



**HAL**  
open science

# La "demi-fenêtre d'Allos" (Alpes de Haute-Provence) : étude stratigraphique et tectonique - Alpes françaises

Pierre Cochonat

► **To cite this version:**

Pierre Cochonat. La "demi-fenêtre d'Allos" (Alpes de Haute-Provence) : étude stratigraphique et tectonique - Alpes françaises. Stratigraphie. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1977. Français. NNT: . tel-00749427

**HAL Id: tel-00749427**

**<https://theses.hal.science/tel-00749427>**

Submitted on 7 Nov 2012

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

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

*J. Babin*

THESE DE DOCTORAT DE SPECIALITE  
UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE  
Spécialité : sciences de la terre  
Mention : géologie appliquée

# LA « DEMI - FENÊTRE D'ALLOS »

(Alpes de Haute-Provence)

## ETUDE STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE

par Pierre COCHONAT

Soutenu le Juillet 1977 devant la commission d'examen :

J. DEBELMAS	Président
C. KERCKHOVE	Rapporteur
M. GIDON	Examineur
Y. GUBLER	Invitée



THESE DE DOCTORAT DE SPECIALITE  
UNIVERSITE SCIENTIFIQUE ET MEDICALE DE GRENOBLE  
Spécialité : sciences de la terre  
Mention : géologie appliquée

## LA « DEMI - FENÊTRE D'ALLOS »

( Alpes de Haute-Provence )

### ETUDE STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE

par Pierre COCHONAT

Soutenu le Juillet 1977 devant la commission d'examen :

J. DEBELMAS	Président
C. KERCKHOVE	Rapporteur
M. GIDON	Examineur
Y. GUBLER	Invitée

Monsieur Gabriel CAU : Président  
Monsieur Pierre JULLIEN : Vice Président

MEMBRES DU CORPS ENSEIGNANT DE L'U.S.M.G.

PROFESSEURS TITULAIRES

MM	AMBLARD Pierre	Clinique de dermatologie
	ARNAUD Paul	Chimie
	ARVIEU Robert	I.S.N
	AUBERT Guy	Physique
	AYANT Yves	Physique approfondie
Mme	BARBIER Marie-Jeanne	Electrochimie
MM.	BARBIER Jean-Claude	Physique Expérimentale
	BARBIER Reynold	Géologie appliquée
	BARJON Robert	Physique nucléaire
	BARNOUD Fernand	Biosynthèse de la cellulose
	BARRA Jean-René	Statistiques
	BARRIE Joseph	Clinique chirurgicale
	BEAUDOING André	Clinique de Pédiatrie et Puériculture
	BELORIZKY Elie	Physique
	BERNARD Alain	Mathématiques Pures
Mme	BERTRANDIAS Françoise	Mathématiques Pures
MM.	BERTRANDIAS Jean-Paul	Mathématiques Pures
	BEZEZ Henri	Pathologie chirurgicale
	BLAMBERT Maurice	Mathématiques Pures
	BOLLIET Louis	Informatique (IUT B)
	BONNET Jean-Louis	Clinique ophtalmologique
	BONNET-EYMARD Joseph	Clinique gastro-entérologique
Mme	BONNIER Marie-Jeanne	Chimie générale
MM.	BOUCHERLE André	Chimie et toxicologie
	BOUCHEZ Robert	Physique nucléaire
	BOUSSARD Jean-Claude	Mathématiques appliquées
	BOUTET DE MONTVEL Louis	Mathématiques Pures
	BRAVARD Yves	Géographie
	CABANEL Guy	Clinique rhumatologique et hydrologique
	CALAS François	Anatomie
	CARLIER Georges	Biologie végétale
	CARRAZ Gilbert	Biologie animale et pharmacodynamie
	CAU Gabriel	Médecine légale et toxicologie
	CAUQUIS Georges	Chimie organique
	CHABAUTY Claude	Mathématiques Pures
	CHARACHON Robert	Clinique Oto-rhino-laryngologique
	CHATEAU Robert	Clinique de neurologie
	CHIBON Pierre	Biologie animale
	COEUR André	Pharmacie chimique et chimie analytique
	CONTAMTIN Robert	Clinique gynécologique
	COUDERC Pierre	Anatomie pathologique
Mme	DEBELMAS Anne-Marie	Matière médicale
MM.	DEBELMAS Jacques	Géologie générale
	DEGRANGE Charles	Zoologie
	DELORMAS Pierre	Pneumophtisiologie



