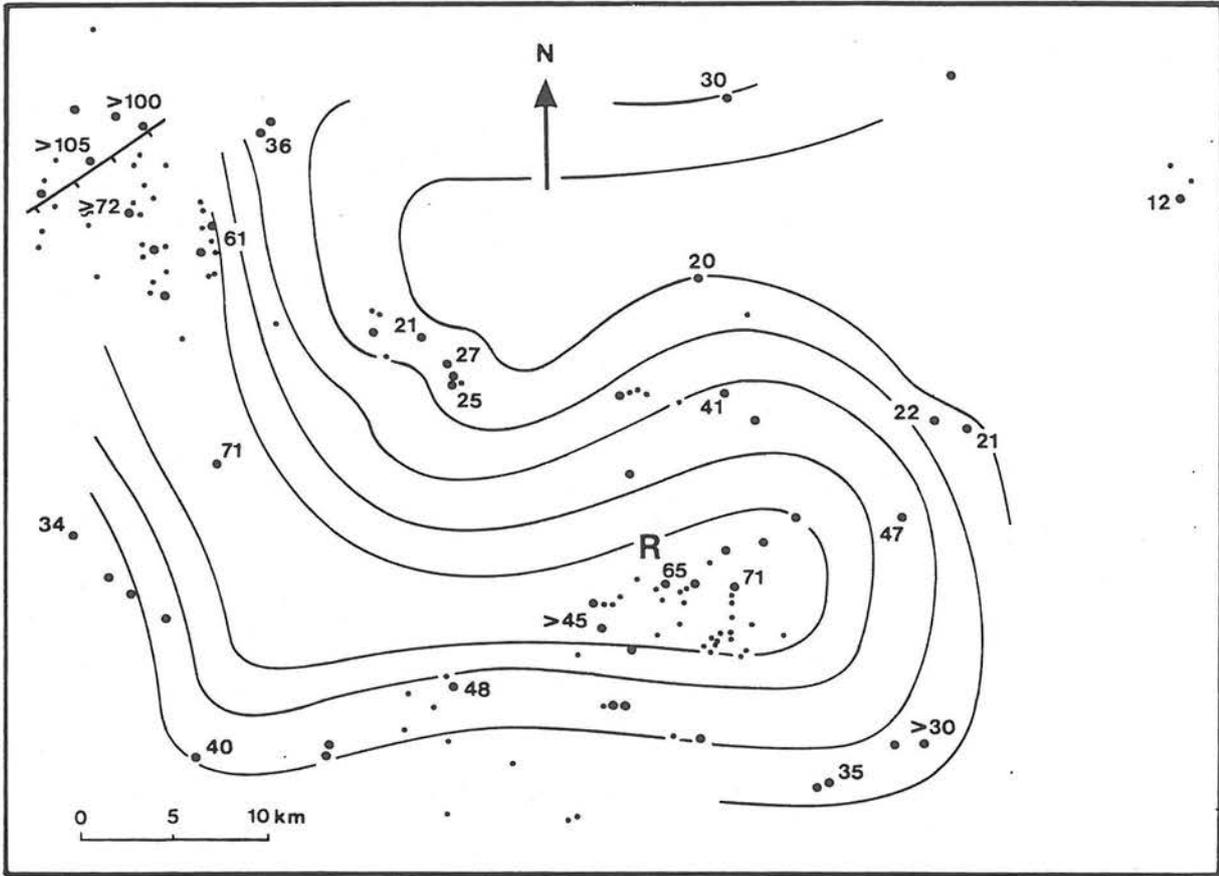


Figure 56 - Carte d'isopaques de la séquence K1

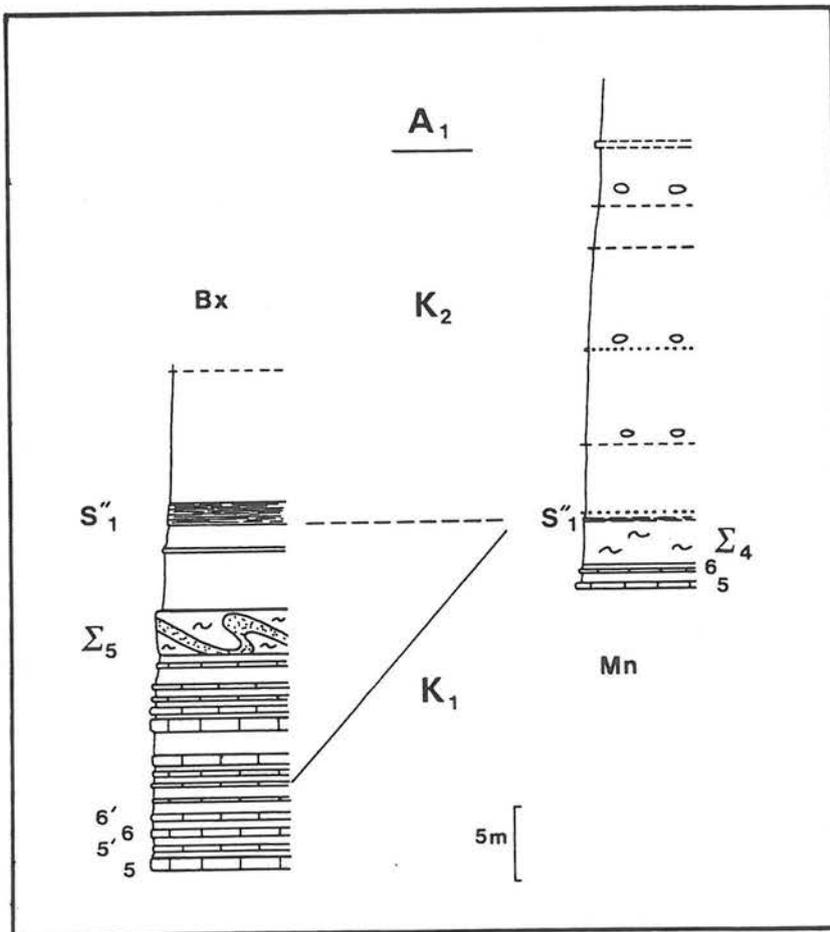


Figure 57 - La séquence K2 : les coupes de Bourdeaux (Bx) et du Moulin (Mn)

4. LA SEQUENCE K2 (Clansayésien)

Dans cette ultime séquence aptienne, l'influence des pentes n'est guère sensible, mis à part un petit faisceau contourné ($\Sigma 5$) très gréseux d'extension limitée (fig. 60), l'importante venue gréseuse à l'origine des sills et des dykes et un dernier slump très marneux ($\Sigma 6$). La corniche clansayésienne s'achève en général par quelques bancs très calcaires, puis, au-dessus du sapropel S'2, les bancs s'espacent nettement et disparaissent totalement à la discontinuité K2/A1. Les trois niveaux resédimentés sont localisés dans la moitié inférieure de la série (fig. 57).

La fluxoturbidite bien que puissante (jusqu'à 30 m) reste cantonnée dans un chenal orienté W-E d'environ 5 à 6 km de large (fig. 58). Dans le secteur de Rosans elle comble une morphologie ramifiée liée au fonctionnement du faisceau du Risou. Sa cartographie suggère un amont à proximité de Nyons. En effet, une coupe levée près de Rousset-les-Vignes montre au-dessus des bancs calcaires de la séquence K1 une première barre puissante (plus de 30 m) de sable homogène analogue à la fluxoturbidite de Rosans ; elle est ravinée par une turbidite grossière (nombreux quartz plurimillimétriques) d'environ 4 m (fig. 59). Après quelques alternances marno-sableuses (datations en cours) vient un slump épais daté du Vraconien. Les grès étant très difficiles à dater, on ne pourra avancer qu'une hypothèse : la première venue gréseuse serait la fluxoturbidite de la séquence K2 appartenant ainsi à l'Aptien et non à l'Albien. Peu au-dessus de la fluxoturbidite, le dernier slump aptien s'étend encore largement (jusqu'à Veynes) (fig. 60).

Malgré des isopaques peu contrastées (fig. 61), une activité modérée de la vallée sous-marine reste visible, avec ces deux faisceaux resédimentés, à la base de K2. Puis à partir de ce moment, et durant tout l'Albien, les slumps disparaissent totalement ; les dépôts pélagiques sont à peine interrompus par quelques venues gréseuses peu épaisses.

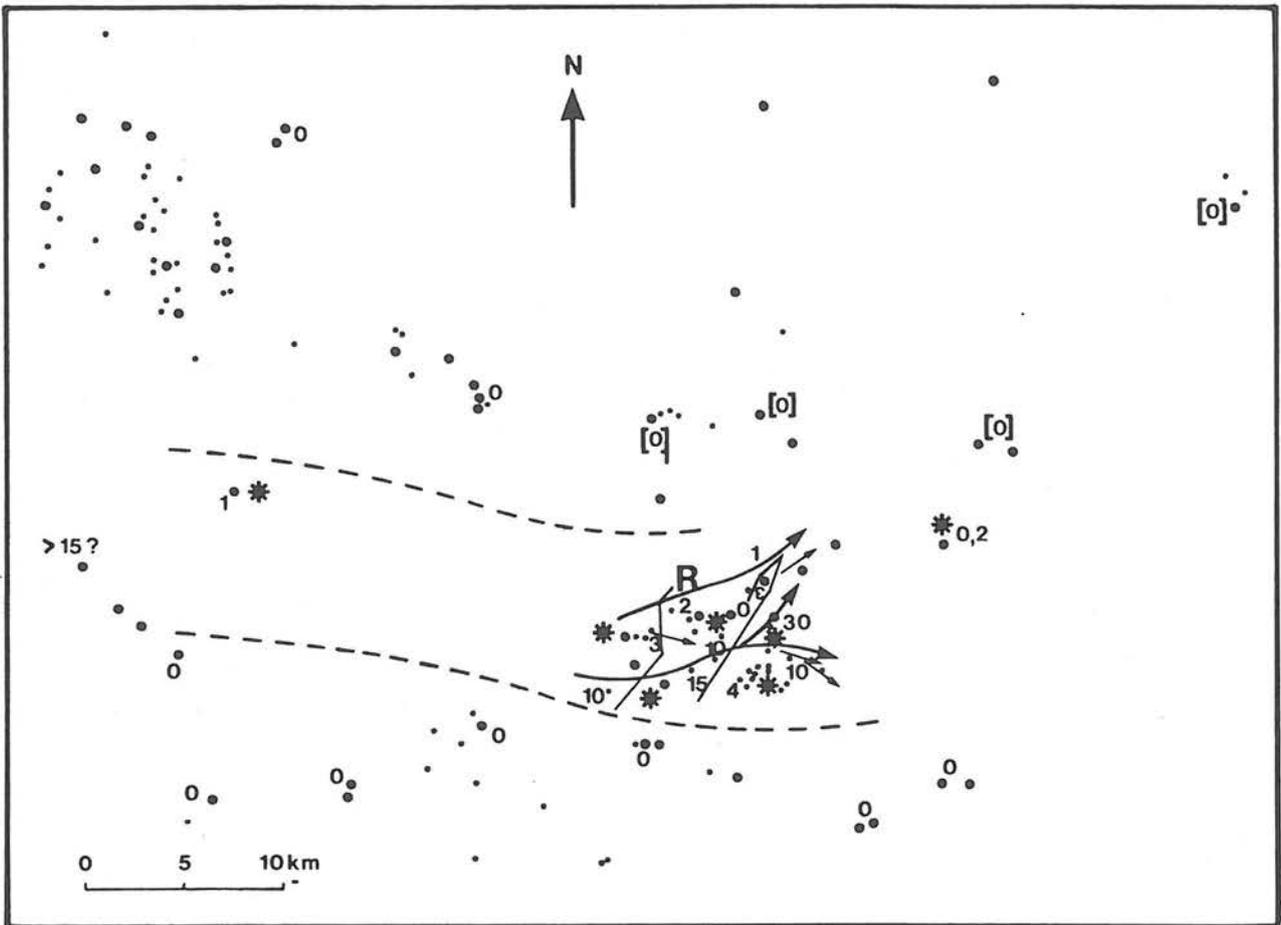


Figure 58 - La fluxoturbidite
* sills et dykes

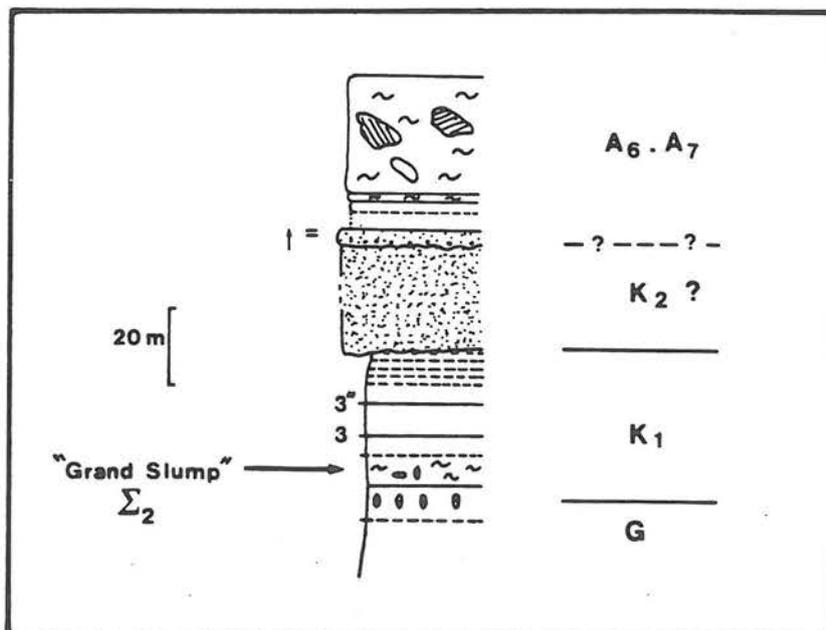


Figure 59 - La coupe de Nyons

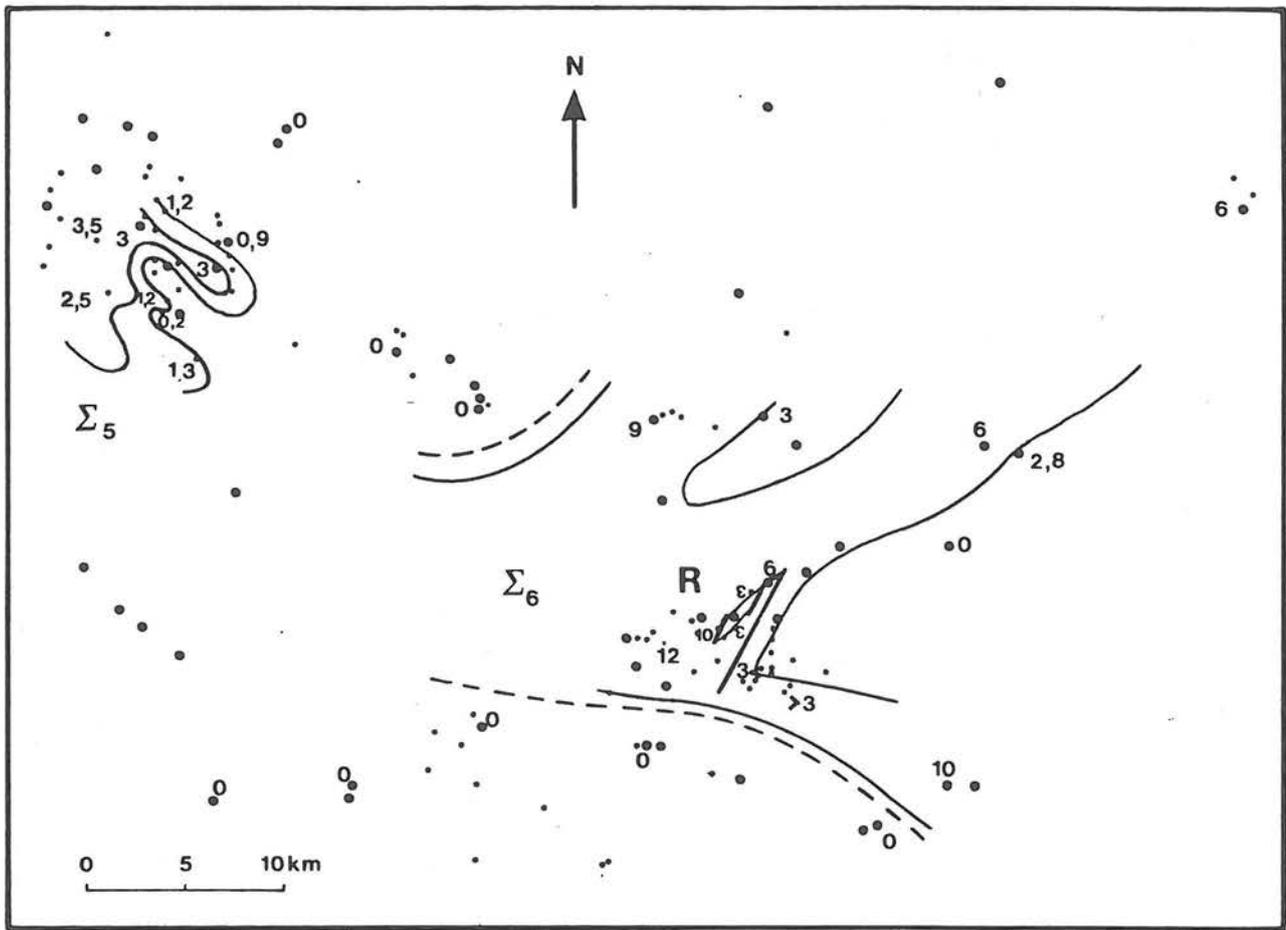


Figure 60 - Les deux slumps de K2 ($\Sigma 5$ et $\Sigma 6$)