MM.	DEPORTES Charles	Chimie minérale
	DESRE Pierre	Métallurgie
	DESSAUX Georges	Physiologie animale
	DODU Jacques	Mécanique appliquée (IUT I)
	DOLIQUE Jean-Michel	Physique des plasmas
	DREYFUS Bernard	Thermodynamique
	DUCROS Pierre	Cristallographie
	GAGNAIRE Didier	Chimie Physique
	GALVANI Octave	Mathématiques Pures
	GASTINEL Noël	Analyse numérique
	GAVEND Michel	Pharmacologie
	GEINDRE Michel	Electroradiologie
	GERBER Robert	Mathématiques Pures
	GERMAIN Jean-Pierre	Mécanique
	GIRAUD Pierre	Géologie
	JANIN Bernard	Géographie
	KAHANE André	Physique généralé
	KLEIN Joseph	Mathématiques Pures
	KOSZUL Jean-Louis	Mathématiques Pures
	KRAVTCHENKO Julien	Mécanique
	KUNTZMANN Jean	Mathématiques Appliquées
	LACAZE Albert	Thermodynamique
	LACHARME Jean	Biologie végétale
Mme	LAJZERCWICZ Janine	Physique
MM.	LAJZERCWICZ Joseph	Physique
	LATREILLE René	Chirurgie générale
	LATURAZE Jean	Biochimie Pharmaceutique
	LAURENT Pierre	Mathématiques Appliquées
	LEDRU Jean	Clinique médicale B
	LE ROY Philippe	Mécanique (IUT I)
	LLIBOUTRY Louis	Géophysique
	LOISEAUX Pierre	Sciences Nucléaires
	LONGEQUEUE Jean-Pierre	Physique Nucléaire
	LOUP Jean	Géographie
Melle	LUTZ Elisabeth	Mathématiques Pures
MM.	MALINAS Yves	Clinique Obstétricale
	MARTIN-NOEL Pierre	Clinique Cardiologique
	MAZARE Yves	Clinique Médicale A
	MICHEL Robert	Minéralogie et Pétrographie
	MICOUD Max	Clinique Maladies infectieuses
	MOURIQUAND Claude	Histologie
	MOUSSA André	Chimie Nucléaire
	NOZIERES Philippe	Spectrometrie Physique
	OZENDA Paul	Botanique
	PAYAN Jean-Jacques	Mathématiques Pures
	PEBAY-PEYROULA Jean-Claude	Physique
	PERRET Jean	Semeiologie Médicale (Neurologie)
	RASSAT André	Chimie systématique
	RENARD Michel	Thermodynamique
	REVOL Michel	Urologie
	RINALDI Renaud	Physique
	DE ROUGEMONT Jacques	Neuro-Chirurgie
	SEIGNEURIN Raymond	Microbiologie et Hygiène
	SENGEL Philippe	Zoologie
	SIBILLE Robert	Construction mécanique (IUT I)
	SOUTIF Michel	Physique générale
	TANCHE Maurice	Physiologie
	TRAYNARD Philippe	Chimie générale

MM.	VAILLANT François	Zoologie
	VALENTIN Jacques	Physique Nucléaire
	VAUQUOIS Bernard	Calcul électronique
Mme	VERAIN Alice	Pharmacie galénique
MM.	VERAIN André	Physique
	VEYRET Paul	Géographie
	VIGNAIS Pierre	Biochimie médicale

PROFESSEURS ASSOCIES

MM.	CRABBE Pierre	CERMO
	DEMBICKI Eugéniuz	Mécanique
	JOHNSON Thomas	Mathématiques appliquées
	PENNEY Thomas	Physique

PROFESSEURS SANS CHAIRE

Mle	AGNIUS-DELORD Claudine	Physique pharmaceutique
	ALARY Josette	Chimie analytique
MM.	AMBROISE-THOMAS Pierre	Parasitologie
	ARMAND Gilbert	Géographie
	BENZAKEN Claude	Mathématiques appliquées
	BIAREZ Jean-Pierre	Mécanique
	BILLET Jean	Géographie
	BOUCHET Yves	Anatomie
	BRUGEL Lucien	Energétique (IUT I)
	BUISSON René	Physique (IUT I)
	BUTEL Jean	Orthopédie
	COHEN ADDAD Pierre	Spectrometrie physique
	COLOMB Maurice	Biochimie
	CONTE René	Physique (IUT I)
	DELOBEL Claude	M.I.A.G.
	DEPASSEL Roger	Mécanique des fluides
	FONTAINE Jean-Marc	Mathématiques Pures
	GAUTRON René	Chimie
	GIDON Paul	Géologie et Minéralogie
	GLENAT René	Chimie organique
	GROULADE Joseph	Biochimie médicale
	HACQUES Gérard	Calcul numérique
	HOLLARD Daniel	Hématologie
	HUGONOT Robert	Hygiène et Médecine préventive
	IDELMAN Simon	Physiologie animale
	JOLY Jean-René	Mathématiques Pures
	JULLIEN Pierre	Mathématiques Appliquées
Mme	KAHANE Josette	Physique
MM.	KRAKOWIACK Sacha	Mathématiques Appliquées
	KUHN Gérard	Physique (IUT I)
	LUU DUC Cuong	Chimie organique
	MAYNARD Roger	Physique du solide
Mme	MINIER Colette	Physique (IUT I)
MM.	PELMONT Jean	Biochimie
	PERRIAUX Jean-Jacques	Géologie et Minéralogie
	PFISTER Jean-Claude	Physique du solide
Mle	PIERY Yvette	Physiologie animale



MM.	RAYNAUD Hervé	M. I. A. G.
	REBECQ Jacques	Biologie (CUS)
	REYMOND Jean-Charles	Chirurgie générale
	RICHARD Lucien	Biologie végétale
Mme	RINAUDO Marguerite	Chimie macromoléculaire
MM.	ROBERT André	Chimie papetière
	SARRAZIN Roger	Anatomie et chirurgie
	SARROT-REYNAULD Jean	Géologie
	SIROT Louis	Chirurgie générale
Mme	SOUTIF Jeanne	Physique générale
MM.	STIEGLITZ Paul	Anesthésiologie
	VIALON Pierre	Géologie
	VAN CUTSEM Bernard	Mathématiques Appliquées

MAITRES DE CONFERENCES ET MAITRES DE CONFERENCES AGREGES

MM.	ARMAND Yves	Chimie (IUT I)
	BACHELOT Yvan	Endocrinologie
	BARGE Michel	Neuro chirurgie
	BEGUIN Claude	Chimie organique
Mme	BERIEL Hélène	Pharmacodynamie
MM.	BOST Michel	Pédiatrie
	BOUCHARLAT Jacques	Psychiatrie adultes
Mme	BOUCHE Liane	Mathématiques (CUS)
MM.	BRODEAU François	Mathématiques (IUT B) (Personne étrangère habilitée à être directeur de thèse)
	CHAMBAZ Edmond	Biochimie médicale
	CHAMPETIER Jean	Anatomie et organogénèse
	CHARDON Michel	Géographie
	CHERADAME Hervé	Chimie papetière
	CHIAVERINA Jean	Biologie appliquée (EFP)
	CONTAMIN Charles	Chirurgie thoracique et cardio-vasculaire
	CORDONNIER Daniel	Néphrologie
	COULOMB Max	Radiologie
	CROUZET Guy	Radiologie
	CYROT Michel	Physique du solide
	DENIS Bernard	Cardiologie
	DOUCE Roland	Physiologie végétale
	DUSSAUD René	Mathématiques (CUS)
Mme	ETERRADCSSI Jacqueline	Physiologie
MM.	FAURE Jacques	Médecine légale
	FAURE Gilbert	Urologie
	GAUTIER Robert	Chirurgie générale
	GIDON Maurice	Géologie
	GROS Yves	Physique (IUT I)
	GUIGNIER Michel	Thérapeutique
	GUITTON Jacques	Chimie
	HICTER Pierre	Chimie
	JALBERT Pierre	Histologie
	JUNIEN-LAVILLAVROY Claude	O. R. L.
	ROLODIE Lucien	Hématologie
	LE NOC Pierre	Bactériologie-virologie
	MACHE Régis	Physiologie végétale
	MAGNIN Robert	Hygiène et médecine préventive
	MALLION Jean-Michel	Médecine du travail

MM.	MARECHAL Jean	Mécanique (IUT I)
	MARTIN-BOUYER Michel	Chimie (CUS)
	MICHOULIER Jean	Physique (IUT I)
	NEGRE Robert	Mécanique (IUT I)
	NEMOZ Alain	Thermodynamique
	NOUGARET Marcel	Automatique (IUT I)
	PARAMELLE Bernard	Pneumologie
	PECCOUD François	Analyse (IUT B) (Personnalité étrangère habilitée à être directeur de thèse)
	PEFFEN René	Métallurgie (IUT I)
	PERRIER Guy	Géophysique-Glaciologie
	PHELIP Xavier	Rhumatologie
	RACHAIL Michel	Médecine Interne
	RACINET Claude	Gynécologie et Obstétrique
	RAMBAUD André	Hygiène et Hydrologie (Pharmacie)
	RAMBAUD Pierre	Pédiatrie
	RAPHAEL Bernard	Stomatologie
Mme	RENAUDET Jacqueline	Bactériologie (Pharmacie)
MM	ROBERT Jean-Bernard	Chimie Physique
	ROMIER Guy	Mathématiques (IUT B) (Personnalité étrangère habilité à être dire- cteur de thèse)
	SCHAERER René	Cancérologie
	SHOM Jean-Claude	Chimie Générale
	STOEBNER Pierre	Anatomie Pathologie
	VROUSOS Constantin	Radiologie

MAITRES DE CONFERENCES ASSOCIES

MM.	DEVINE Roderick	Spectro Physique
	HODGES Christopher	Transition de Phases

Fait à SAINT MARTIN D'HERES, NOVEMBRE 1976



AVANT-PROPOS

*Le présent mémoire est le résultat de deux années de travail ; je voudrais exprimer ma profonde reconnaissance à tous ceux qui m'ont permis de les mener à bien.*

*Tout d'abord, Monsieur Cl. KERCKHOVE qui m'a fait profiter de ses nombreux conseils et de ses critiques en suivant constamment le déroulement de cette étude, et qui m'a communiqué le goût de la géologie de terrain ; Monsieur J. DEBELMAS, Président du Jury, qui a manifesté son intérêt pour ces recherches ; Monsieur M. GIDON, qui m'a accordé sa confiance en 1975 et qui a bien voulu m'accompagner sur le terrain ; Madame Y. GUBLER qui a accepté de faire partie de mon jury.*

*Je remercie également Mesdames A. ARNAUD et F. BEAUMONT ; Messieurs P. GIBERGY, M. LEMOINE, J.-L. PAIRIS, B. PORTHAULT, J.-P. THIEULOY, J.-P. USELLE ; Mademoiselle P. VADOT et Madame Th. VALLIER.*

*Je n'oublierai pas les habitants d'Allos, tout particulièrement A. RAYNE dont je garde le meilleur souvenir, et tous ceux qui sont devenus des amis pendant les années passées ensemble à l'Institut.*

*Enfin, que Bernadette trouve ici le témoignage de ma reconnaissance et de mon affection pour tous les sacrifices qu'elle a consentis.*

*Je dédie ce travail à mes parents*

SOMMAIRE

=====

INTRODUCTION

CHAPITRE 1 : STRATIGRAPHIE

- 1) Généralités
- 2) Etude descriptive de la série stratigraphique de l'Autochtone
- 3) Conclusions de l'étude stratigraphique
- 4) Résumé

CHAPITRE 2 : TECTONIQUE

- 1) Généralités
- 2) Ensemble I : L'Autochtone
- 3) Ensemble II : Le Parautochtone
- 4) Etude des microstructures
- 5) Conclusion

CHAPITRE 3 : PROBLEMES DIVERS CONCERNANT L'EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE DE LA REGION D'ALLOS

- 1) Instabilité et remaniements sédimentaires dans la série éocénacée
- 2) Le problème de la position originelle de la dalle du Sénonien-Tertiaire
- 3) Reconstitution des structures anté-nappes
- 4) Tectogenèse

CONCLUSIONS GENERALES

BIBLIOGRAPHIE

LISTE DES FIGURES

TABLE DES MATIERES



INTRODUCTION

1 - SITUATION GEOGRAPHIQUE

2 - CADRE GEOLOGIQUE

3 - ETAT DES CONNAISSANCES ET PROBLEMES A L'ORIGINE DE CETTE  
ETUDE (1975)

4 - RESUME DES RESULTATS

1 - SITUATION GEOGRAPHIQUE (Fig. 1)

La région étudiée se situe au NE du département des Alpes de Haute-Provence, dans la haute vallée du Verdon.