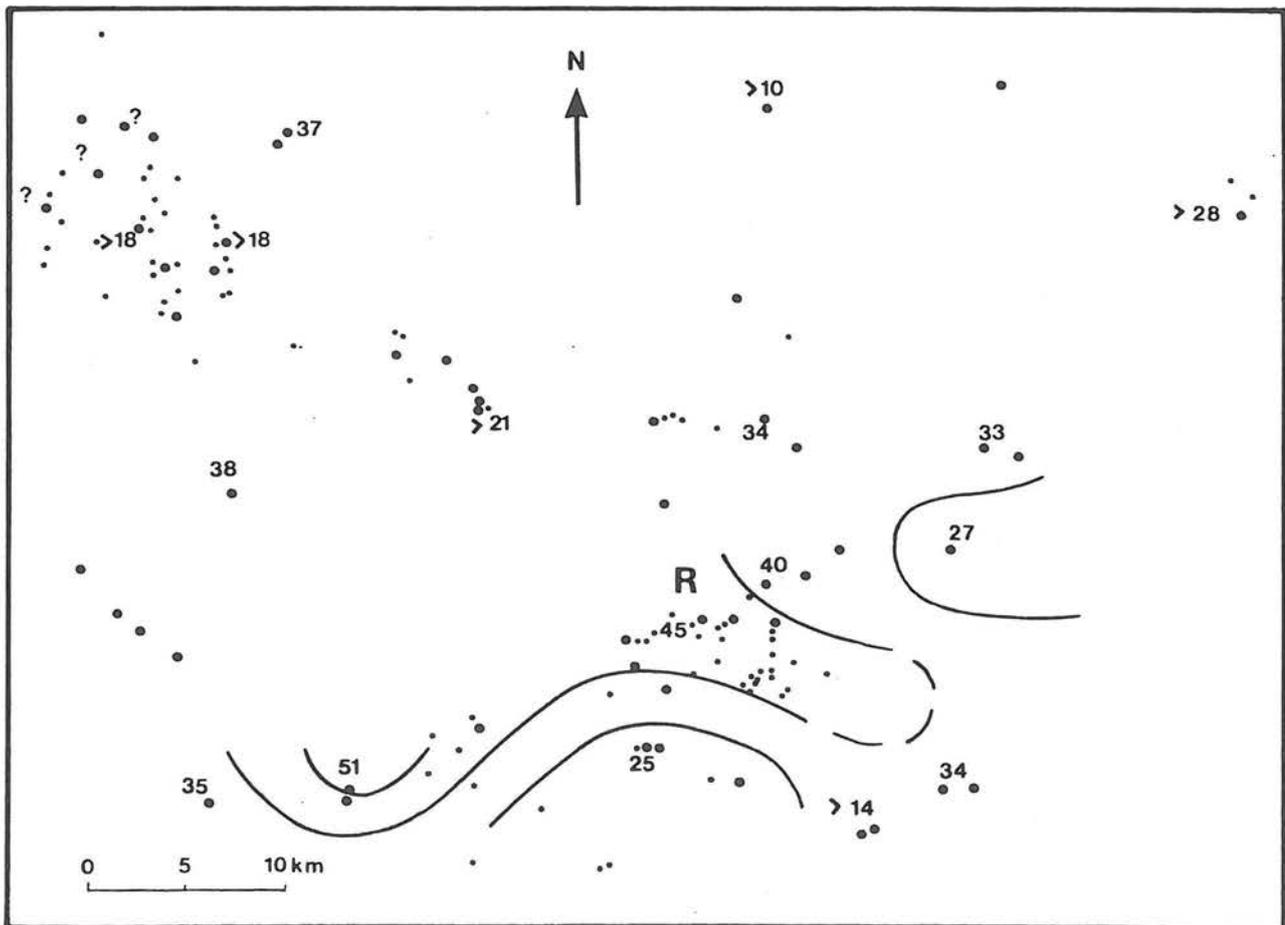


Figure 61 - Carte d'isopaques de la séquence K2

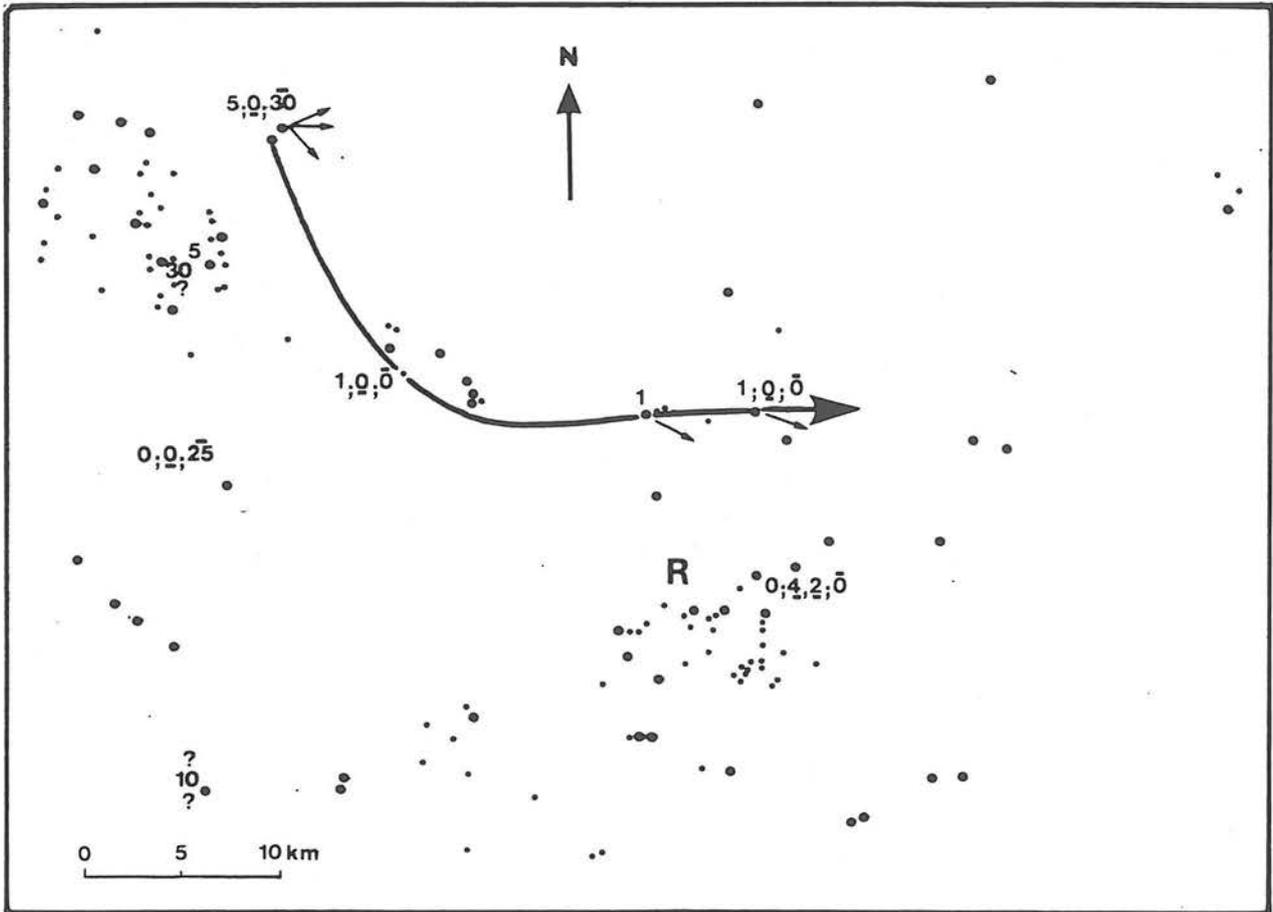


Figure 62 - Les grès albiens
Les valeurs a, b, c correspondent respectivement à l'Albien inférieur, moyen et supérieur

5. A L'ALBIEN

La série albienne (pélagique) ne comporte donc aucun slump sur le parcours correspondant à l'éventail aptien. Plusieurs venues gréseuses localisées suggèrent cependant l'existence d'une zone basse sur son emplacement (fig. 62).

- A la base de la séquence A1, un mince faisceau de turbidites au col de La Chaudière (CH) emprunte la zone axiale gargasienne jusqu'à Montmorin (MO).
- Au Col de Palluel (PA) deux barres gréseuses sont situées à la base et au milieu de la séquence A2, alimentées sans doute depuis le pays de Bourdeaux (où sont présentes des barres beaucoup plus épaisses comme à Sibours).
- A l'Albien supérieur - Vraconien, les grès sont absents dans cette partie du bassin.

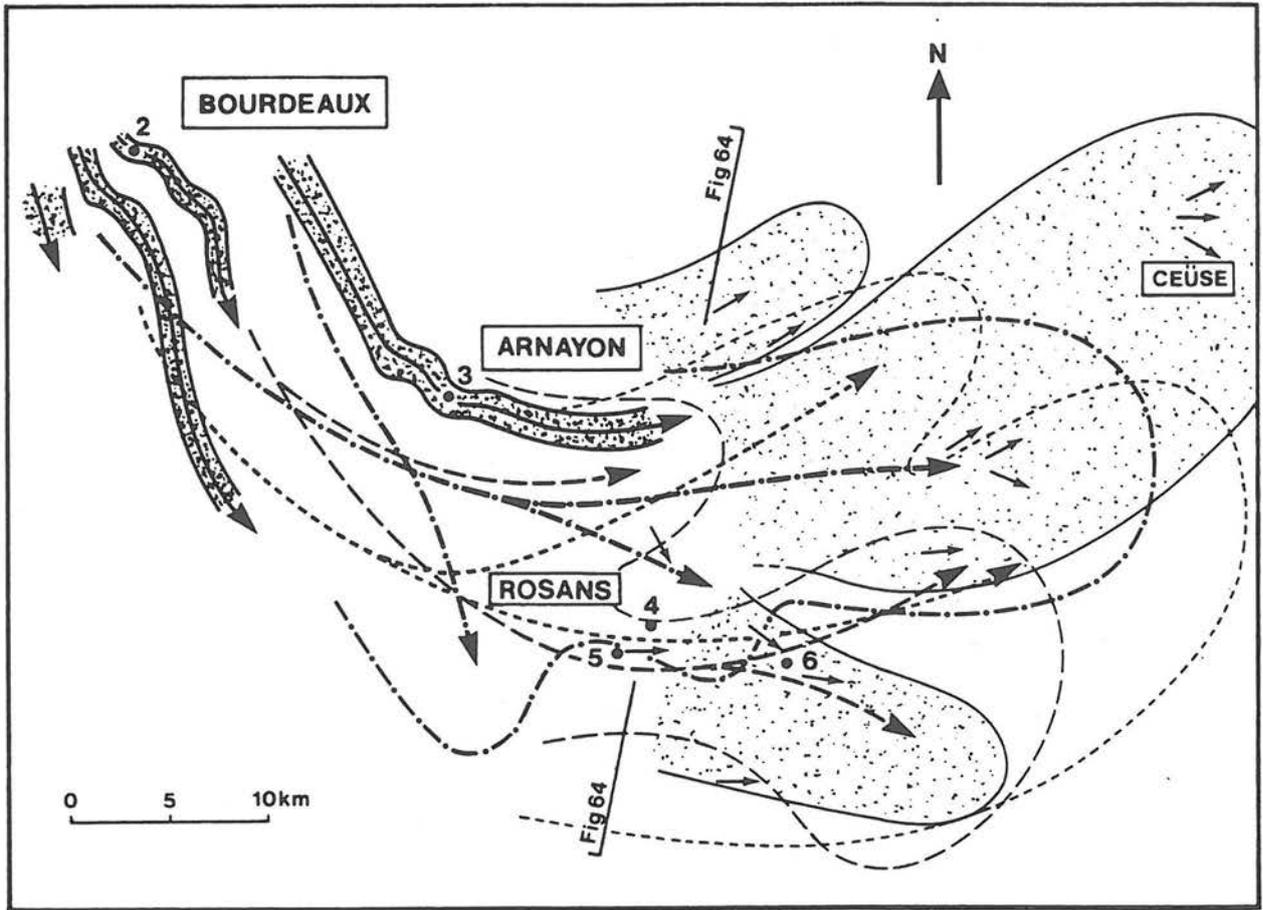


Figure 63 - L'Eventail de Ceüse

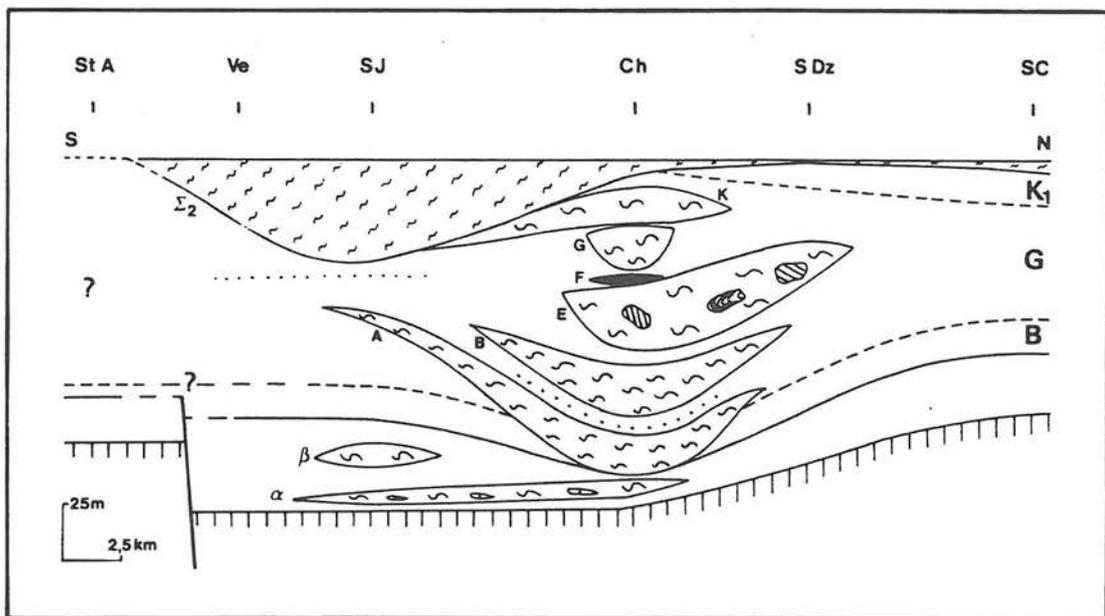


Figure 64 - Le profil transversal

6. CONCLUSIONS

La géométrie des différents corps, les sens de glissement et de courant ont conduit à identifier une morphologie sous-marine - l'Éventail de Ceüse - dans laquelle trois secteurs peuvent être différenciés (fig. 63).

La zone de Bourdeaux - La Chaudière, tronc commun à tous les axes de transport (exception faite de la fluxoturbidite) ; les différents faisceaux étroitement chenalisants s'y retrouvent superposés. La zone de Rosans et surtout celle d'Arnayon sont le lieu d'une ramification en bras complexes comme par exemple pour les corps α , A, M, N et $\Sigma 2$. Dans ces secteurs les sens de courant sont étroitement parallèles et les chenaux gréseux sont visibles à l'affleurement (Les Cosmes, Arnayon, Rosans - La Baume, ...).

La zone de Serres-Ceüse marque l'étalement du matériel tant par les contours festonnés des slumps que par la divergence des sens de courant et de glissement.

Cet appareil sédimentaire ainsi restitué dans sa géométrie ressemble tout à fait aux modèles classiques d'éventails sous-marins (MUTTI et RICCI LUCCHI, 1974 ; NORMARK, 1978 ; WALKER, 1978 ; ...), tant en ce qui concerne l'évolution géométrique des corps présents que leur organisation interne.

Le fonctionnement de cette morphologie, analysé en cartes et coupe transversale (fig. 63 et 64) est marqué par l'accumulation des slumps et des niveaux turbiditiques dans deux zones majeures parallèles. L'axe sud fonctionne durant les séquences B, K1 et K2 ; l'axe nord fonctionne pendant la séquence G.

L'éventail sous-marin de Ceüse a fonctionné en fait depuis l'Oxfordien supérieur jusqu'à l'Albien (BEAUDOIN, 1977 ; LE DCEUFF, 1977 ; JOSPEH et SEMPERE, 1977 ; BEAUDOIN et FRIES, 1984 ; FRIES *et al.*, 1984). Au long de l'Aptien, trois mécanismes contrôlent (au moins partiellement) son fonctionnement interne :

- L'érosion, qui peut ainsi faire disparaître plusieurs dizaines de mètres de sédiments (le Gargasien supérieur - zone à *algeriana* - repose sur du Bédoulien supérieur) ; les morphologies en creux piègent slumps et grès.
- Le jeu de failles synsédimentaires qui contrôle la géométrie des zones de départ des slumps et plus en aval, modèle le réceptacle sédimentaire [failles de Mormans, des Marnes (secteur de Bourdeaux), du Risou, ...].
- La compaction différentielle entre slumps précompactés et marnes (BEAUDOIN et FRIES, 1984), qui conduit à l'installation d'un creux décalé par rapport au précédent, une fois celui-ci comblé (BROWN, 1975).

III - TROISIEME PARTIE : L'EXCURSION

- . Introduction
- . Arrêt n° 1 - Gigors
- . Arrêt n° 2 - Les Cosmes
- . Arrêt n° 3 - Arnayon, le ravin des Pennes
- . Arrêt n° 4 - Rosans Nord
- . Arrêt n° 5 - Saint Jaume
- . Arrêt n° 6 - Les sills de Saint-André-de-Rosans

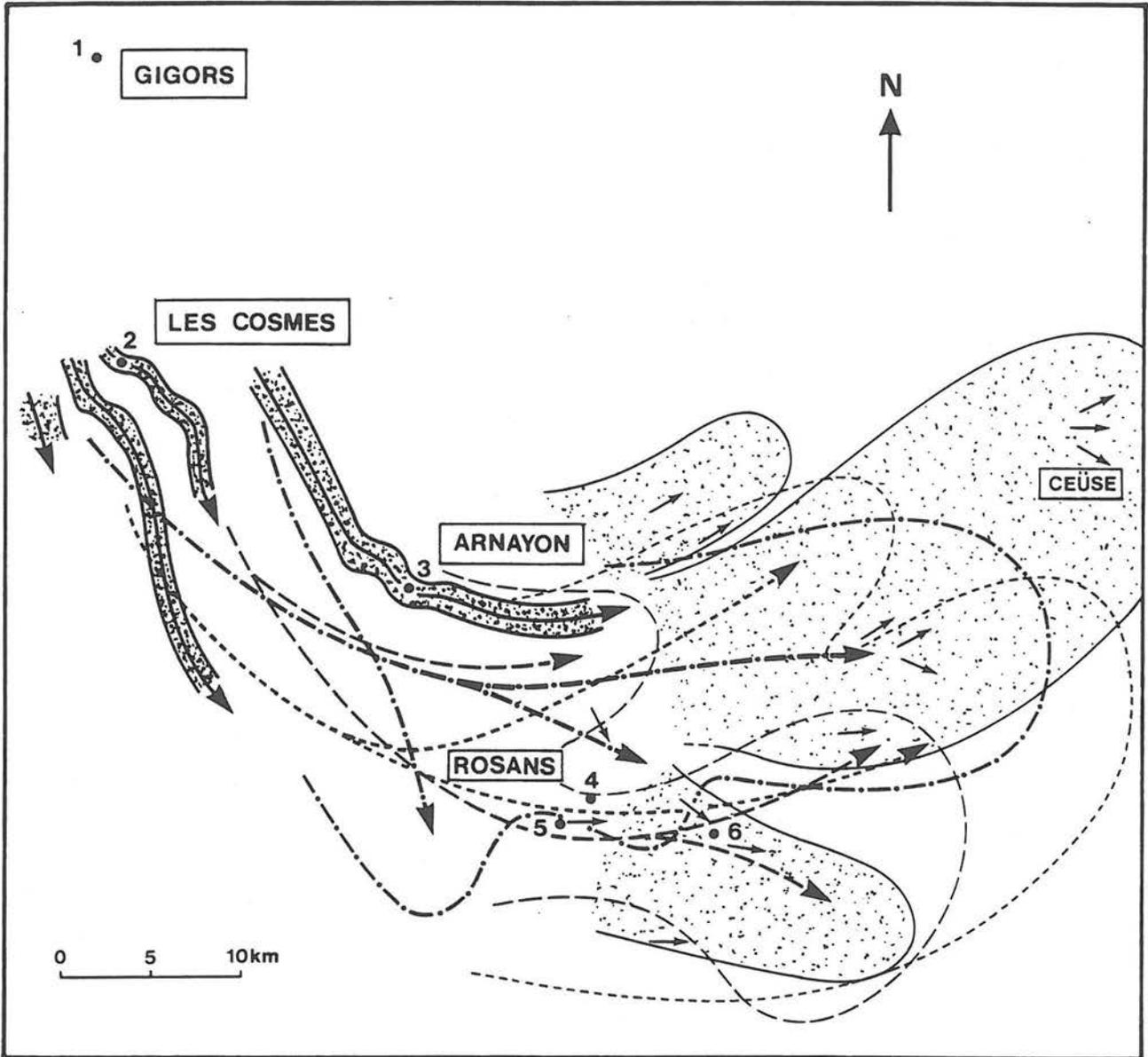


Figure 65 - Itinéraire de l'excursion

INTRODUCTION

Partant du pied du Vercors à l'extérieur de l'Eventail de Ceüse, nous progresserons au cours de l'excursion d'amont en aval à l'intérieur de celui-ci (fig. 65).