Ce territoire correspond à la cuvette d'Allos au N et s'étend vers le S jusqu'à Clignon dans la vallée du Verdon. Il comprend également les premiers contreforts occidentaux du Massif du Pelat avec la pointe de Roche Cline (2418 m) qui domine la vallée à l'E. Il est couvert par les cartes IGN Allos n° 1-2 et 3-4 au 1/25 000.

Le village d'Allos (1425 m d'altitude) est au coeur d'un vaste ombilic glaciaire où confluent : le Verdon, les torrents du Bouchier et du Chadoulin issus du Mont Pelat (3052 m) et le torrent de Prébians descendant du Massif de Roche Cline.

Au S, Clignon est dans un autre ombilic plus petit, formé en amont du verrou de Colmars, et où arrivent les eaux du torrent de Clignon qui descendent du Massif de l'Encombrette (2682 m).

Le paysage de cette région est varié, modelé par le glacier du Verdon ; et est composé de :

- . falaises franches en altitude, ce qui créé d'importantes dénivelées ;
- . la vallée en auge du Verdon ;
- . "roubines" (ou "bad lands") dans les terrains tendres ;
- . plusieurs banquettes glaciaires à différents niveaux, souvent reboisées par l'homme.

Les communications se font :

- . au N avec la vallée de l'Ubaye par le Col d'Allos (2240 m) ;
- . à l'E avec le Haut Var par le Col des Champs (2191 m) ;
- . au S par la vallée du Verdon qui représente la seule voie de communication permanente. Ainsi la localité d'Allos regarde actuellement vers son chef-lieu administratif (Digne) et vers la Provence (Marseille et Toulon). Il existe une liaison ferroviaire à partir de Thorame (vallée du Verdon) qui permet l'accès vers Digne et Nice.

Il n'en a pas été ainsi jadis ; l'histoire a voulu qu'Allos appartienne à la Province de Savoie alors que la frontière avec la Provence passait plus au Sud, entre Colmars et Allos. Ce village fut ainsi isolé administrativement et géographiquement puisque la seule voie de communication naturelle ouverte vers le sud était coupée par la frontière.

Aujourd'hui Allos possède encore une situation administrative originale, puisque le canton d'Allos se limite à la seule commune d'Allos.

Actuellement, cette localité est sortie de son isolement ; elle connaît les activités habituelles de ces régions montagneuses :

- . une agriculture pauvre de montagne, basée sur l'élevage de bovins et sur la production laitière.



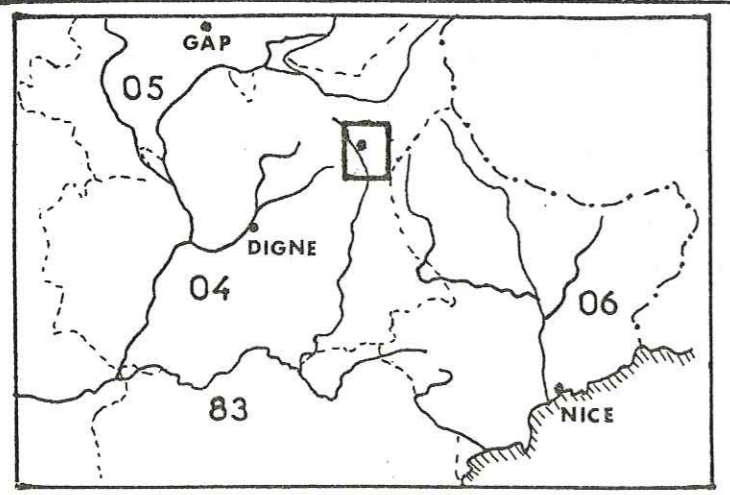
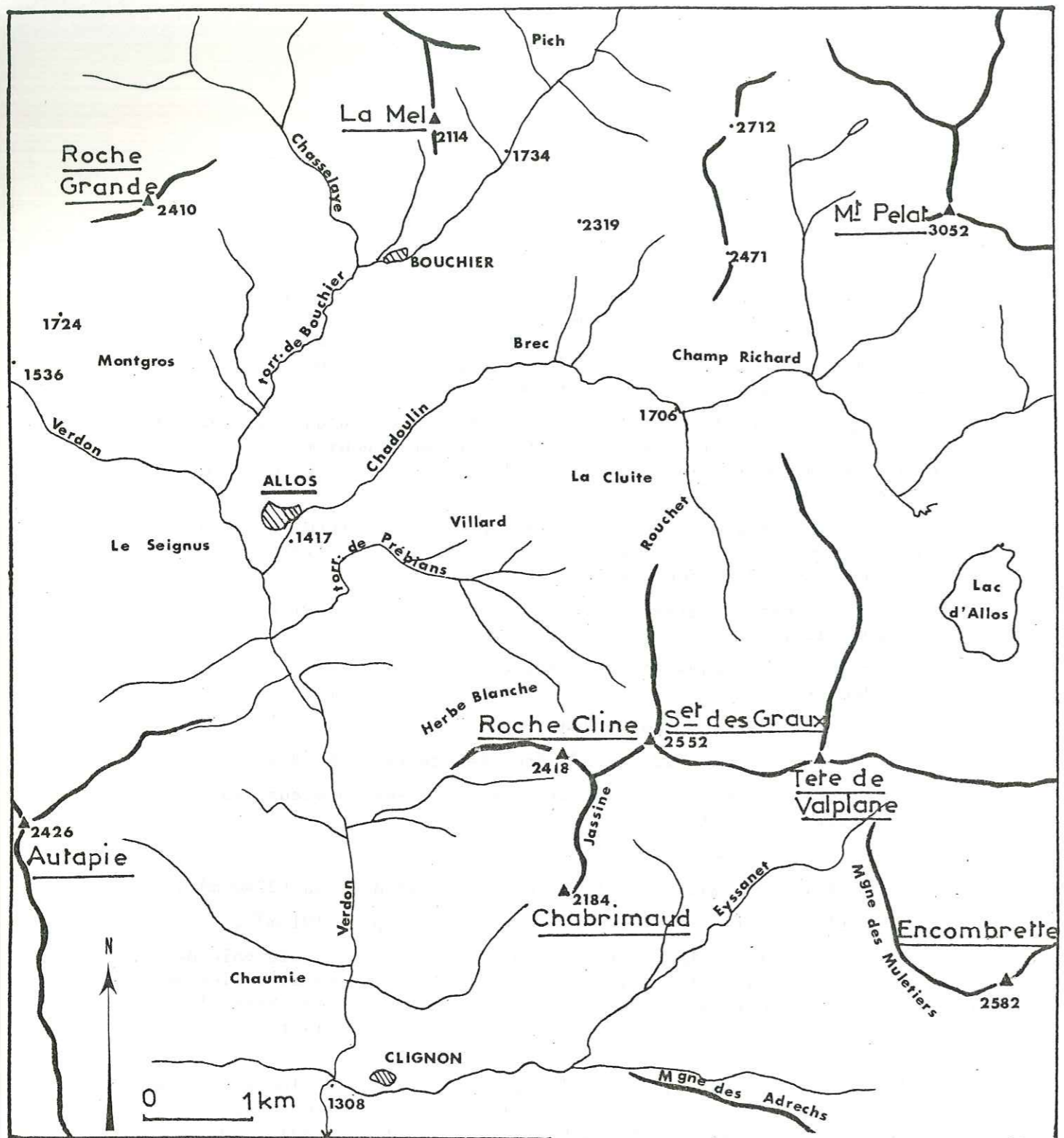


FIG 1  
SCHEMA OROHYDROGRAPHIQUE

- . une exploitation pastorale des alpages par les troupeaux d'ovins qui sauvegarde un certain équilibre du milieu naturel en altitude,
- . un tourisme estival qui se développe surtout grâce au pittoresque de la localité voisine de Colmars et grâce à la beauté du site du lac d'Allos,
- . un développement important de la station de ski du Seignus d'Allos.

Le tourisme favorise le développement de l'hôtellerie, du commerce, et des entreprises locales de Travaux Publics et de constructions de résidences secondaires.

2 - CADRE GEOLOGIQUE (Fig. 2 et 3)

Le secteur étudié se situe sur la bordure méridionale des nappes de l'Embrunais-Ubaye (zones internes), au contact de leur soubassement "autochtone" (zone subalpine).

La cuvette d'Allos est une demi-fenêtre d'érosion à travers les nappes, ouverte vers le S par la vallée du Verdon.

2-1 - Aperçu sur la série autochtone

La série stratigraphique se rattache au S à la zone subalpine méridionale, et aussi à la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes de l'Argentera et du Dôme de Barrot à l'E, au-delà du Var et de la Tinée.

On y distingue quatre ensembles lithostratigraphiques et structuraux :

- 1) Un soubassement profond de "Terres noires oxfordiennes". Seule sa partie sommitale est visible au coeur de l'anticlinal du ravin de Bouchier au NE d'Allos. Cette formation se développe surtout dans la vallée du Var (à l'E) au coeur de grands anticlinaux, et plus au N, dans la fenêtre de Barcelonnette où elle affleure très largement (voir carte Barcelonnette 1/50 000).
- 2) Une ossature de 400 m d'épaisseur, de calcaires du Jurassique supérieur ("corniche tithonique") surmontés de l'ensemble calcaréomarneux néocomiens. Elle affleure dans plusieurs structures anticlinales (ravin de Bouchier, route de Bouchier, vallée du Verdon et ravin de Clignon).
- 3) Une puissante série marneuse "médiocrétacée" (Gargasien à Cénomaniens) constituée de marnes et marno-calcaires sombres, tendres, entaillés par de profonds ravins (ou "roubines") lorsque la couverture morainique disparaît.
- 4) Une dalle sommitale de calcaires sénoniens et de leur couverture priabonienne légèrement discordante, avec ses trois termes habituels :

- . calcaires à Nummulites,
- . schistes à Globigérines,
- . grès d'Annot.