- A Gigors, nous examinerons une modalité de transition vers le bassin ; les affleurements montreront une série "en place" caractéristique par son faciès et sa microfaune, que nous retrouverons à l'état de blocs dans la morphologie.
 - L'affleurement des Cosmes présente une superposition de chenaux gréseux de largeur pluridéca- à plurihectométrique et l'accumulation de plusieurs niveaux resédimentés étroitement chenalissants dans le pays de Bourdeaux.
 - Dans le ravin des Pennes (Arnayon) nous verrons un empilement de corps dans une zone basse pérenne ; des chenalisations seront visibles également sur l'affleurement.
 - Dans le synclinal de Rosans, un panorama général de la série aptienne permettra d'identifier les discontinuités "sommet des calcaires, base des marnes" et B/G. Nous examinerons ensuite dans la coupe de Saint-Jaume les faciès aptiens pélagiques (sapropel S1, faisceau du "niveau blanc", marnes gargasiennes) et les discontinuités associées (base de B, B/G).
- La présentation de la fluxoturbidite et ses sills et dykes associés achèvera notre excursion.

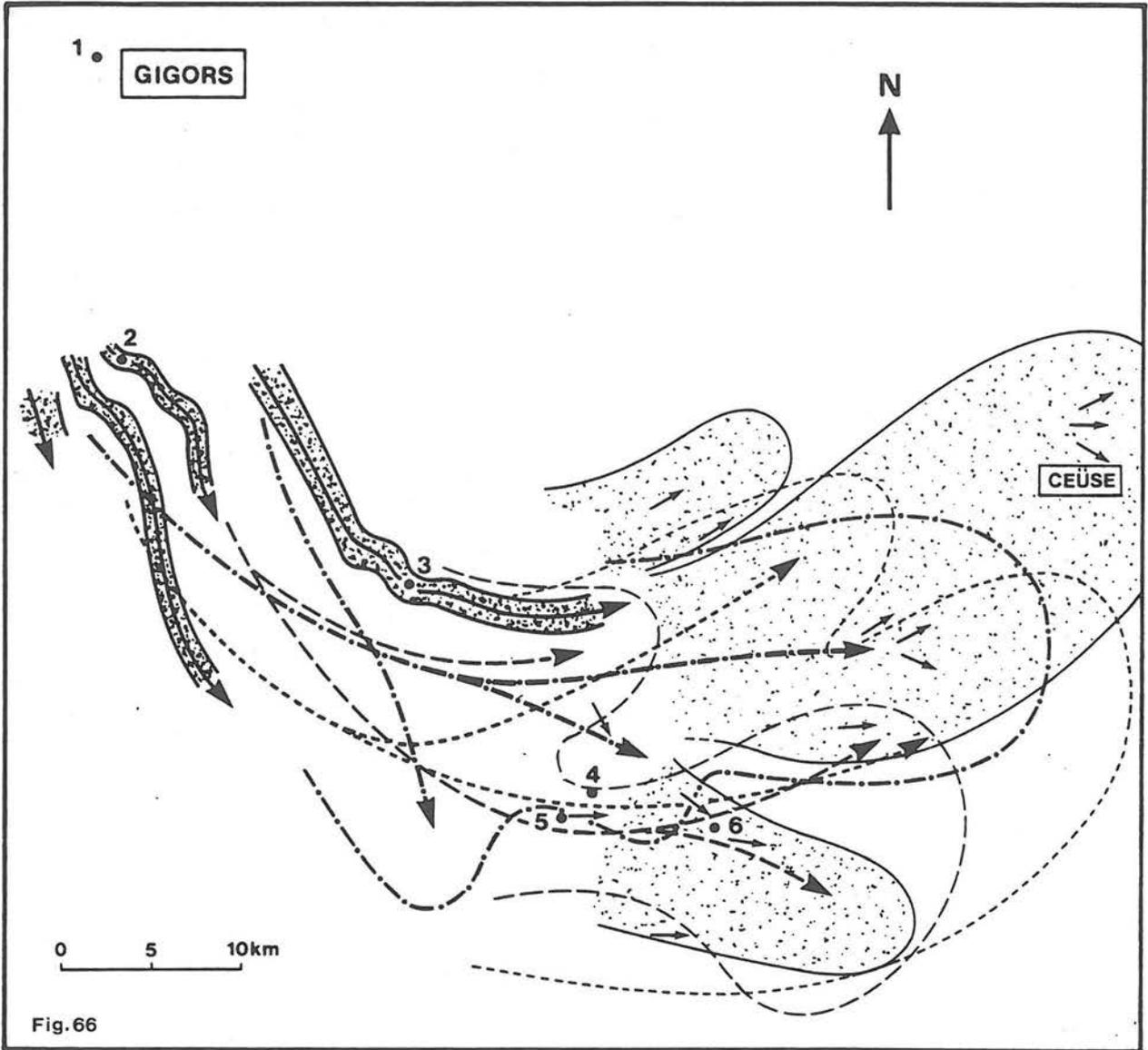


Fig.66

Figures 66 et 67 - Cartes de localisation de l'arrêt n° 1 : Gigors

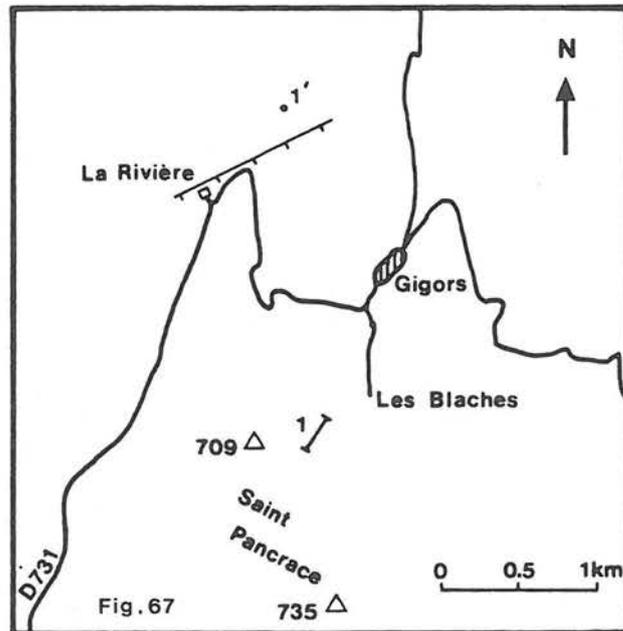


Fig. 67

Arrêt n° 1 - GIGORS

Cet affleurement situé au revers sud du Vercors est localisé en dehors de l'Eventail de Ceüse, plusieurs kilomètres vers le Nord (fig. 66). Il constitue un des derniers témoins épais de la sédimentation apto-albienne avant d'atteindre le Vercors où ne subsisteront sur l'Urgonien que les marnes à orbitolines supérieures (Bédoulien), la "grande lumachelle" (Gargasien à Clansayésien) et les "bétons phosphatés" mono- et polyzonaux de l'Albien (THIEULOY et GIROD, 1964, 1965, ...).

La série comprend quatre unités spécifiques bien visibles dans la coupe levée à proximité de la ferme des Blaches (fig. 67, 68).

- La partie inférieure des marnes est masquée, et la série débute par une première corniche chenalissante d'environ 10 m d'épaisseur (maximale). L'alignement de deux fermetures indique un axe orienté à N010-N020°. Bien que le second bord ne soit pas visible, sa largeur ne paraît pas excéder quelques dizaines de mètres.

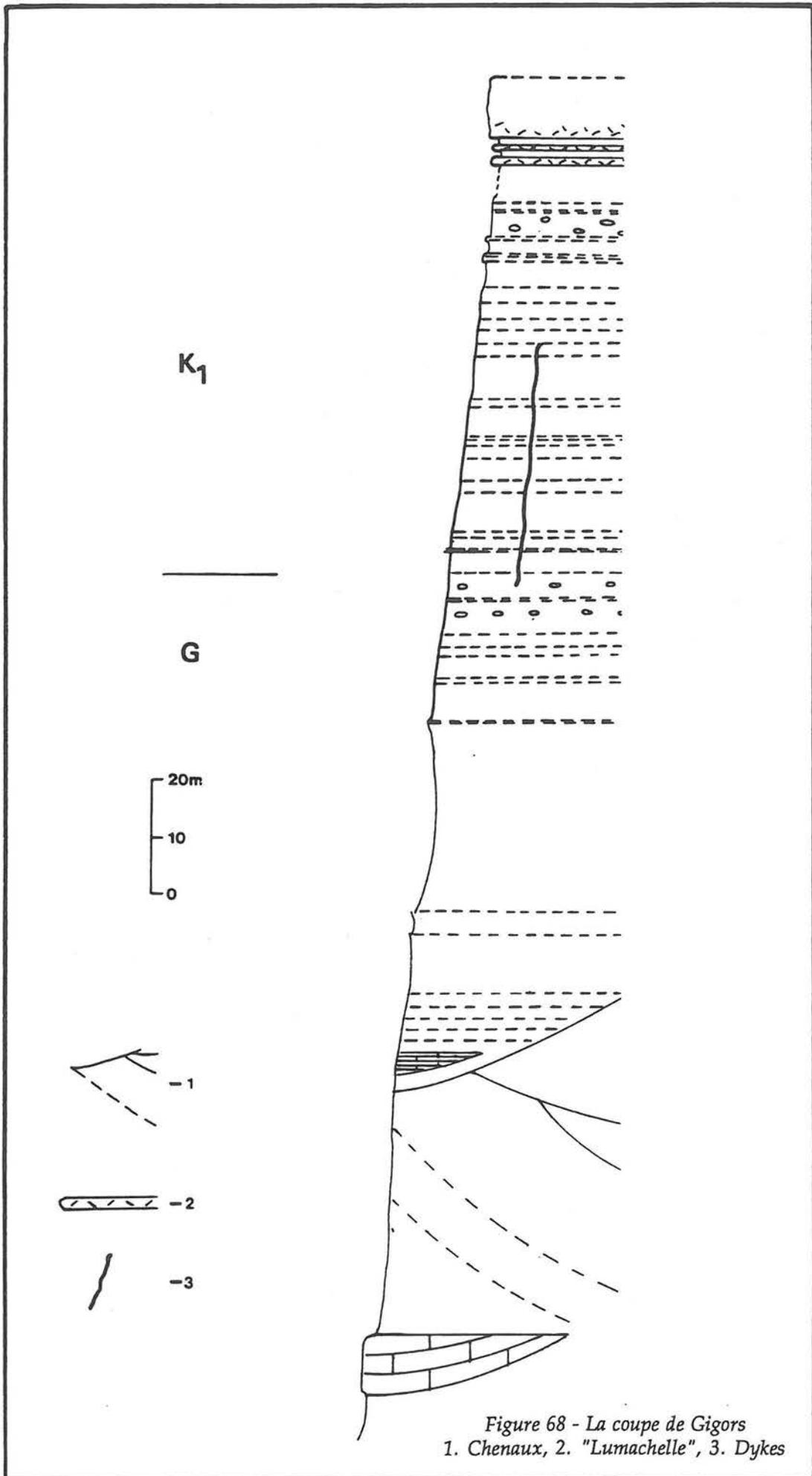
La visite sur l'affleurement commencera au-dessus de ce chenal avec un empilement (sur 50 m d'épaisseur) de chenaux entrecroisés pluridécamétriques à taille décroissante vers le haut. Un dernier chenal - très calcaire à la base (orientation N010-020°) - précède l'installation de marnes nettement plus fines.

- Le second ensemble est constitué d'une longue vire marneuse (50 m environ) avec de rares niveaux en relief. A son sommet les marno-calcaires se resserrent ; on observe plusieurs niveaux de nodules carbonatés agrégés en amas, très denses, et à l'intérieur desquels existent des "tubes" de calcite. Ces objets (biohermes ?) ont été observés également à Roynac (SW de Crest). Ils indiquent sans doute une discontinuité sédimentaire.

- Au-dessus se développe une alternance de marnes et de bancs calcaires très bioturbés organisé en une grande séquence d'une soixantaine de mètres d'épaisseur, les bancs calcaires s'épaississant vers le sommet. Une ammonite récoltée à la base de cette unité indique un âge clansayésien ; la microfaune (datations en cours) attribue au Gargasien supérieur non terminal (zone à *algeriana*) les amas carbonatés sous-jacents.

Le sommet de cette unité est souligné par un niveau de gros nodules (barytiques ?) et un faciès très sableux et de teinte verdâtre.

- Après un masque de quelques mètres, on observe l'installation progressive d'une barre de calcarénite bioclastique très grossière dans laquelle on distingue des stratifications obliques (entrecroisées). Des évolutions répétitives vers une énergie de dépôt croissante sont visibles. Par comparaison avec le Vercors, cet ensemble (10 m d'épaisseur) correspondrait à la "Lumachelle" datée à son sommet du Clansayésien (Synthèse Géologique du Sud-Est de la

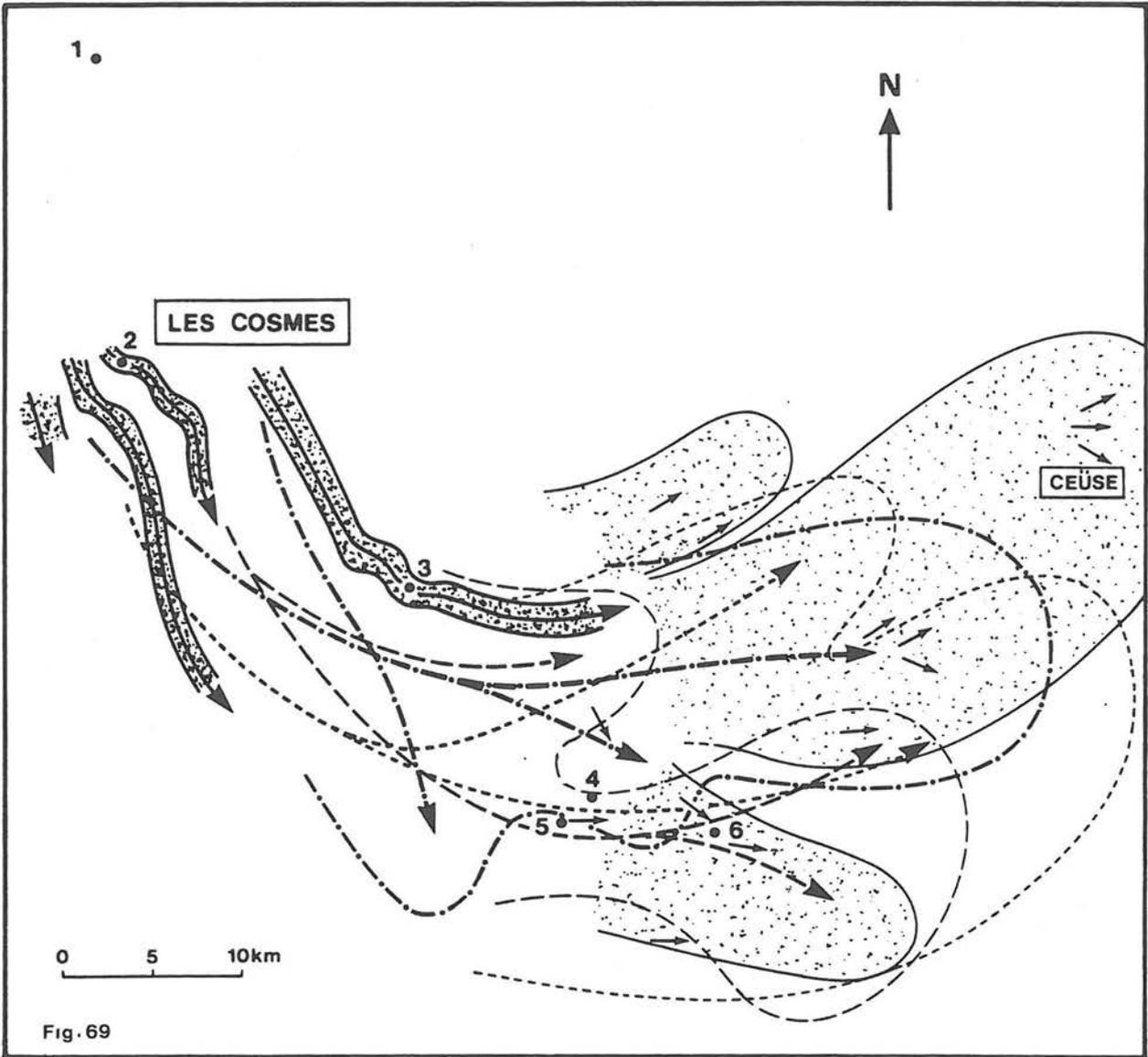


France, 1985). Elle alimente probablement un réseau de filonnets de 2 cm de largeur orientés N075 à N100°, observé entre 30 et 70 m sous celle-ci.

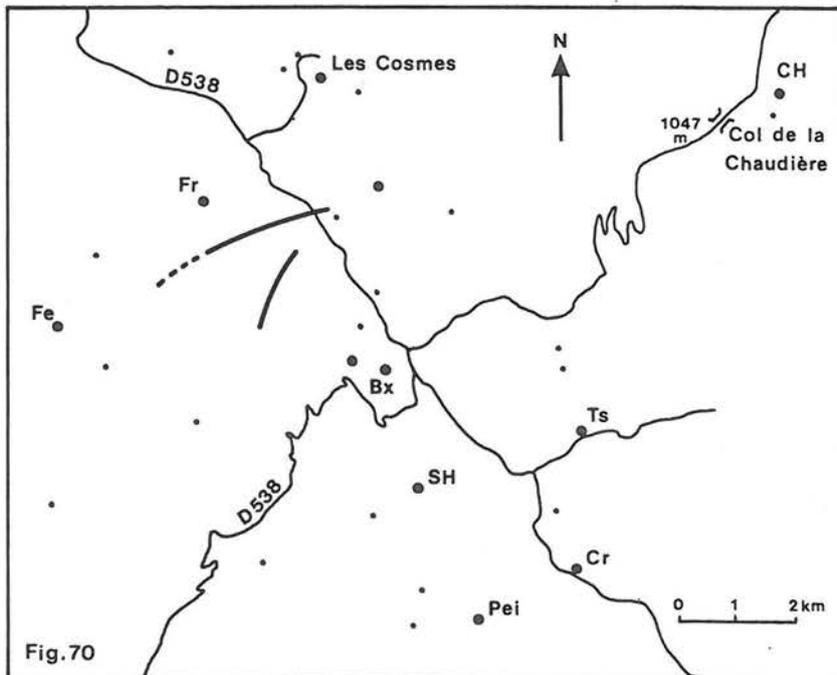
Une corrélation de cette série aptienne avec le bassin, en tenant compte du découpage séquentiel attribuerait la lumachelle et le faisceau alternant (60 m) aux séquences K1-K2 (?); la discontinuité G/K1 serait elle-même peu au-dessus des derniers amas (fig. 68).

Au hameau de la Rivière, 2 km avant Gigors (fig. 67), une faille orientée N045° affecte les calcaires barrémiens, le rejet vertical paraissant d'ordre hectométrique. Cet accident ne décale ni les calcaires turoniens couronnant le synclinal, ni la lumachelle; par contre, la série marneuse voit son épaisseur augmenter considérablement. Par ce mécanisme simple de faille synsédimentaire nous disposons ainsi d'une modalité possible de la transition entre le bassin et la zone haute du Vercors. Cet accident a sans doute contrôlé la géométrie de la niche d'arrachement barrémienne identifiée dans ce secteur par ARNAUD (1981) correspondant à la zone de départ d'une coulée boueuse très puissante (FERRY et FLANDRIN, 1979).

Cet affleurement de Gigors, situé en dehors de la morphologie, montre une série de plate-forme en place, qui comporte en abondance des fragments de bryozoaires, échinodermes, des ostracodes, spicules de spongiaires, bivalves, ... Nous retrouverons ces sédiments et la microfaune associée à l'état de blocs resédimentés aux Cosmes (arrêt n° 2) et à Arnayon (arrêt n° 3).