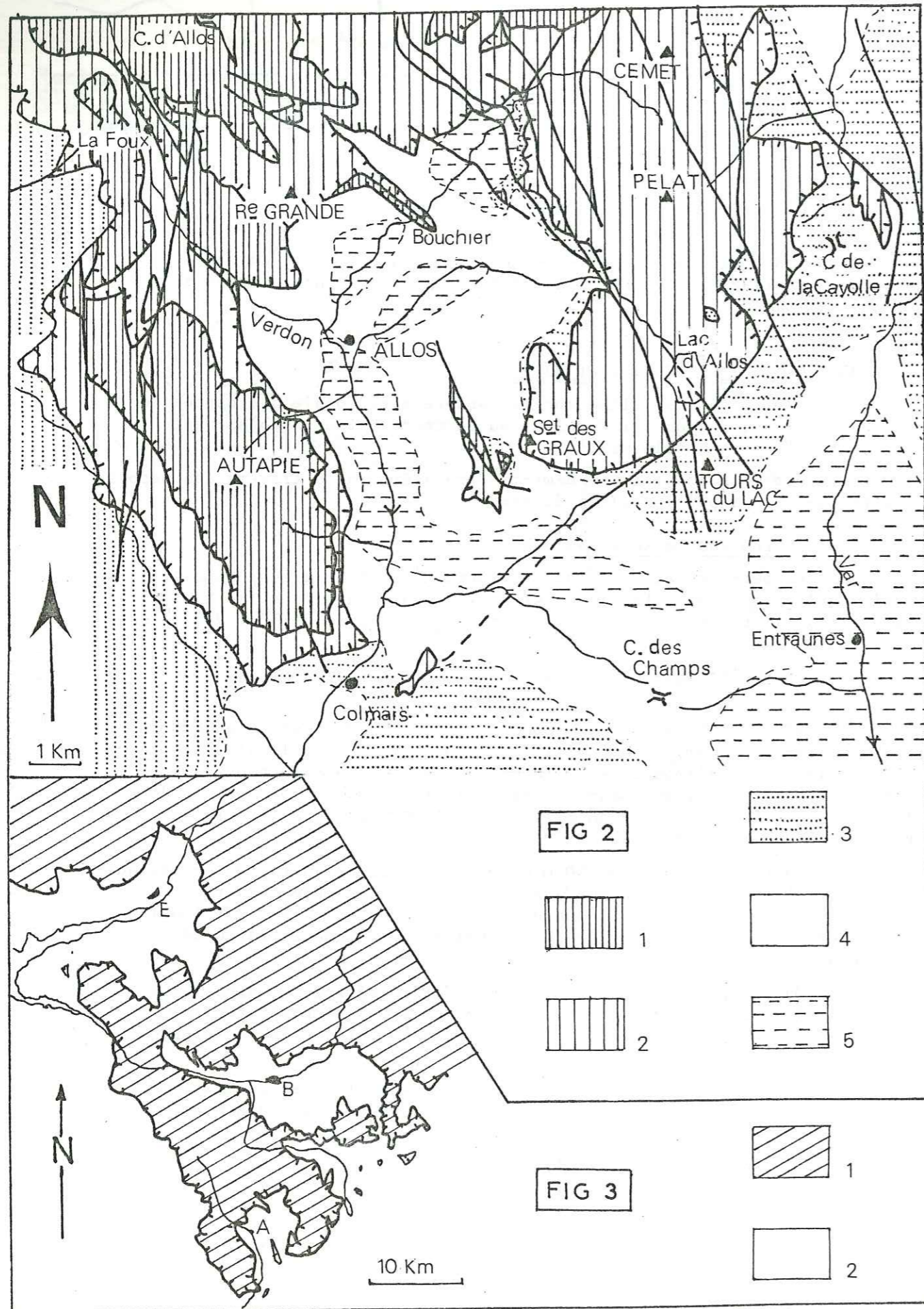


FIG 2

- 1 - Flysch à Helminthoïdes (nappe de l'Autapie).
- 2 - Unités subbriançonnaises (nappes du Pelat et du lac d'Allos).
- 3 - Crétacé supérieur et Tertiaire.
- 4 - Marnes médiocrétacées.
- 5 - Calcaires et marnes du Malm et du Crétacé inférieur.

FIG 3

- 1 - Zones internes
- 2 - Zones externes
- . A Allos
- . B Barcelonnette
- . E Embrun

LEGENDE Fig. 2

CADRE STRUCTURAL DE LA REGION D'ALLOS

(D'après Cl. KERCKHOVE, 1970)

- NAPPES DES ZONES INTERNES :
  - 1 - Flysch à Helminthoïdes (nappe de l'Autapie).
  - 2 - Unités subbriançonnaises (nappes du Pelat et du lac d'Allos).
- TERRAINS SUBALPINS :
  - 3 - Crétacé supérieur et Tertiaire.
  - 4 - Marnes médiocrétacées.
  - 5 - Calcaires et marnes du Malm et du Crétacé inférieur.

LEGENDE Fig. 3

SITUATION DE LA DEMI-FENETRE D'ALLOS

- 1 - Zones internes
- 2 - Zones externes
- . A Allos
- . B Barcelonnette
- . E Embrun



2-2 - Les terrains allochtones

Dans leur partie méridionale, les nappes de l'Embrunais-Ubaye ne comportent que 2 grands ensembles structuraux :

- un ensemble inférieur, surtout développé dans le massif du Pelat, représenté par une semelle d'unités subbriançonnaises formées d'un flysch éocène puissant associé à une série mésozoïque réduite. L'origine de ces unités subbriançonnaises se situe sur la marge la plus externe du domaine pennique ;

- un ensemble supérieur constitué par le cortège de flyschs néocrétacés de la nappe de l'Autapie qui affleurent essentiellement dans le massif du même nom, à l'Ouest d'Allos ;

La nappe de l'Autapie, d'origine alpine très interne, a été mise en place précocement, comme pseudo-couverture, sur les unités subbriançonnaises. Elle a été ensuite replissée avec ses dernières, avant le charriage final oligocène, sur l'autochtone du Haut Verdon.