Figures 69 et 70 - Cartes de localisation de l'arrêt n° 2 : Les Cosmes - le pays de Bourdeaux



Arrêt n° 2 - LE PAYS DE BOURDEAUX : L'AFFLEUREMENT DES COSMES

Le secteur de Bourdeaux correspond à la partie amont de l'Eventail de Ceüse, où s'empilent slumps et grès dans une zone étroite de quelques kilomètres de large (GRENETIER, 1984) (fig. 69, 70).

Au Nord de Bourdeaux une petite route monte depuis la départementale D 538 (de Crest à Dieulefit) au hameau des Cosmes (fig. 70). La série aptienne, dont nous observerons de loin la partie supérieure à partir du corps E, y est largement exposée (fig. 71 ; coupes III et IV, fig. 72). La base des marnes est masquée et la coupe débute par quatre niveaux de slump, les corps A, B, C et D.

Une longue vire marneuse les surmonte puis un slump au faciès très caractéristique (le corps E) : il s'agit de grands blocs décimétriques, très contournés, constitués d'alternances fines de grès vert-jaune et de marnes sableuses violacées à vertes. C'est avec lui que débute l'affleurement dit des Cosmes ; cinq coupes ont été levées dans la partie médiane tant les variations y sont rapides. On distingue, intercalés au milieu de fines turbidites (fig. 71 ; coupes III, et IV, fig. 72) :

- Une barre gréseuse jaune-vert (corps F) dont la puissance varie très rapidement de 0 à près de 15 m alimentant de petits dykes (20 cm de large et 2 m de profondeur). Des flute casts indiquent un sens de courant vers le SE. Elle correspond à un étroit chenal (moins de 500 m de largeur) cartographié sur près de 10 km de long (fig. 72, 73). Plusieurs chenaux analogues ont été identifiés au même niveau dans le pays de Bourdeaux et plus en aval dans l'éventail (Valouse, Gumiane, Arnayon).
- Un slump peu épais dans lequel de grands lambeaux carbonatés plurimétriques replissés indiquent un sens de déplacement vers le Sud-Est (corps G) ; il est surmonté latéralement par un autre slump très marneux, peu épais.
- Un second niveau gréseux (F') dont la cartographie montre un trajet identique au précédent (F).
- Un slump assez marneux contenant des blocs carbonatés et gréseux formant une petite combe légèrement masquée (corps I).

On notera l'absence du corps H entre F' et I, son axe étant décalé vers le SW. Pour la même raison les corps J et K ne sont pas présents sur cette coupe qui se poursuit jusqu'au Clansayésien :

- Au-dessus de I se développe un épais faisceau chenalisant d'une largeur analogue à celle des corps F et F', dans lequel on distingue des barres gréseuses vertes (décimétriques à métriques) à laminations parallèles et rides superposées, et des turbidites à patine jaunâtre (décimétriques).
- Après une légère lacune d'observation, la coupe se poursuit un peu plus haut sur la route en direction du hameau des Cosmes par une épaisse série marno-calcaire alternante s'enrichissant progressivement en bancs calcaires riches (parfois) en ammonites.

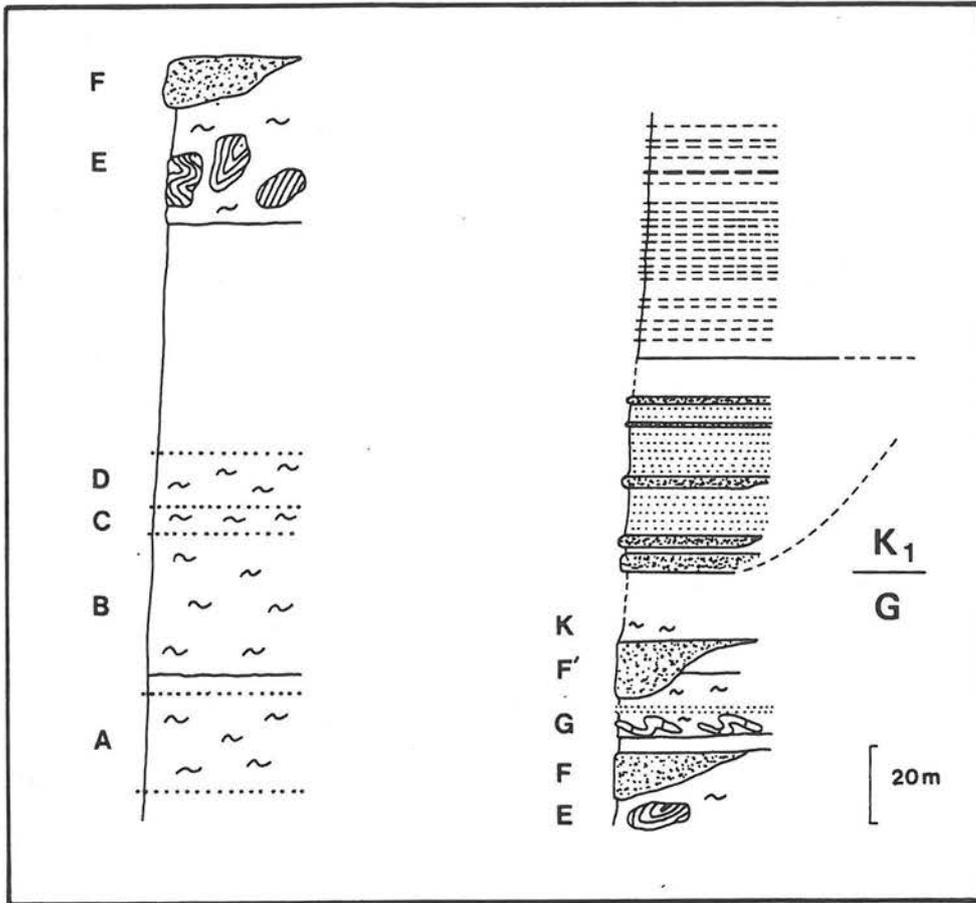


Figure 71 - La coupe des Cosmes

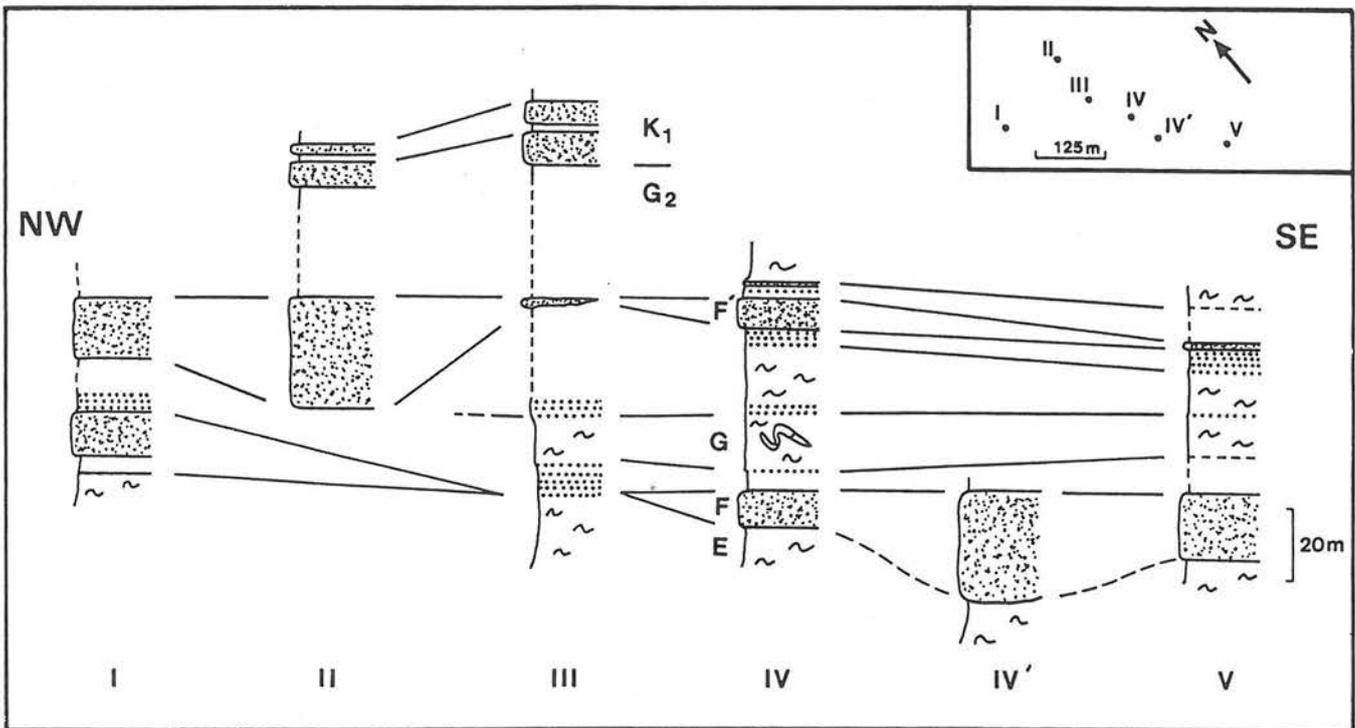


Figure 72 - Les Cosmes : variabilité des corps F à K (séquence G)

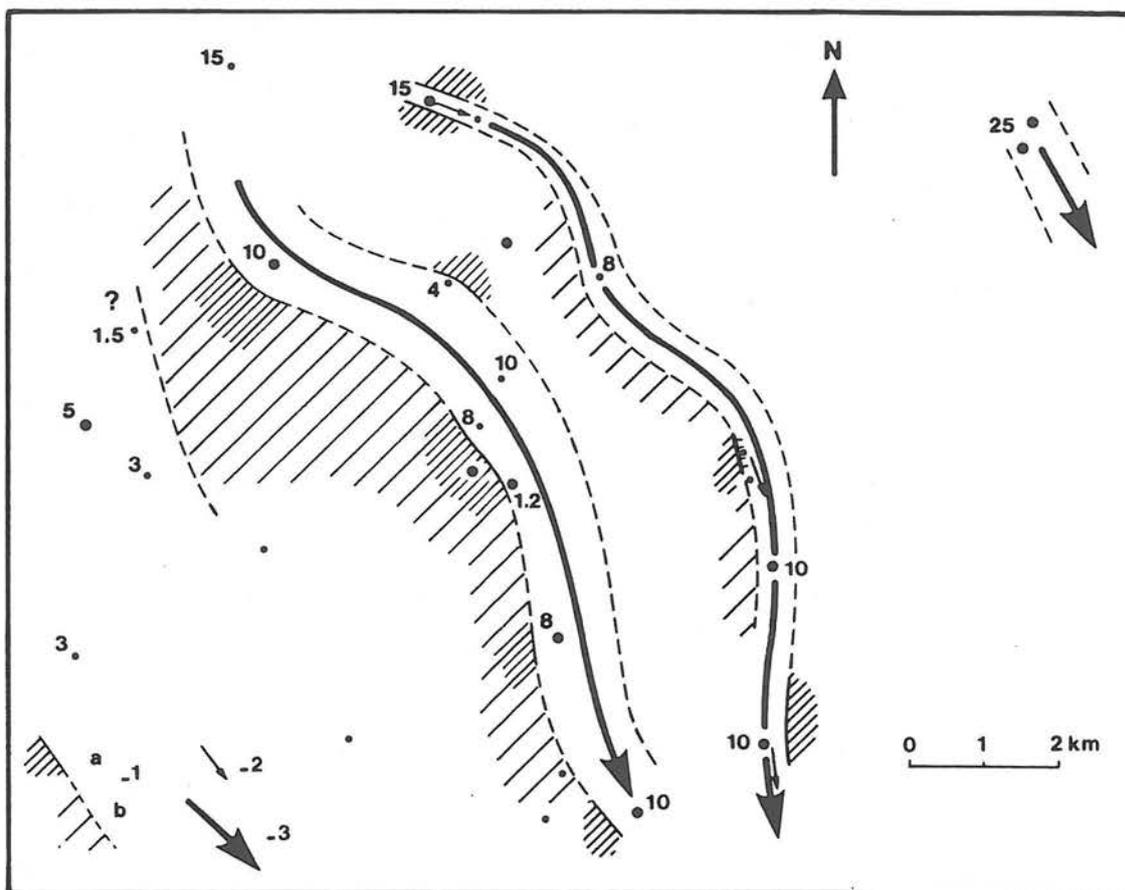


Figure 73 - Les chenaux gréseux dans le pays de Bourdeaux (corps F)
1. Bord du chenal (a. observé, b. déduit), 2. Sens de courant mesuré, 3. Axe de chenal

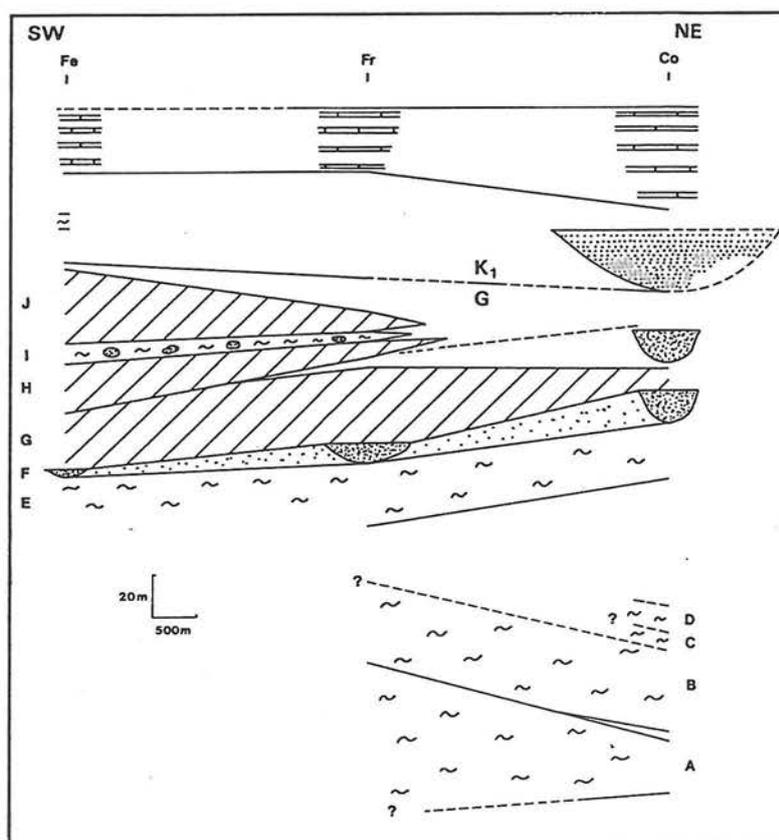


Figure 74 - Profil transversal :
"Félines (Fe) - Francillon (Fr) - Les Cosmes (Co)"

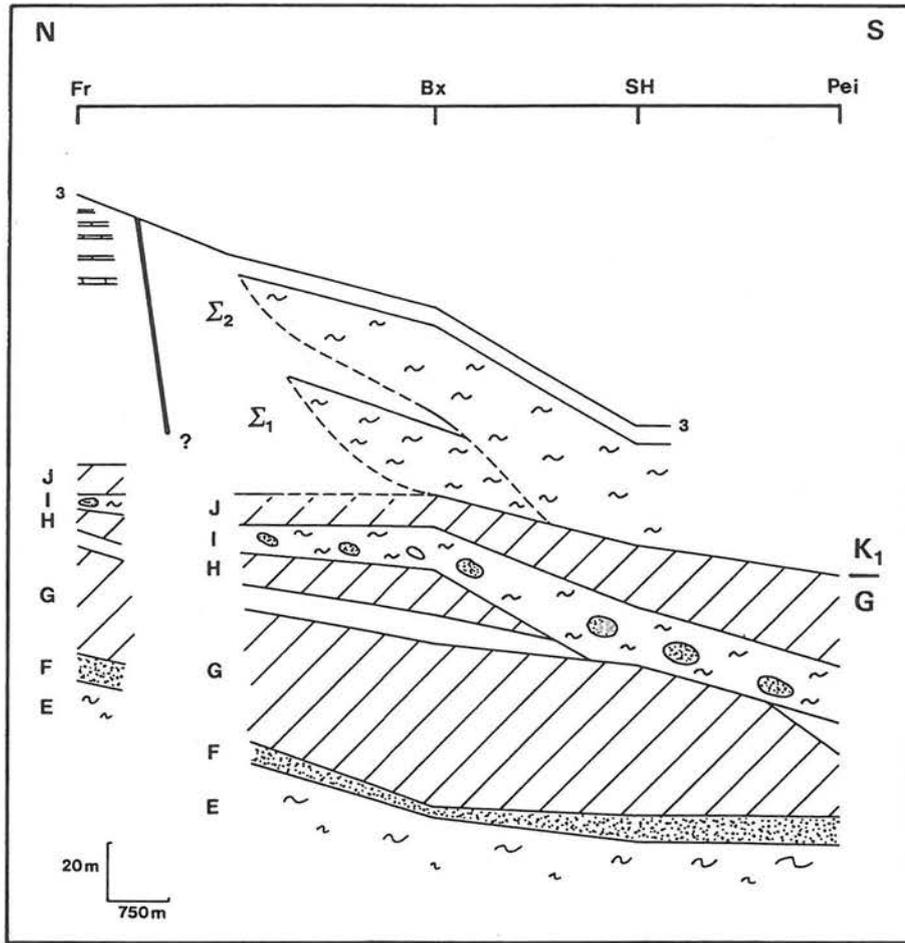


Figure 75 - Profil longitudinal : "Francillon (Fr) - Bourdeaux (Bx) - Saint-Hilaire (SH) - Les Peirassols (Pei)"

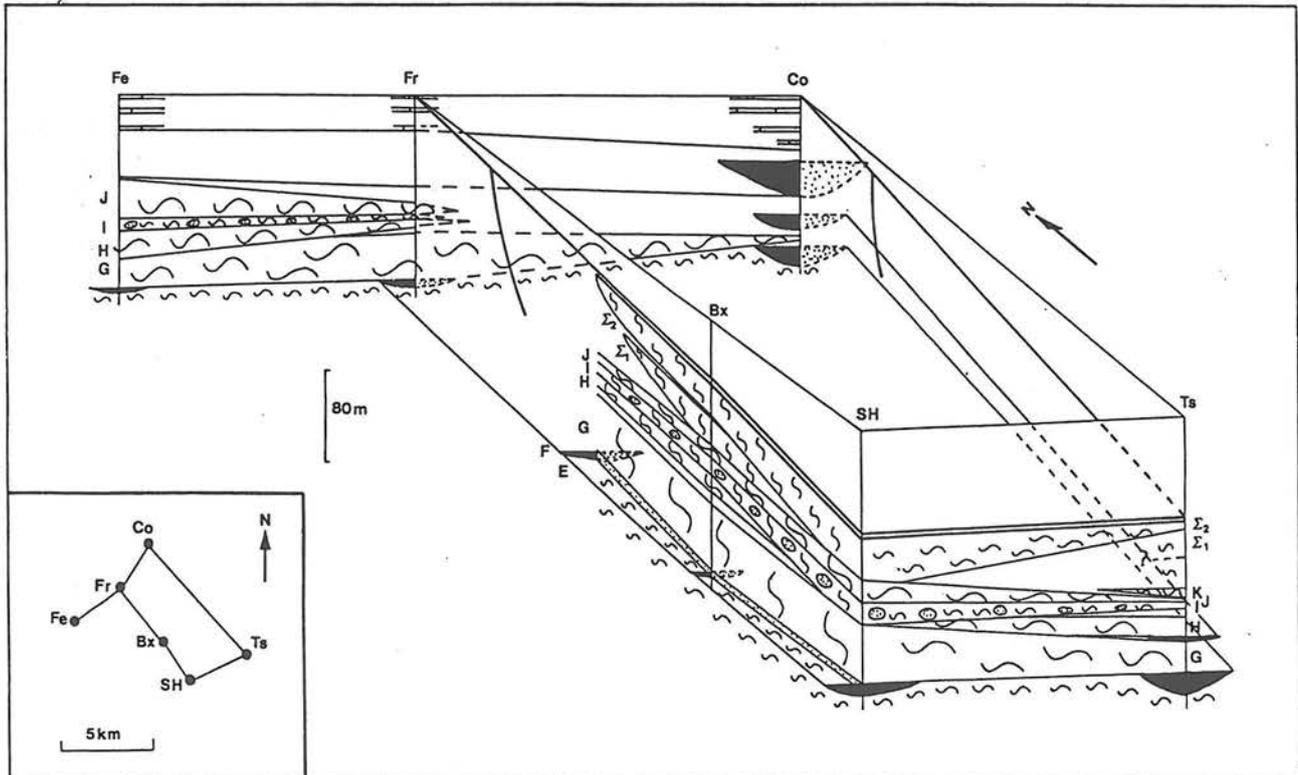


Figure 76 - Bloc-diagramme du sommet de l'Aptien dans le pays de Bourdeaux

Les deux derniers ensembles précédents sont datés du Clansayésien (K1) par la microfaune (présence dès la base de *Ticinella bejaouensis*), tandis que la partie inférieure appartient au Gargasien supérieur (G).

Cet affleurement des Cosmes nous conduit à apprécier la variabilité des niveaux resédimentés à une échelle pluridécamétrique (fig. 72) : en cinq coupes (Co I à V) les chenaux gréseux et les slumps s'épaississent ou s'amincissent rapidement.

A une échelle plurikilométrique, deux profils (l'un transverse, l'autre longitudinal) et un bloc-diagramme permettent de visualiser la géométrie des différents corps sédimentaires au sein d'une morphologie étroite (6 - 7 km) suivie d'amont en aval sur près de 10 km (fig. 74, 75 et 76).

Les corps gréseux, très étroits (fig. 73, 76) - à noter celui présent exceptionnellement à la base de K1 - définissent des zones axiales pérennes contrôlées parfois par un jeu d'accident (fig. 73). Les axes instantanés de dépôt des grands faisceaux contournés s'y superposent étroitement ; la migration nettement observable relève (pour partie) d'une compaction différentielle (cf. p. 81).

Dans cette série, trois corps (G, H et J) sont remarquables par leur faciès : il s'agit de slumps à grands blocs pluridécamétriques à hectométriques (l'épaisseur atteint parfois 50 m) calcaréo-marneux. De nombreux blocs montrent une évolution verticale depuis les marnes (à la base) vers un sommet très carbonaté. Ce faciès très typique a été observé en place à Piégros, près de Crest, juste au Nord du synclinal de Saou. La zone de départ de ces slumps est alors sans doute proche de l'accident de Soyans-Saou (orientation NE-SW).

Dans le pays de Bourdeaux lui-même, la faille de Mornans paraît également contrôler la zone de départ de plusieurs slumps clansayésiens ($\Sigma 1$, $\Sigma 2$: fig. 55a, b, fig. 75 et 76).

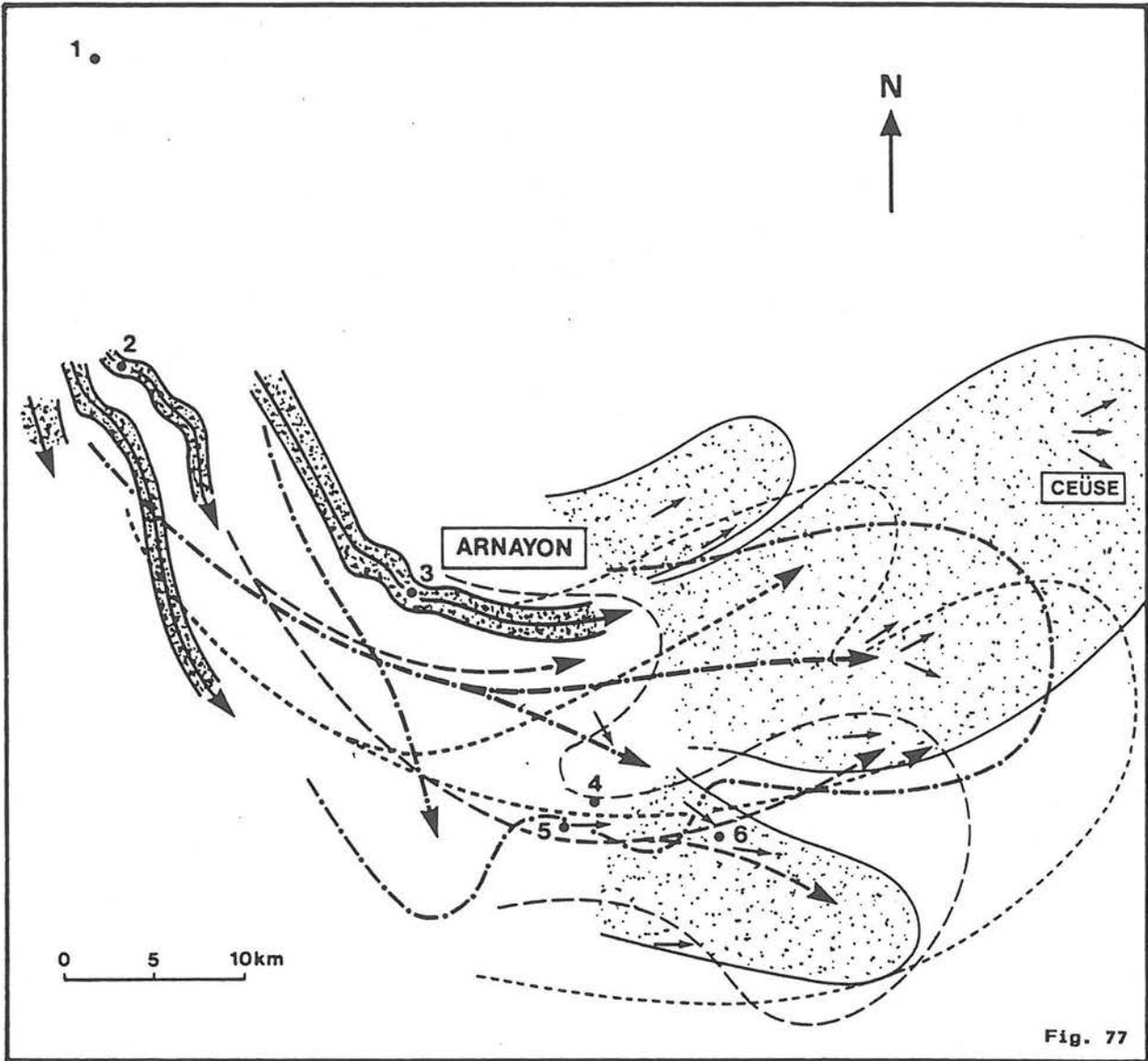


Fig. 77

Figures 77 et 78 - Cartes de localisation de l'arrêt n° 3 : Arnayon - le ravin des Pennes

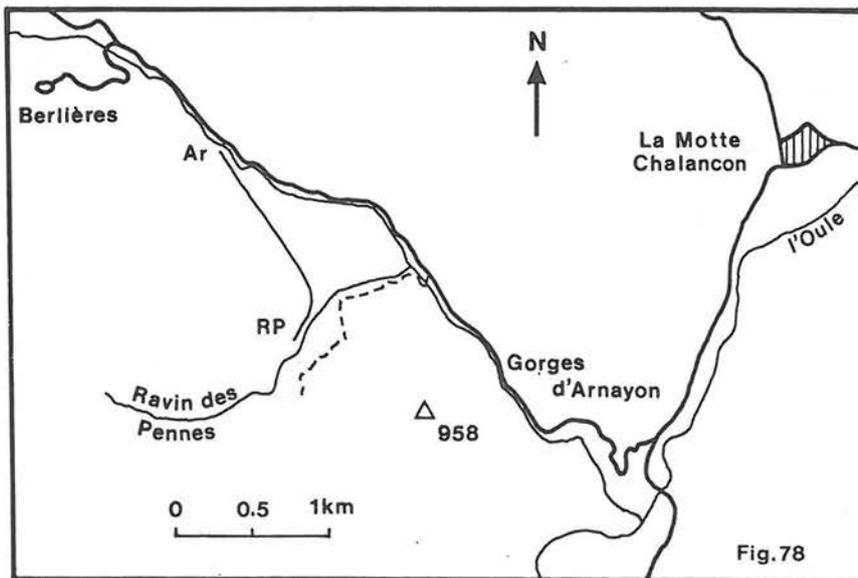


Fig. 78

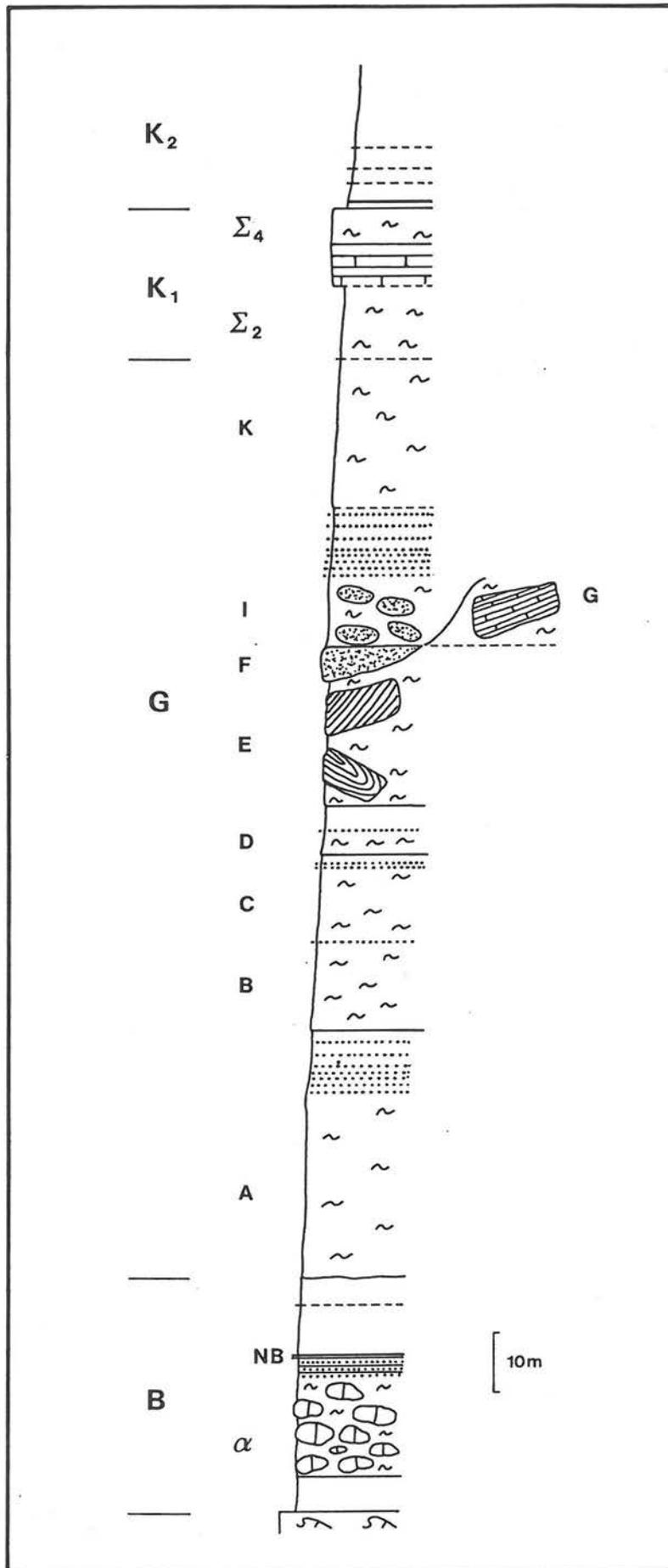


Figure 79 - La coupe du ravin des Pennes

Arrêt n° 3 - ARNAYON, LE RAVIN DES PENNES

Poursuivant notre descente au long de l'éventail de Ceüse, nous examinerons l'affleurement du ravin des Pennes, situé quelques centaines de mètres en amont des Gorges d'Arnayon, près de la Motte-Chalancon (fig. 77 et 78).

En rive gauche du ravin, la série aptienne affleure particulièrement bien (fig. 79). On y reconnaît de loin : l'assise barrémo-bédoulienne formant une crête boisée (la coupe est bien visible au bord du chemin que l'on emprunte pour accéder au Ravin des Pennes, situé en rive droite) ; le faisceau du niveau blanc décalé par plusieurs failles, sous lequel on devine un slump à blocs calcaires (corps α) ; une épaisse série marneuse très sombre, avec de grands lambeaux contournés au sommet, sous un chenal gréseux, lui-même surmonté par des boules de grès, tandis que vers le fond du ravin on aperçoit de grands blocs décimétriques juste avant un pli synclinal tronqué.

Le détail de la coupe permet d'identifier dans la série marneuse (fig. 79) :

- les slumps A et B (séparés par un faisceau chenalisant de minces turbidites),
- les slumps C, D et E (avec ses blocs si caractéristiques) ; au-dessus le chenal gréseux (F),
- les corps G et I (le "slump à boules") qui contient de nombreuses turbidites si déformées qu'elles ont pris l'aspect de boules plurimétriques dans lesquelles les structures (rides, laminations, convolutes) sont parfois visibles,
- et plus haut dans la coupe, le corps K, le "grand slump" $\Sigma 2$ et le faisceau alternant clansayésien comportant encore un slump ($\Sigma 4$) (*).

La corrélation entre les coupes d'Arnayon et du Ravin des Pennes montre [malgré une situation intermédiaire une section transverse et une section longitudinale, (localisation, fig. 78)] l'existence dans cette partie de l'éventail d'une zone basse pérenne où se superposent chenaux gréseux, épaisissements et érosion de plusieurs faisceaux contournés (fig. 80) :

Pour les grès (les directions de courant indiquent un sens vers N130 à N150°)

- un premier ensemble de turbidites chenalisantes larges d'une centaine de mètres (au-dessus du corps A),
- le chenal de grès (corps F), large d'une centaine de mètres également. Il alimente de petits filonnets (quelques décimètres de profondeur de pénétration),

(*) La nomenclature est la même qu'aux Cosmes : chaque lettre désigne le même corps sédimentaire.

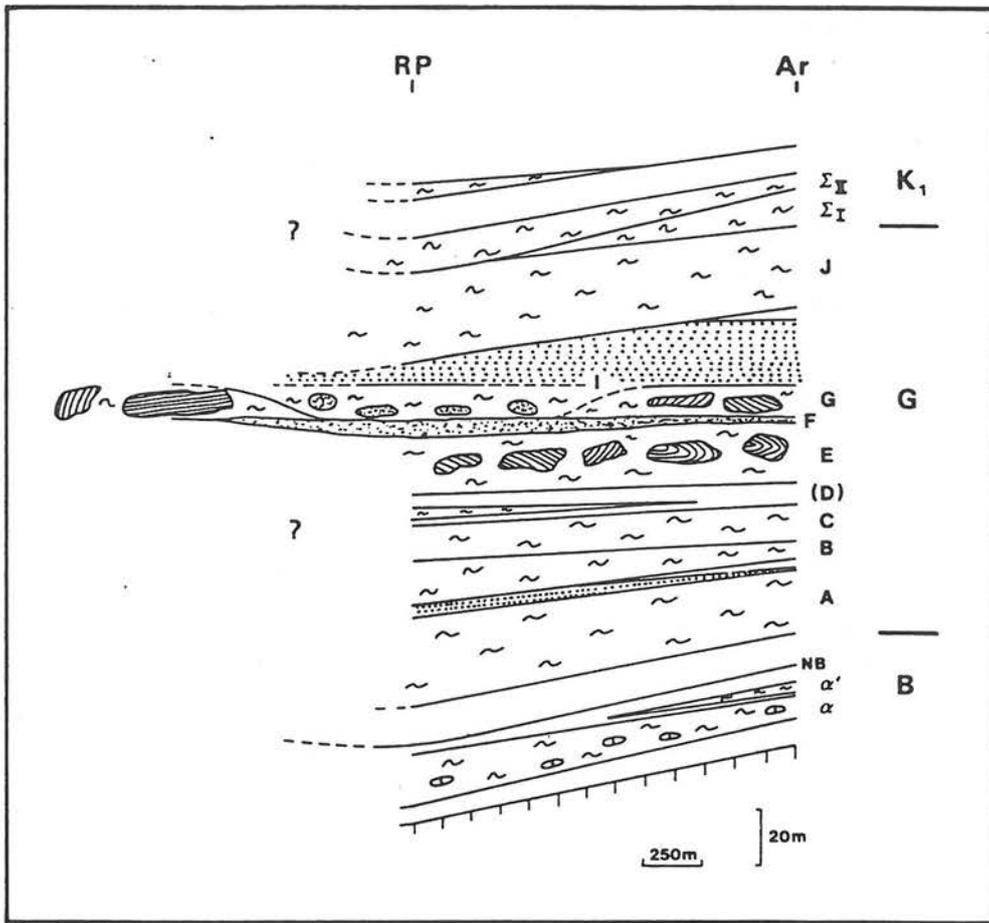


Figure 80 - Corrélation Arnayon - ravin des Pennes

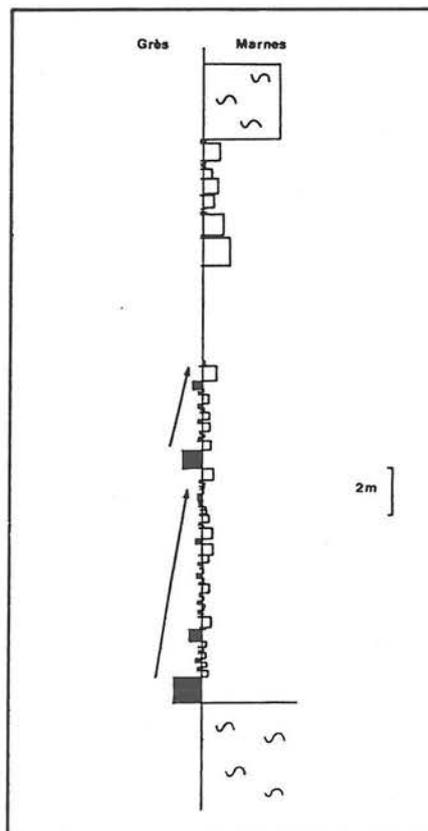
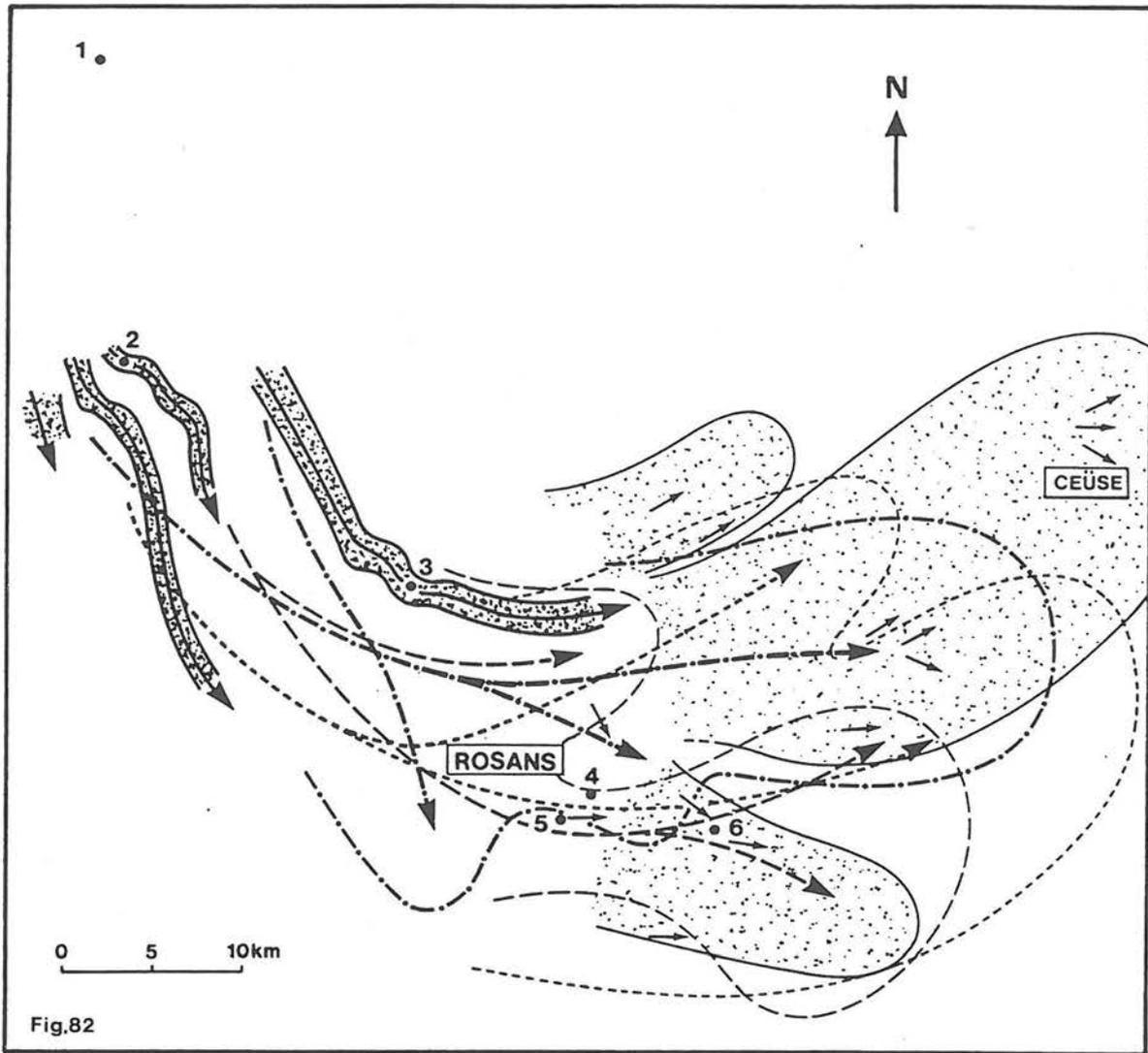