Une troncature basale souligne le contact général des terrains allochtones sur le soubassement autochtone, lui-même tronqué par une surface d'érosion anté-nappe.

2-3 - Aperçu sur le quaternaire et les conditions d'observations

Les moraines forment le plus souvent des placages plus ou moins glissés sur les marnes et couvrent une surface importante dans la cuvette d'Allos et ses abords immédiats. Elles masquent parfois les corrélations de coupe à coupe dans les séries marneuses.

Les éboulis existent surtout en altitude sous les falaises calcaires et gréseuses.

Ce sont surtout les grands glissements quaternaires qui masquent les limites des ensembles structuraux dans le massif de Roche Cline.

Les cônes de déjection et les couloirs d'éboulis pouvant servir de couloir d'avalanche (à la Chalanche par exemple) sont également fréquents.

3 - ETAT DES CONNAISSANCES ET PROBLEMES A L'ORIGINE DE CETTE ETUDE (1975)

3-1 - Les documents existants

Les grandes lignes de la géologie de la région étudiée, sont connues depuis la publication du mémoire de thèse de Mme Y. GUBLER (1928).

Ce travail a été prolongé par la mise au point de la carte Allos 1/50 000 (1967) par le même auteur.

Dans ces deux ouvrages, on trouvera l'historique complet de travaux antérieurs à 1928 d'une part et les références des travaux ou de notes récentes (en particulier monographies inédites) d'autre part.

Plus récemment des données nouvelles ont été apportées par le mémoire de thèse de Cl. KERCKHOVE (1970) et la carte Barcelonnette 1/50 000 (1974) qui débordent légèrement sur la région étudiée (extrémité NE du ravin de Bouchier). Ces données concernent :

- la stratigraphie et la structure des unités allochtones dans les massifs du Pelat et de l'Autapie (définition de la nappe de l'Autapie notamment).

- les rapports structuraux entre nappe et autochtone, c'est-à-dire :

- . la mise en place (polyphasée) des nappes ;
- . l'existence d'une surface d'érosion anté-nappe ;
- . le jeu d'une tectonique tardive en distension (réseau de failles N-S).

En fin, l'ouvrage le plus récent disponible, le Guide Géologique des Alpes-Maritimes (Cl. KERCKHOVE, 1975) décrit un itinéraire passant par le Haut-Verdon. Il donne une carte schématique de la région d'Allos amputée malheureusement du texte explicatif initialement prévu.

3-2 - Synthèse des connaissances en 1975 (sur l'autochtone)

Si la nappe est relativement bien connue, l'autochtone n'a pas bénéficié d'une mise au point récente depuis la publication de la carte d'Allos dont les levés sont déjà assez anciens, bien que la carte n'ait été publiée qu'en 1967.

On peut résumer ainsi les connaissances actuelles sur la région :

3-2-1 - Stratigraphie

- Série continue du Lias au Cénomaniens, à dominante marno-calcaire ;
- dépôt probablement discordant du Nummulitique précédé parfois d'un conglomérat à éléments sénoniens ("poudingue d'Argens"). La série se singularise par la puissance des grès d'Annot ;
- la série est couronnée par les "schistes à blocs" (olistostrome annonciateur des premières nappes).

3-2-2 - Paléogéographie

Les dépôts anté-turonien sont d'abord néritiques puis pélagiques, ils se déposent sur la marge du bassin dauphinois - vocontien et diminuent d'épaisseur d'E en W. Aucun signe d'émersion n'existe, malgré une lacune à l'Aptien inférieur signalée plus à l'W dans la région de la Javie (Cl. VUILLERMOZ, 1961).

Le Crétacé supérieur se caractérise par des sédiments pélagiques peu épais par rapport aux faciès plus méridionaux. Ils sont déposés dans un sillon profond (El. KHOLY, 1972).

Après l'émersion de la zone subalpine vers la fin du Crétacé supérieur, la transgression nummulitique arrive de l'E ; elle s'achève par des dépôts détritiques importants (trilogie priabonienne).

Au début de l'Oligocène, la région est définitivement émergée.

3-2-3 - Tectonique

- Les calcaires du Crétacé supérieur en contact apparemment discordant avec les calcaires barrémiens semblent traduire l'existence d'une phase anté-sénonienne (ravin de Bouchier).



- Une phase néocrétacée (plissement E-W) affecte la série, mais elle est très effacée dans la région.
- L'écho d'une phase éocène explique la légère discordance du Nummulitique.
- Une phase probablement Sannoisienne, très violente, précède la mise en place des nappes épiglyptiques.
- La période néogène correspond à une période de distension ; elle est marquée par la formation d'un réseau de failles N-S, intervenant sans doute après divers mouvements du Miocène supérieur et du Pliocène comme dans tout le reste du domaine externe.

Enfin diverses complications se manifestent dans le dispositif structural, par exemple :

- Le Sénonien et le Tertiaire forment un ensemble dysharmonique sur les marnes médio-crétacées.
- Dans le secteur de Bouchier, des plis anticlinaux dans l'autochtone n'affectent pas la nappe. Ils seraient donc plus anciens (anté-nappes).
- Des lanières de calcaires néocomiens apparaissent au sein des marnes médio-crétacées. Elles soulignent également des replis intenses ; nous en reparlerons.