Figure 81 - Evolution verticale d'un faisceau de turbidites gargasiennes

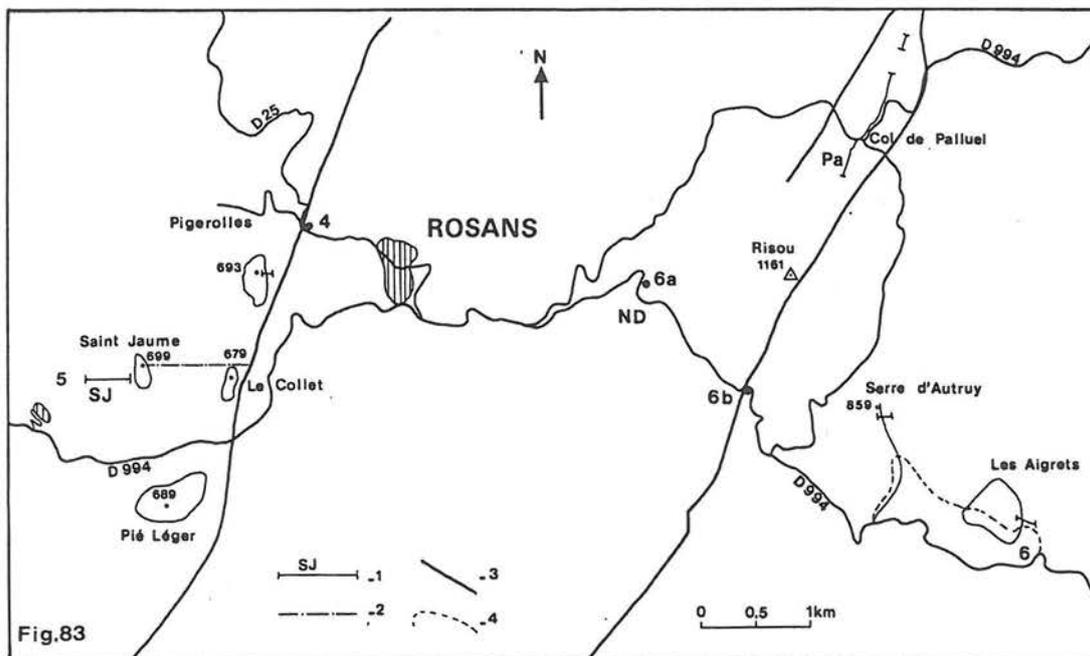
- un second ensemble de turbidites plus épaisses dont l'organisation verticale correspond à un remplissage de chenal (fining and thinning up) est situé au-dessus du corps I (fig. 81).

Pour les faisceaux contournés

- le slump B passe de 6 m (Arnayon) à 15 m (Ravin des Pennes),
- le slump D apparaît dans la coupe du Ravin des Pennes alors qu'il est absent à la coupe d'Arnayon au bord de la route,
- le "slump à boules" (I) érode totalement le corps G à l'aplomb du chenal F ; G réapparaît avec ses blocs caractéristiques dès que l'on s'écarte du chenal,
- le corps J peut reposer directement sur I, érodant le faisceau de turbidites,
- le "grand slump" passe de 5 à 12 m,
- enfin, au sommet du faisceau alternant clansayésien (K1), le slumping $\Sigma 4$, absent au bord de la route dépasse 6 m, toujours à l'aplomb du chenal F.



Figures 82 et 83 - Cartes de localisation des arrêts n° 4, 5 et 6 : Rosans
Pour Fig. 83 : 1. Coupe, 2. Dyke de Saint-Jaume, 3. Faille, 4. Itinéraire de l'arrêt n° 6



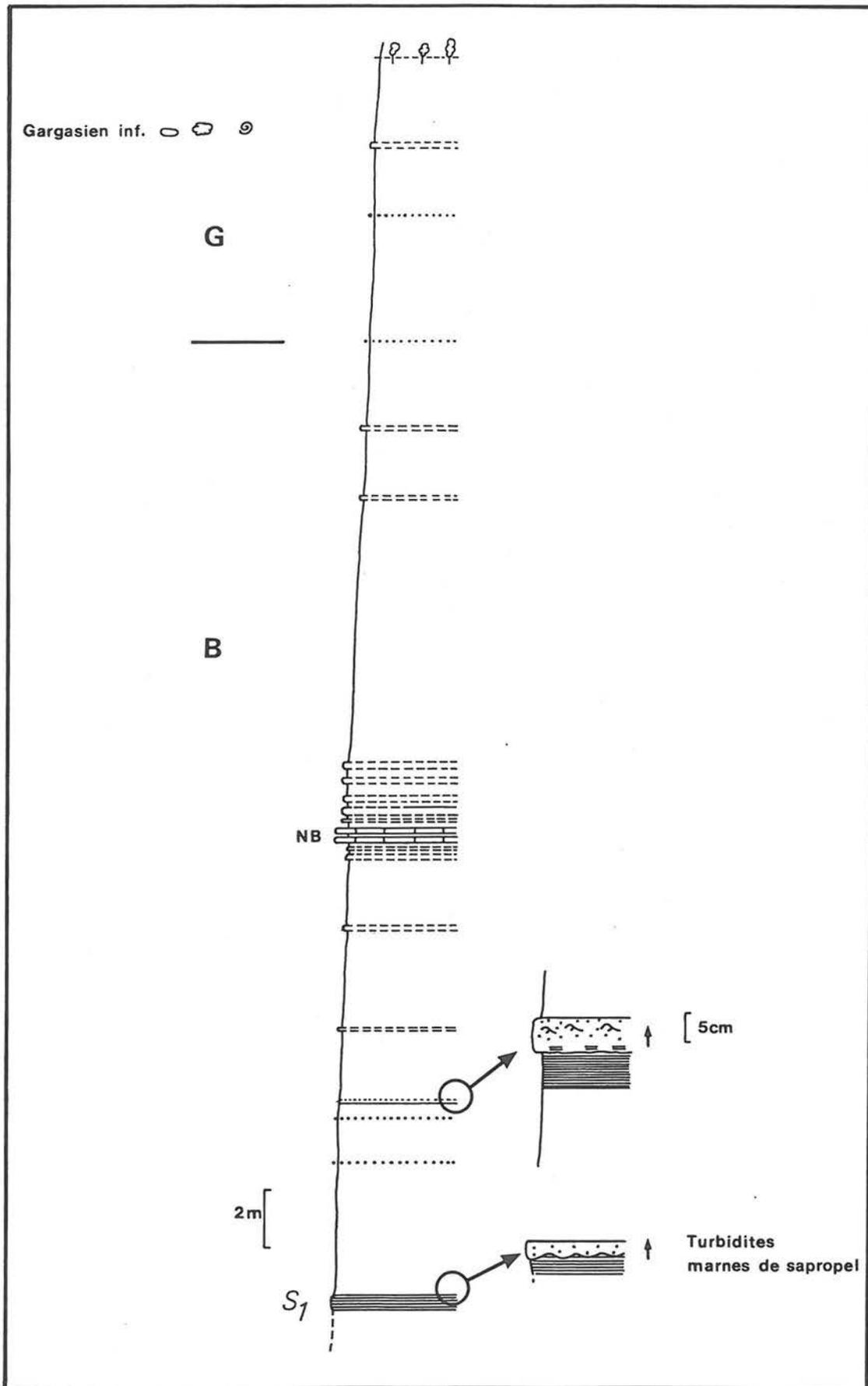


Figure 84 - La discontinuité B/G (Rosans Nord)

Arrêt n° 4 - ROSANS NORD

Cet arrêt ainsi que les prochains (5 et 6) sont situés un peu plus en aval que précédemment au sein de l'éventail de Ceüse, dans la zone axiale bédoulienne et clansayésienne (fig. 82 et 83).

En montant depuis Rosans vers le col de Pommerol (La Fromagère) - route départementale D 25 de Rosans à La Charce - on a depuis le croisement avec le chemin menant à la ferme Pignerolles un très beau panorama sur le synclinal de Rosans : à l'Est pointe le sommet du Risou, à l'Ouest et au Sud les collines de Pié Léger, Saint-Jaume (arrêt n° 5) et du Collet couronnées par des barres de grès (la fluxoturbidite et ses sills). Cette même colline se prolonge vers nous et présente en premier plan le faisceau du niveau blanc ainsi que la discontinuité B/G (fig. 84).

Cette discontinuité est particulièrement bien exposée de loin : les marnes blanchâtres de la séquence B deviennent très sombres dès son franchissement. Elle est située ici très précisément 3 mètres au-dessus du dernier banc calcaréo-marneux très clair du faisceau du "niveau blanc" (NB). Les prélèvements de microfaune effectués de part et d'autre de cette discontinuité révèlent la présence de *Schackoina cabri* ; quelques mètres au-dessus, une faune d'ammonites pyriteuses indique un âge gargasien inférieur.

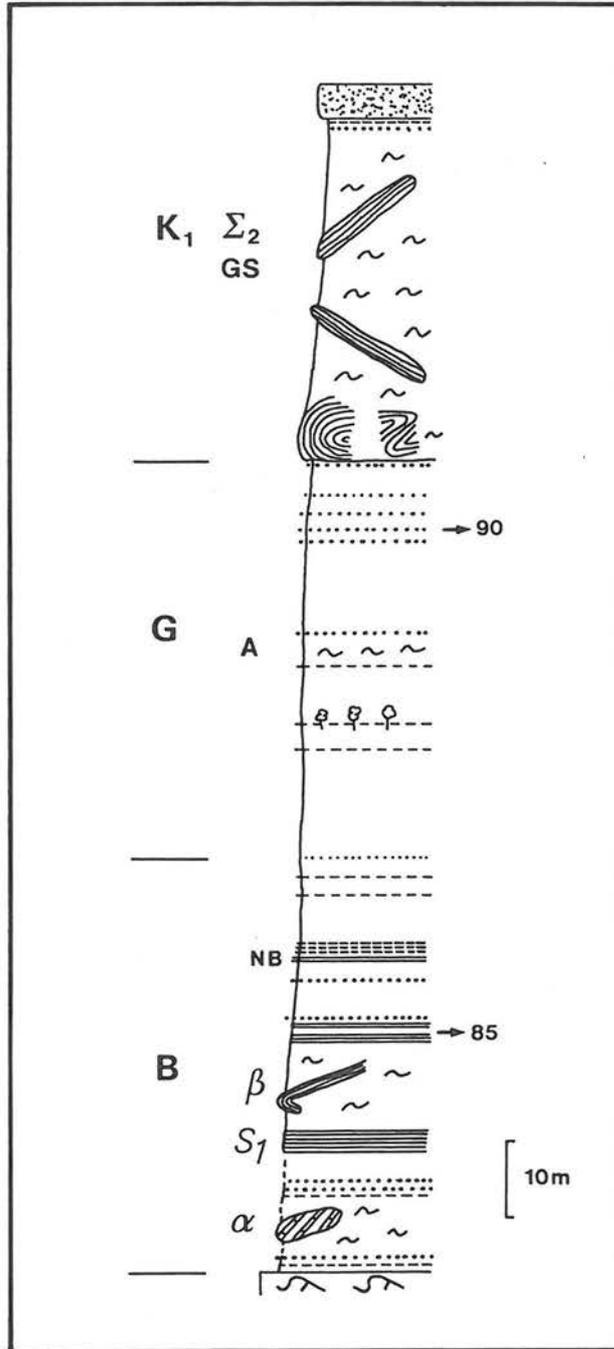


Figure 85 - La coupe de Saint-Jaume

Arrêt n° 5 - LA COUPE DE SAINT-JAUME

La colline de Saint-Jaume est située à l'extrémité occidentale du synclinal de Rosans, à peine à 1 km à l'Ouest de l'affleurement précédent. La coupe a été levée sur le flanc ouest, au-dessus du village de Verclause (fig. 83, 85). Elle débute au-dessus des calcaires barrémo-bédouliens par une surface à terriers puis quelques alternances calcaréo-marneuses dans lesquelles on peut ramasser (Nord du Collet) des nodules barytiques.

En remontant un petit ravin on rencontre les éléments caractéristiques de la séquence B :

- un slump à blocs de calcaires (barrémo-bédouliens) (corps α).
- Un niveau très riche en matière organique, le sapropel S1, dans lequel s'intercalent des turbidites gréseuses millimétriques à centimétriques. Les marnes sont très feuilletées, avec des écailles de poisson abondantes et de rares ammonites. Ce niveau a été reconnu quasiment partout dans le bassin à la base de la séquence B (*).
- Ce niveau S1 est surmonté par un slump d'une dizaine de mètres remaniant exclusivement des éléments du sapropel, épaisissant de ce fait le faciès à matière organique. Ce phénomène a été reconnu durant l'Apto-Albien en domaine subalpin (FRIES et BEAUDOIN, 1985), recoupant des observations analogues faites dans l'Actuel (Mc COY et STANLEY, 1984 ; ANASTASAKIS et STANLEY, 1984). Son identification permettra le mieux d'appréhender les conditions de dépôt des couches riches en matière organique.
- Le faisceau du niveau blanc constitué par le doublet repère très serré à la base, un triplet (voire quadruplet) plus marneux et plus lâche, enfin, nettement plus haut, un doublet dont le dernier banc précède la discontinuité B/G.

Au-dessus de B/G, la coupe se poursuit jusqu'au Clansayésien :

- Les marnes au-dessus de B/G sont plus sombres, plus fines (à la base surtout). La pyrite est abondante, mais les ammonites pyriteuses assez rares ici cependant. Le niveau très riche en faune coïncide avec la présence de petits nodules calcaires centimétriques.
- Plusieurs niveaux durs, soulignés parfois par de la végétation ("niveau à touffes") sont si caractéristiques qu'ils ont servi à établir des corrélations sur plusieurs kilomètres.

(*) Il est analogue par le faciès à celui de l'Albien inférieur - S2 - identifié lui aussi sur l'ensemble du bassin (niveau de Paquier, BREHERET, 1983 et 1985).

- Après un petit slump très marneux (corps A, ici très haut dans les marnes de G), de nombreuses turbidites décimétriques (courant → 85 à 95) s'intercalent dans les marnes. Peu épaisses (de 0 à 50 cm au maximum) et très dispersées elles constituent un faisceau distal équivalent (stratigraphiquement) des turbidites d'Arnayon (entre I et J, fig. 79).
- Un puissant slump d'une quarantaine de mètres (le "grand slump" $\Sigma 2$) marque la base de la séquence K1, avant les premiers bancs du faisceau alternant.
- Une épaisse barre de grès couronne la colline de Saint-Jaume : cette barre n'est pas un vrai banc mais un sill injecté dans les marno-calcaires (PATERNOSTER, 1983). Sur le flanc est de la butte, un filon gréseux (15 - 20 cm) pénètre la série aptienne sur plus de 50 m, orienté à N090 ; il est encore présent à la colline du Collet (fig. 83). Ce filon représente ainsi une fracture de plus de 500 m de longueur emplie par du sable ; elle est tout à fait comparable aux filons de Bevens (cf. p. 50).

La coupe de Saint-Jaume occupe une position particulière dans l'Eventail de Ceüse :

- Durant les séquences B et K1, elle est située sur l'axe majeur de transport et voit ainsi une accumulation de faisceaux contournés.
- Dès le sommet de B et durant G, les dépôts sont relativement plus tranquilles, l'axe de la vallée s'est déplacé vers le Nord. Les marnes sont à peine affectées par des grès millimétriques (levées de débordement ?) et de minces turbidites peu avant le "grand slump".

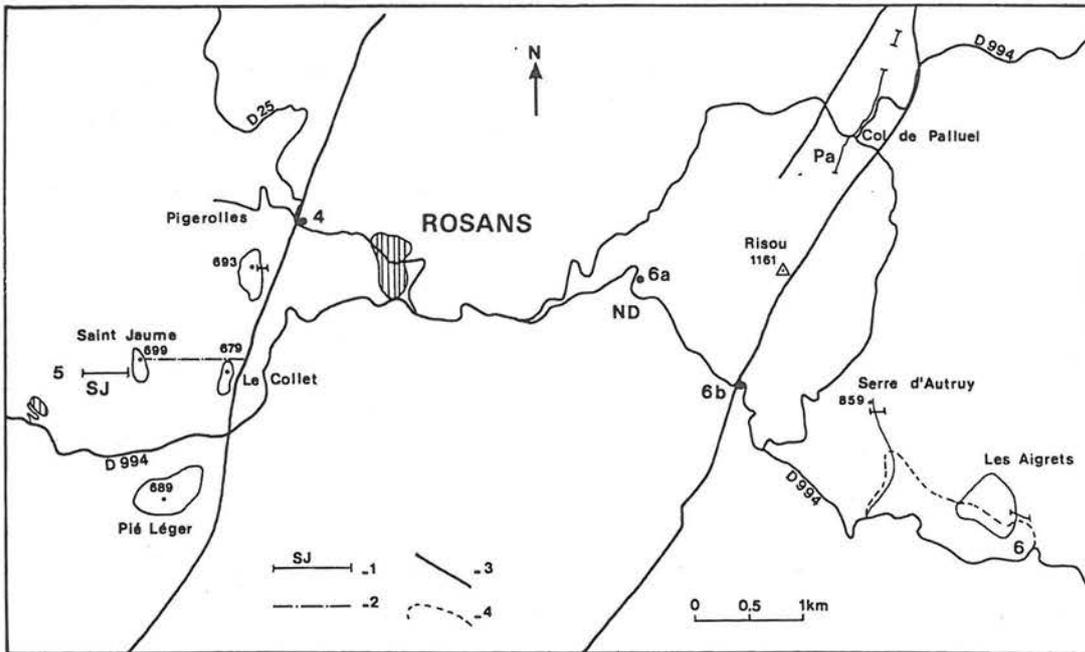


Figure 86 - Rosans
 1. Coupe, 2. Filon, 3. Faille, 4. Itinéraire de l'arrêt n° 6

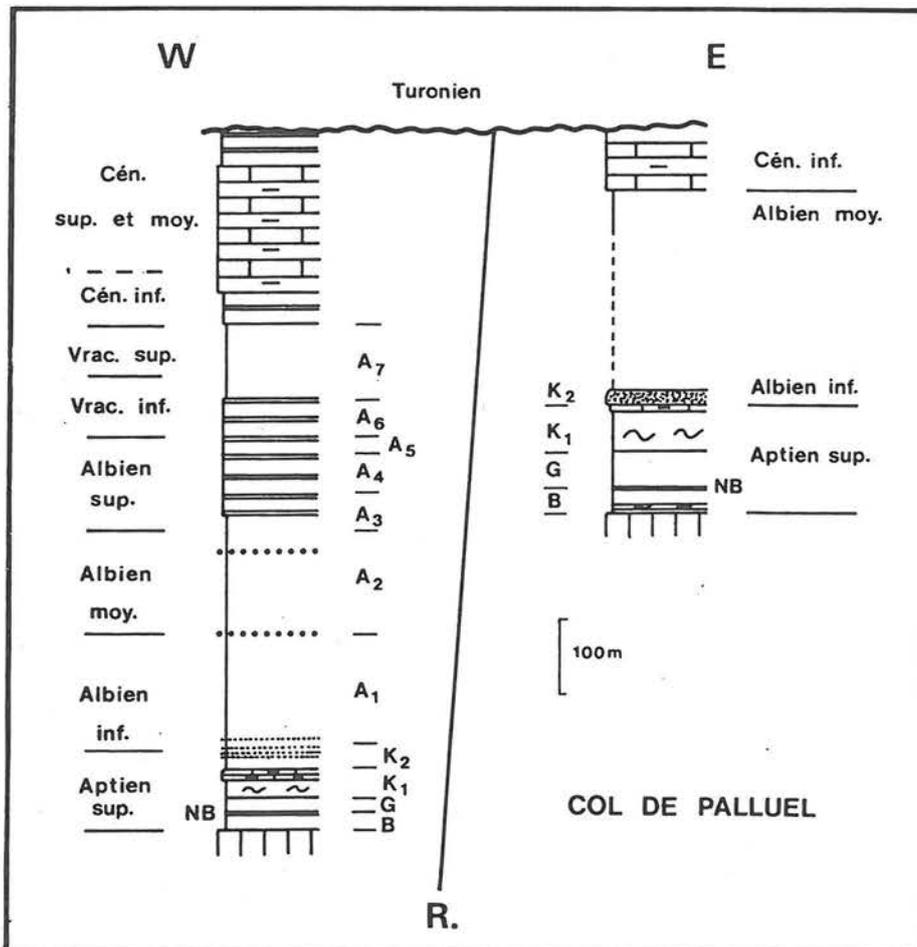


Figure 87 - La faille du Risou : le fonctionnement apto-cénomarien

Arrêt n° 6 - LES SILLS DE ROSANS

Après la coupe de Saint-Jaume, nous retraversons Rosans et prenons, peu après la sortie du village, la route de Saint-André de Rosans. Peu après, en face de la ferme Notre-Dame, nous pouvons voir la séquence B affleurant au bord de la route (arrêt 6a, fig. 86).

Au-dessus des calcaires barrémo-bédouliens la série débute par le slump à grands lambeaux carbonatés (α) ; il est surmonté par un épais faisceau de turbidites distales (phases Tb et Tc de la séquence de Bouma) indiquant un sens de courant vers l'Est. Il s'agit en fait du sapropel S1 dans lequel se sont intercalées d'abondantes venues détritiques. α est surmonté par le slump β , précédant lui-même le doublet du "niveau blanc". La séquence B s'interrompt ici, érodée par la discontinuité B/G.

En poursuivant notre route, nous franchissons l'accident du Risou qui a contrôlé en partie la sédimentation apto-albienne (et cénomaniennne) (arrêt 6b, fig. 83 et 87) : après un dernier affleurement d'Albien supérieur, nous retrouvons en bord de route la fluxoturbidite clansayésienne avec ses sphéroïdes spectaculaires : ces objets longtemps demeurés énigmatiques sont recoupés par des plans de stratification et des niveaux à rides ; leur origine diagénétique est incontestable (BLANC et BROCHIER, 1969 ; BEAUDOIN *et al.*, 1983). Ils résultent sans doute d'une cimentation différentielle à partir des galets mous (souvent présent au cœur des boules argilo-carbonatées) disséminées dans la masse sableuse.

Deux kilomètres après Saint-André nous atteignons les collines des Aigrets et de la Serre d'Autruy où nous examinerons la fluxoturbidite et ses sills. La série aptienne est très proche dans ce secteur de celle de Saint-Jaume (fig. 88). On y notera, comme à Notre-Dame (arrêt n° 6a), la lacune du sommet de la séquence B et la présence des slumps I et K. Le sommet de ce dernier est ici localement souligné par une turbidite gréseuse épaisse (jusqu'à 1 m). Celle-ci constitue un bon repère lithologique pour le début de la visite.

Notre itinéraire débute en effet à l'Est de la colline des Aigrets (fig. 89). En montant depuis la route nous atteignons une dalle gréseuse, le sommet du faisceau contourné K. Au-dessus se développe le "grand slump" (corps $\Sigma 2$), surmonté par les bancs du Clansayésien [à noter les bancs 1 (grès au sommet du "grand slump", 3 et 5 (les deux bancs calcaires les plus épais)]. La coupe se termine par une barre gréseuse plurimétrique à nombreux galets mous et figures de courant (flute casts, groove casts, ...), la fluxoturbidite (fig. 88).

Après avoir traversé la colline des Aigrets nous regarderons le panorama en direction de la colline de la Serre d'Autruy ; puis nous examinerons de près l'ensemble des sills (fig. 90 et 91), en nous reportant à la description précédente (p. 45).

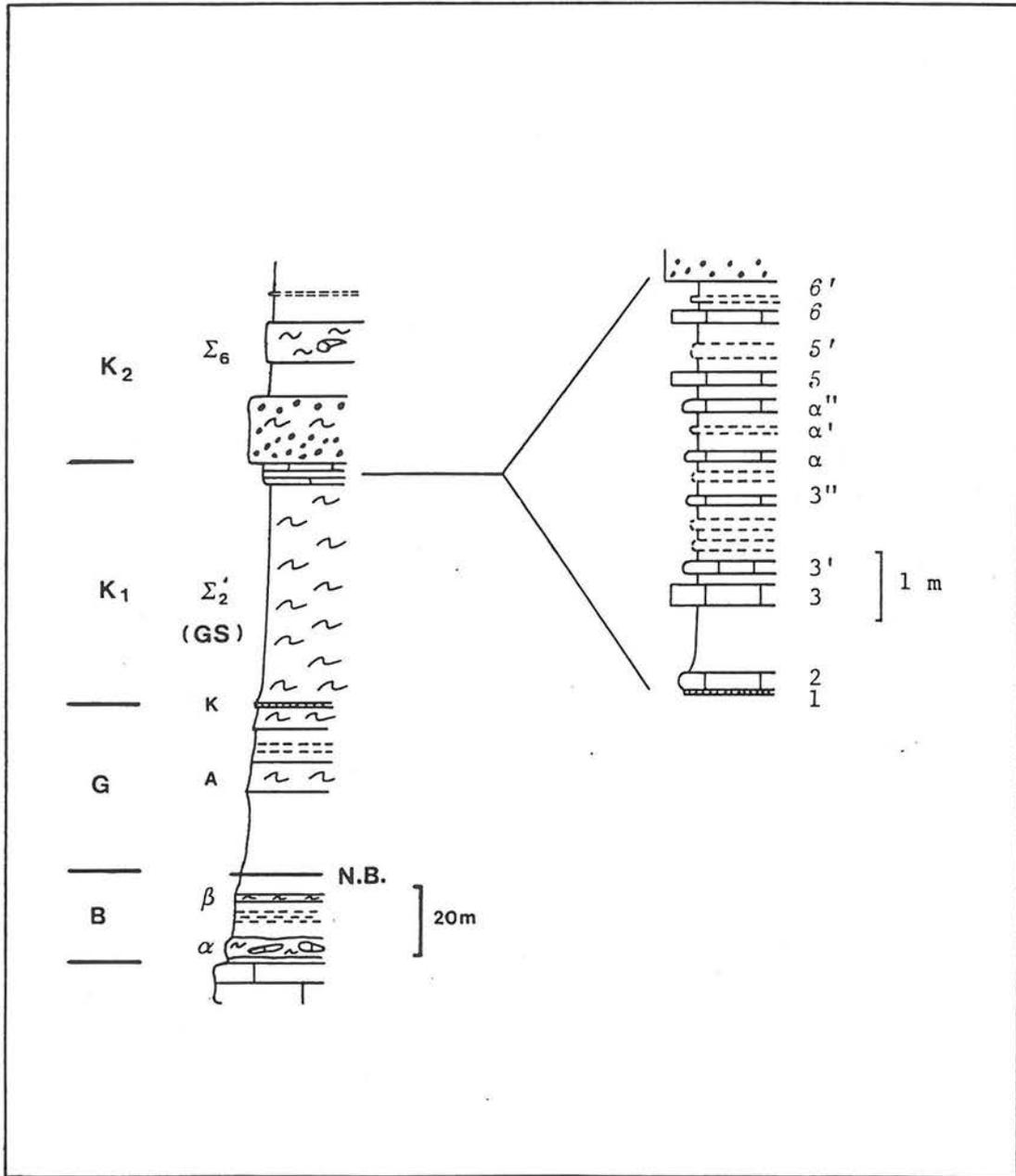


Figure 88 - L'Aptien de Saint-André-de-Rosans

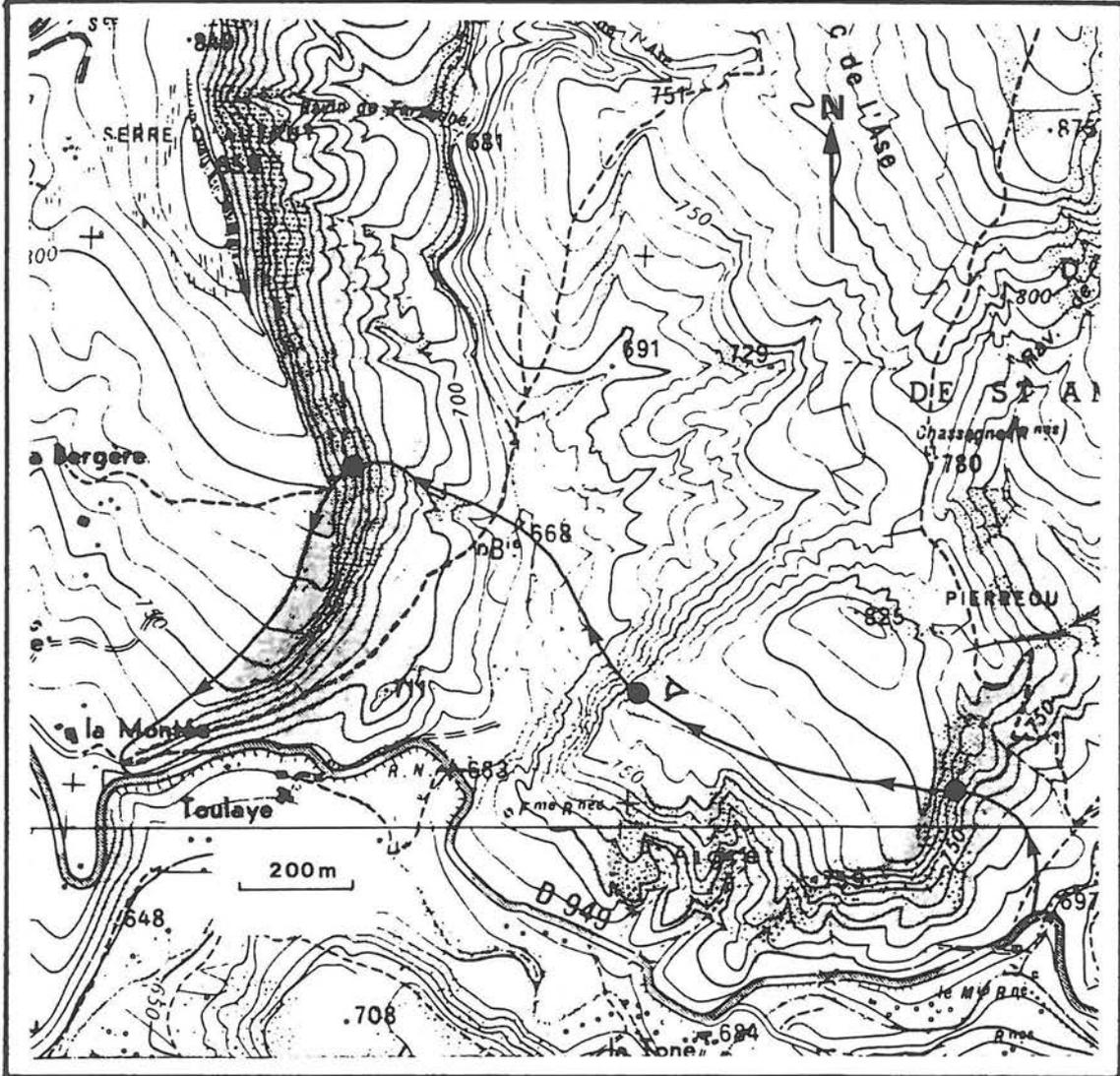


Figure 89 - Les sills de Rosans : itinéraire de la visite

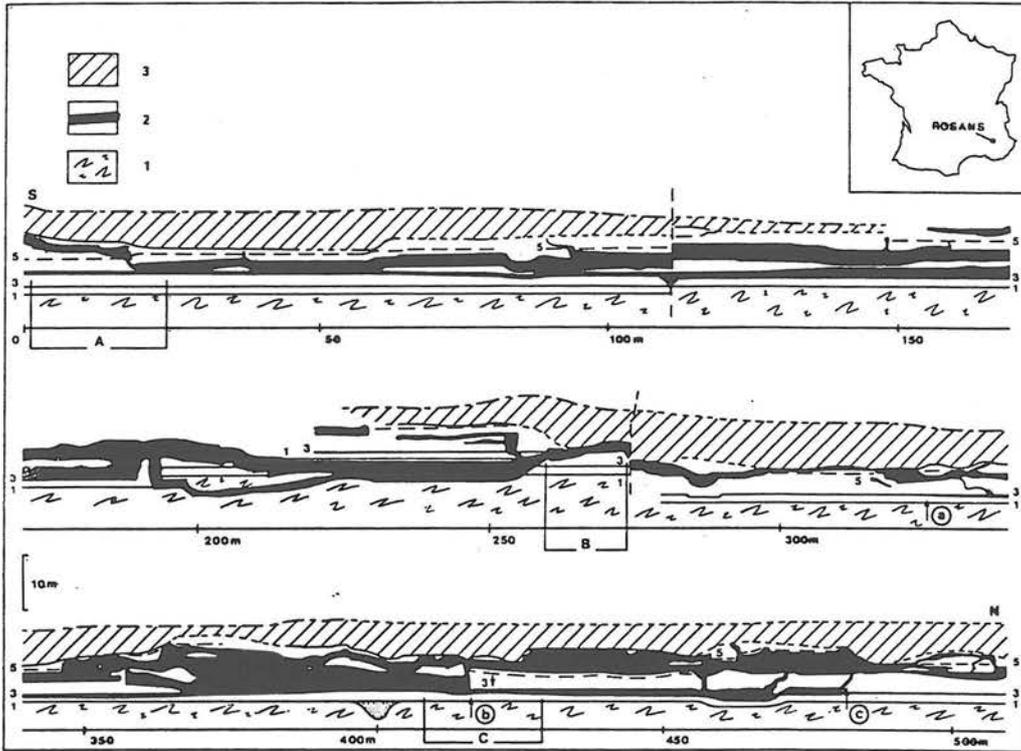


Figure 90 - Les sills de Rosans
 1. "Grand slump" Σ_2 , 2. Sills et dykes, 3. Fluxoturbidite

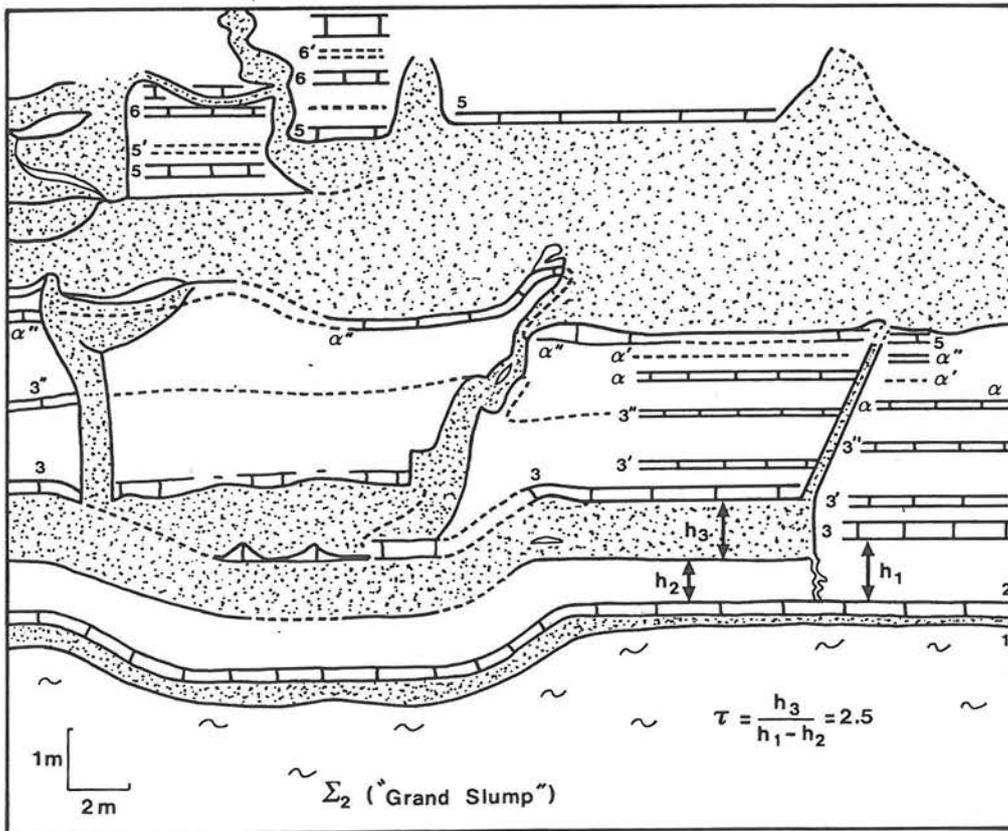


Figure 91 - Les sills de Rosans : un exemple de "marches d'escalier"

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- ANASTASAKIS G.C. et STANLEY D.J. (1984). - Sapropels and organic-rich variants in the Mediterranean : sequence development and classification. - In STOW D.A.V. et PIPER D.J.A. (1984), Fine-grained sediments : deep water processes and facies, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 497-510.
- ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H. et MASSE J.P. (1978). - Les discontinuités sédimentaires du Barrémien supérieur-Bédoulien sur le pourtour de la zone vocontienne. - In "Livre Jubilaire Jacques Flandrin", "Les sédiments", p. 11-27.
- ARNAUD H. (1981). - De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien : le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Büech (Vercors méridional, Diois oriental et Dévoluy). - Thèse Doct. ès. Sci., Grenoble, Géologie Alpine, mém. 12, 804 p.
- ARNAUD H., GIDON M. et PAIRIS J.L. (1977). - Précisions sur la structure des chaînes subalpines méridionales dans la région de Faucon-Turriers-Clamensane (Alpes-de-Haute-Provence). - Géologie Alpine, t. 53, p. 5-34.
- BEAUDOIN B. (1977). - Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin : le Jurassique Terminal-Berriasien des chaînes subalpines méridionales. - Thèse Doct. ès. Sci., Caen, 339 p.
- BEAUDOIN B. (1980). - Le bassin subalpin au Mésozoïque. - In AUTRAN A. et DERCOURT J., Evolutions géologiques de la France, Mém. B.R.G.M. n° 107, p. 284-291.
- BEAUDOIN B., CAMPREDON R., COTILLON P. et GIGOT P. (1975). - Alpes méridionales françaises. Reconstitution du bassin de sédimentation. - IX^e Congr. Int. Sédimentologie, Nice, Livret-guide, Excursion n° 7, 230 p.
- BEAUDOIN B. et COADOU A. (1984). - Discontinuités sédimentaires et paroxysmes de la déformation : le Lias-Dogger du bassin subalpin. - Journée "Tectonique et Sédimentation", A.S.F., p. 5.
- BEAUDOIN B. et FRIES G. (1982). - Filons sédimentaires, *per descensum*, dans un système de fractures ouvertes. Le cas de l'Albien de Bevens (Alpes de Haute-Provence). - C.R. Acad. Sci. Paris, II, t. 295, p. 385-387.
- BEAUDOIN B., FRIES G. (1983). - Mesure directe de la compaction dans des sédiments argilo-carbonatés. - Journées R.C.P. 707, Indicadia, Lyon, Pré-tirage 8 p.
- BEAUDOIN B. et FRIES G. (1984). - Phénomènes de resédimentation. Crétacé inférieur subalpin. - V^e Congr. Eur. Sédimentologie, Marseille, Livret-guide, Excursion n° 6, 51 p.
- BEAUDOIN B., FRIES G., JOSEPH P. et PATERNOSTER B. (1983). - Sills gréseux sédimentaires injectés dans l'Aptien supérieur de Rosans (Hautes-Alpes). - C.R. Acad. Sci. Paris, II, t. 296, p. 387-392.
- BEAUDOIN B., FRIES G., JOSEPH P. et PINAULT M. (1984). - Sedimentary dykes and sills, slumps and paleomorphology. - XVII^e Congr. Int. Geol., Moscou, th 4, II, p. 17.
- BEAUDOIN B., FRIES G. et PINOTEAU B. (1985). - Observation directe de la compaction dans des séries argileuses. - Journée sur les Argiles, E.N.S.M.P., Paris, p. 109-118.
- BEAUDOIN B., FRIES G., PARIZE O. et PINAULT M. (1985). - Exemples de fracturation précoce dans des massifs argileux. - Journée sur les Argiles, E.N.S.M.P., Paris, p. 95-108.
- BEAUDOIN B., FRIES G., PARIZE O. et PINAULT M. (1985). - L'origine des injections sableuses : les sills et les dykes albiens du Ravin de la Baume, Bevens (Alpes de Haute-Provence). - C.R. Acad. Sci. Paris, série II, t. 301, n° 6, p. 407-410.

- BEAUDOIN B., FRIES G., JOSEPH P., BOUCHET R; et CABROL C. (1986). - Tectonique synsédimentaire crétacée à l'Ouest de la Durance (SE France). - C. R. Acad. Sci. Paris, II, t. 303, n° 8, p. 713-718.
- BLANC J.J. et BROCHIER J. (1969). - Les faciès des "grès verts" (Albien). Sphéroïdes et figures sédimentaires dans la région d'Oppedette et Carniol (Alpes de Haute-Provence). - Bull. Soc. géol. France, 7, 11, p. 588-594.
- BREHERET J.G. (1983). - Sur les niveaux de black shales dans l'Albien inférieur et moyen du Domaine Vocontien (Sud-Est de la France) : étude du nannofaciès et signification des paléoenvironnements. - Bull. Muséum National Histoire Naturelle, Paris, 4^e série, 5, C, n° 1, p. 113-159.
- BREHERET J.G. (1985). - Indices d'un évènement anoxique étendu à la Téthys alpine, à l'Albien inférieur (évènement Paquier). - C.R. Acad. Sci. Paris, II, t. 300, 8, p. 355-358.
- BREISTROFFER M. (1947). - Sur les zones d'Ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre. - Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble, t. 26, p. 1-88.
- BROWN L.F. (1975). - Role of sediment compaction in determining geometry and distribution of fluvial and deltaic sandstones. - In CHILIGARIAN G.V. and WOLF K.H., Compaction of coarse grained sediments, I, p. 247-292.
- BRUNET M.F., BEAUDOIN B., FRIES G et PINOTEAU B. (1985). - Evolution de la subsidence dans des séries argilo-carbonatées. - Journée sur les Argiles, E.N.S.M.P., Paris, p. 85-94.
- CABROL C. (1985). - Etude du Crétacé moyen du Sud de la Montagne de Lure. - Rapport Option Sciences de la Terre, E.N.S.M.P., 54 p.
- COADOU A. et BEAUDOIN B. (1972). - Manifestations tectoniques du Lias moyen au Dogger dans les chaînes subalpines méridionales. - C.R. Séances Soc. géol. France, 6, p. 236-238.
- COTILLON P. (1971). - Le Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. Stratigraphie et sédimentologie. - Mém. B.R.G.M., n° 68, 313 p.
- FERRY S. (1976). - Cône d'épandage bioclastique en eau profonde et glissements sous-marins dans le Barrémien et l'Aptien inférieur vocontien de la Drôme. Implications paléostratigraphiques. - Thèse 3^e cycle, Lyon, 144 p.
- FERRY S. et FLANDRIN J. (1979). - Mégabèches de resédimentation, lacunes mécaniques et pseudo-"hard-grounds" sur la marge vocontienne au Barrémien et à l'Aptien inférieur (Sud-Est de la France). - Géologie Alpine, t. 55, p. 75-92.
- FRIES G. (1986). - Dynamique du bassin subalpin méridional de l'Aptien au Cénomaniens. - Thèse Doct. ès Sci., Paris VI, 370 p.
- FRIES G. et BEAUDOIN B. (1985). - Resédimentation de sapropels dans l'Apto-Albien du bassin du Sud-Est (France). - GRECO 52, Journées sur "les couches riches en matière organique et leurs conditions de dépôt", Tours, Doc. B.R.G.M., n° 110, p. 193-206.
- FRIES G., BEAUDOIN B., BIZON G. et J.J. (1985). - Le faisceau du Risou : contrôle morpho-tectonique de la sédimentation apto-cénomaniens (Hautes-Alpes, France). - C.R. Acad. Sci., II, t. 300, 17, p. 869-872.
- FRIES G., BEAUDOIN B., JOSEPH P. et PATERNOSTER B. (1984). - Les grès de Rosans et les slumpings aptiens associés : restitution paléomorphologique. - Bull. Soc. géol. France, 7^e série, t. XXVI, n° 4, p. 693-702.

- GRENETIER Y. (1984). - L'Aptien de Bourdeaux (Drôme). - Rapport Option Sciences de la Terre, E.N.S.M.P., 47 p.
- JOSEPH P. et SEMPERE T. (1977). - Reconstitution paléomorphologique et dynamique du dépôt au Néocène dans le Diois. - Rapport Option Sciences de la Terre, E.N.S.M.P., 241 p.
- JOSEPH P. (1983). - Position des slumpings dans l'évolution sédimentaire du Malm-Crétacé subalpin. - E.N.S.M.P. - G.S. Genebass, 11 p.
- JOSEPH P., CABROL C. et FRIES G. (1987). - Blocs basculés et passes sous-marines dans le champ de Banon (France, SE) à l'Apto-Albien : une paléotopographie directement contrôlée par la tectonique syn-sédimentaire décrochante. - C. R. Acad. Sci. Paris, II, t. 304, n° 9, p. 447-452.
- LANTEAUME M., GIGOT P. et CAMPREDON R. (1982). - Apports et limites de l'interprétation linéamentaire dans le domaine des Alpes occidentales méridionales. - Bull. Soc. géol. France, 7^e série, 14, 1, p. 49-62.
- LE DOEUFF D. (1977). - Rythmes et contournements synsédimentaires en série carbonatée alternante. Reconstitution paléomorphologique au Crétacé inférieur dans les chaînes subalpines méridionales. - Thèse 3^e cycle, Orsay, 229 p.
- LE GOC B. (1977). - Contribution à l'étude géologique - stratigraphie et paléogéographie - du Gargasien au Sénonien de la région Ventoux-Lure. Chaînes subalpines méridionales. - D.E.S.S., Lyon, 157 p.
- MAC COY F.W. et STANLEY D.J. (1984). - Formation of sapropels in the Tyro Basin. - Nature, vol. 309, 5970, p. 727-728.
- MASSE J.P. (1976). - Les calcaires urgoniens de Provence (Valanginien-Aptien inférieur) : stratigraphie, paléontologie ; les environnements et leur évolution. - Thèse Doct. ès Sci. Marseille, 445 p.
- MASSE J.P. et PHILIP J. (1976). - Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'isthme durancien. - Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., 2, vol. 18, fasc. 1, p. 49-66.
- MOULLADE M. (1966). - Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la fosse vocontienne. - Thèse Doct., Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, n° 15, 369 p.
- MOULLADE M. (1974). - Zones de foraminifères du Crétacé inférieur mésogéen. - C.R. Acad. Sci. Paris, série D, t. 278, 14, p. 1813-1816.
- MUTTI E. et RICCI LUCCHI F. (1974). - La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites. - Bull. Soc. géol. France, 7, 16, p. 577-582.
- NORMARK W.R. (1978). - Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans : characters for recognition of sandy turbidite environments. - Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 62, p. 912-931.
- ODIN S. et KENNEDY J. (1982). - Mise à jour de l'échelle des temps mésozoïques. - C.R. Acad. Sci., II, t. 294, p. 383-386.
- PATERNOSTER B. (1983). - Sills et dykes sédimentaires dans le contexte paléomorphologique de l'Aptien de Rosans. - Rapport Option Sciences de la Terre, E.N.S.M.P., 84 p.
- RAGAZZI M. (1982). - L'Aptien dans les Alpes Maritimes - stratigraphie, paléoécologie, sédimentologie. - Thèse 3^e cycle, Nice, 209 p.
- SALINAS E. (1985). - Associations de microfaune dans la série apto-albienne du Bassin du Sud-Est (France). - Rapport D.E.A., E.N.S.M.P., 47 p.

- SIGAL J. (1977). - Essai de zonation du Crétacé méditerranéen à l'aide des foraminifères planctoniques. - Géologie Méditerranéenne, t. 4, n° 2, p. 99-108.
- SLACZKA A. et THOMPSON S. (1981). - A revision of the fluxoturbidite concept based on type examples in the Polish Carpathian Flysch. - Ann. Soc. Geol., 51, p. 3-44.
- SYNTHESE GEOLOGIQUE DU SUD-EST DE LA FRANCE (1984). - Mém. B.R.G.M., n° 125-126, 615 p.
- THIEULOY J.P. et GIROD J.P. (1964). - L'Aptien et l'Albien fossilifères du synclinal d'Autrans (Vercors septentrional). - Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 40, p. 91-111.
- THIEULOY J.P. et GIROD J.P. (1965). - Nouvelles données sur l'Albien de la Chartreuse et du Vercors. - Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 41, p. 141-163.
- WALKER R. (1978). - Deep-water sandstones facies and ancient submarine fans models for exploration for stratigraphic traps. - Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 62, p. 932-966.

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

Figure 1	- Itinéraire de l'excursion	2
Figure 2	- Schéma structural du bassin subalpin	6
Figure 3	- La série mésozoïque (environs de Sisteron)	8
Figure 4	- Analyse séquentielle de la série aptienne	10
Figure 5	- Analyse séquentielle de la série albiennne	13
Figure 6	- Découpage séquentiel de la série apto-albiennne	14
Tableau 1	- Biozonation de l'Aptien	16
Tableau 2	- Biozonation de l'Albien	18
Figure 7	- La base de la série aptienne : comparaison entre le revers sud de la Montagne de Lure (I) et le domaine de bassin (II)	22
Figure 8	- Evolution et variabilité des séquences albiennes	22
Figure 9	- Evolution et variabilité de la série aptienne	26
Figure 10	- Le bassin subalpin à l'Aptien	26
Figure 11	- Cartes d'isopaques : a. Séquence B - b. Séquence G c. Séquence K1 - d. Séquence K2	28 29
Figure 12	- Localisation des grès	30
Figure 13	- Le bassin subalpin à l'Albien	30
Figure 14	- Carte d'épaisseur totale de l'Albien	32
Figure 15	- Carte d'épaisseur totale : a. Séquences A1/A2 - b. Séquences A3/A4	33
Figure 16	- Cartes paléomorphologiques du bassin subalpin a. Au Berriasien - b. Au Valanginien - Hauterivien c. Au Barrémien - d. A l'Apto-Albien	34 35
Figure 17	- Localisation des trois exemples de tectonique synsédimentaire	36
Figure 18	- Failles synsédimentaires près de Saint-André-les-Alpes et Angles	38
Figure 19	- Le faisceau du Risou	38
Figure 20	- Le fonctionnement du faisceau du Risou à l'Aptien	40
Figure 21	- Le fonctionnement du faisceau du Risou à l'Apto-Cénomannien	40
Figure 22	- Tectonique synsédimentaire apto-albiennne (Carniol-La Bidousse)	42
Figure 23	- Bloc-diagramme du sommet de l'Urgonien	44
Figure 24	- L'Aptien de Rosans	44
Figure 25	- Les sills de Rosans	46
Figure 26	- Les sills de Rosans : essai de décompaction	46
Figure 27	- Relation entre les sills et la fluxoturbidite	47
Figure 28	- La série apto-albiennne de Bevons - Le Puy	48
Figure 29	- La colline du Puy a. Son aspect actuel - b. Analyse	49
Figure 30	- Les filons majeurs de Bevons	50
Figure 31	- La mise en place des sills et des dykes : un premier modèle	51
Figure 32	- Les corps sableux du ravin de la Baume et les injections associées	52
Figure 33	- Relation génétique entre corps turbiditique et injections sableuses	52
Figure 34	- La mise en place des sills et dykes gréseux : second modèle	53
Figure 35	- La flexure de la Montagne de Lure	54
Figure 36	- Localisation de l'Eventail de Ceüse dans le bassin	56
Figure 37	- La séquence B : comparaison des coupes de Saint-Auban (StA), La Chaudière (CH) et Serres-Chaitieu (SC)	56
Figure 38	- Les slumps α et β	58
Figure 39	- Le slump γ	58
Figure 40	- Carte d'isopaques de la séquence B	59
Figure 41	- La séquence G : les coupes du Taris (Ts) et de La Chaudière (CH)	60
Figure 42	- Le slump A	62
Figure 43	- le slump B	62
Figure 44	- Les slumps C et D	63
Figure 45	- Le slump E	63

Figure 46	- Les chenaux gréseux F	64
Figure 47	- Le slump G	64
Figure 48	- Le slump H	65
Figure 49	- Le slump I	65
Figure 50	- Le slump J	66
Figure 51	- Le slump K	66
Figure 52	- Superposition de tous les axes instantanés de dépôts (séquence G)	67
Figure 53	- La séquence G :	
	a. Isopaques - b. Epaisseur cumulée de slumps	68
	c. Epaisseur cumulée des "non-slumps" - d. Directions et sens de courants	69
Figure 54	- La séquence K1 : les coupes de de Francillon (Fr) et Bourdeaux (Bx)	70
Figure 55	- La séquence K1 :	
	a. Le slump $\Sigma 1$ - b. Le slump $\Sigma 2$ (le "grand slump")	72
	c. Le slump $\Sigma 3$ - d. Le slump $\Sigma 4$	73
Figure 56	- Carte d'isopaques de la séquence K1	74
Figure 57	- La séquence K2 : les coupes de Bourdeaux (Bx) et du Moulin (Mn)	74
Figure 58	- La fluxoturbidite	76
Figure 59	- La coupe de Nyons	76
Figure 60	- Les deux slumps de K2 ($\Sigma 3$ et $\Sigma 6$)	77
Figure 61	- Carte d'isopaques de la séquence K2	77
Figure 62	- Les grès albiens	78
Figure 63	- L'Eventail de Ceüse	80
Figure 64	- Le profil transversal	80
Figure 65	- Itinéraire de l'excursion	84
Figure 66	- Carte de localisation (arrêt n° 1)	86
Figure 67	- Gigors	86
Figure 68	- La coupe de Gigors	88
Figure 69	- Carte de localisation (arrêt n° 2)	90
Figure 70	- Le pays de Bourdeaux	90
Figure 71	- La coupe des Cosmes	92
Figure 72	- Les Cosmes : variabilité des corps F à K (séquence G)	92
Figure 73	- Les chenaux gréseux dans le pays de Bourdeaux (corps F)	93
Figure 74	- Profil transversal Félines (Fe) - Francillon (Fr) - Les Cosmes (Co)	93
Figure 75	- Profil longitudinal Francillon (Fr) - Bourdeaux (Bx) - Saint-Hilaire (SH) - Les Peirassols (Pei)	94
Figure 76	- Bloc-diagramme du sommet de l'Aptien dans le pays de Bourdeaux	94
Figure 77	- Carte de localisation (arrêt n° 3)	97
Figure 78	- Arnayon - le ravin des Pennes	97
Figure 79	- La coupe du ravin des Pennes	98
Figure 80	- Corrélacion Arnayon - ravin des Pennes	100
Figure 81	- Evolution verticale d'un faisceau de turbidites gargasiennes	100
Figure 82	- Carte de localisation (arrêt n° 4)	103
Figure 83	- Rosans	103
Figure 84	- La discontinuité B/G (Rosans Nord)	104
Figure 85	- La coupe de Saint-Jaume	106
Figure 86	- Rosans	110
Figure 87	- La faille du Risou : le fonctionnement apto-cénomarien	110
Figure 88	- L'Aptien de Saint-André-de-Rosans	112
Figure 89	- Les sills de Rosans : itinéraire de la visite	113
Figure 90	- Les sills de Rosans	114
Figure 91	- Les sills de Rosans : un exemple de "marches d'escalier"	114

Ce document a été imprimé par
PHOTOLABO HASSLER
4 rue Dancourt, 77300 Fontainebleau

Dépôt légal : 1er trimestre 1988

An aerial photograph of a coastal landscape. The foreground shows a winding road through terraced fields. The middle ground features a large, flat area, possibly a beach or a field, with some structures. The background shows a coastline with buildings and a body of water. The overall scene is a mix of natural and human-made elements.

Livret d'excursion

L'EVENTAIL SOUS-MARIN DE CÈUSE
(S.E. FRANCE) A L'APTO-ALBIEN

LIVRE ASF N°02

ISSN 0990-3925
ISBN 2-907205-01-3