### 3-3 - Les problèmes posés en 1975

#### 3-3-1 - Les marnes médiocrétacées

Elles sont représentées, dans les environs d'Allos, par une série d'une puissance apparemment extraordinaire, alors que quelques kilomètres plus au N-E (ravin de Bachelard), elles n'ont plus que quelques dizaines de mètres d'épaisseur et disparaissent totalement en direction de l'Argentera.

Cette variation pourrait traduire un changement rapide des conditions paléogéographiques en bordure du bassin vocontien.

Mais, les travaux de VUILLERMOZ (1961), suivis de ceux de GOGUEL (1964) ont montré qu'à l'W (région de Prads, Hte Bléone), les mêmes formations présentaient un système de duplication à l'origine des surépaisseurs observées; il existerait aussi une lacune stratigraphique partielle à la base de l'ensemble marneux médiocrétacé.

En serait-il de même à Allos ?

#### 3-3-2 - Nature du contact basal de la dalle formée par les calcaires néocrétacés et leur couverture nummulitique :

Les données acquises jusqu'alors, ne permettent pas de définir localement la nature de ce contact, que l'on peut envisager de différentes manières :

- un contact normal en série continue tel que le décrit El KHOLY (1972) dans ces coupes (coupe de l'Encombrette plus particulièrement) ;
- un contact discordant expliquant éventuellement la réduction des marnes médiocrétacées sous-jacente vers le NE ;
- un contact tectonique masquant la discordance et expliquant une dysharmonie de style tectonique entre les marnes médiocrétacées et les calcaires néocrétacés.

#### 3-3-3 - Rapports entre la structure de la nappe et celle de l'autochtone

On constate que certaines déformations semblent affecter à la fois l'autochtone et les nappes, et se traduisent notamment par une forme générale d'anticlinal. Cette similitude serait due à des déformations post-nappes. Mais ce point reste à vérifier.

La continuité apparente des plis de la région d'Allos, jusqu'à la vallée du Var, demande également une explication, puisque la direction axiale de ces plis semble varier entre ces deux secteurs.

Les terrains allochtones du Massif de Roche Cline et de la région de Bouchier, présentent des complications de structures qui nécessitent une étude détaillée de ces secteurs, pour en connaître la disposition structurale.

Le massif de Roche Cline offre enfin un problème particulier : celui d'y séparer nettement l'un de l'autre les calcaires néocrétacés de l'autochtone et ceux de la nappe du Pelat.

#### 3-4 - La méthode de Travail

Les levés de terrains ont permis l'établissement d'une carte géologique détaillée au 1/12500, il n'existe malheureusement pas de fond topographique moderne (en cours de réalisation). Nous avons donc utilisé les anciens "plans directeurs" au 1/20 000 (1933), réduits à l'échelle de 1/25 000 par l'Institut Géographique National. Ce sont des documents médiocres, surtout en ce qui concerne le modelé du relief.

Le travail sur le terrain a été complété par :

- 1) le lever systématique de coupes en étoiles, autour d'Allos, jusqu'au contact des nappes, puis dans le secteur de Roche Cline ; ces coupes ont permis d'établir les séries stratigraphiques et de différencier les unités tectoniques ;
- 2) une étude adaptée à certains horizons significatifs (sédimentologie, micropaléontologie) ;
- 3) l'analyse structurale des microstructures et surtout de la "schistosité".

### 4 - RESUME DES RESULTATS

#### 4-1 - Réponse aux problèmes posés

##### 4-1-1 - La série marneuse médiocrétacée

Elle ne dépasse pas 400 m d'épaisseur ; les surépaisseurs



sont dûes à des redoublements tectoniques. On observe une variation progressive, vers le NE, de la base de cette série, qui se signale par des lacunes partielles accompagnées d'indices de remaniements, et qui annonce la réduction visible à l'extrême N de la demi-fenêtre et la disparition de ces niveaux en direction de l'extrémité NW de l'Argentera.

Cette série a subi une forte érosion anté-nappe, qui peut expliquer également, en certains endroits, une faible épaisseur apparente.

#### 4-1-2 - Le contact basal des calcaires néocrétacés

Ces calcaires sont partout en contact tectonique sur les marnes médiocrétacées ; ils constituent un ensemble parautochtone, avec un faciès pélagique identique à celui du Néocrétacé autochtone régional qui a été enlevé par l'érosion anté-nappe. Cet ensemble parautochtone provient probablement d'un paléorelief pré-nappe, décollé et trainé par la nappe lors de son avancée.

#### 4-1-3 - Les rapports entre la structure de la nappe et de l'autochtone

Un clivage (S1) contemporain de la mise en place de la nappe de l'Ubaye recoupe d'anciennes structures de direction N 105. Puis une phase de compression importante post-nappe édifie les structures de direction N 130 accompagnées d'un deuxième clivage, de plan axial ; elle provoque le plissement de la nappe avec l'autochtone et l'individualisation d'un secteur parautochtone dans le N et l'E de la demi-fenêtre.

Ultérieurement, au Néogène de grandes failles normales subméridiennes recoupent les superstructures de la nappe et de l'autochtone.

#### 4-2 - Les nouveaux éléments apportés

La manifestation continue de mouvements créant une instabilité des fonds marins, se traduit par la prolifération des indices de remaniements pendant le Néocomien ; ceux-ci sont de plus en plus précoces et intenses vers le NE, ils y annoncent l'émergence d'un paléorelief situé au NE de la région étudiée, à la fin de l'Eocrétacé, dans la direction de l'Argentera.

Après une première période de plissement qui peut s'accompagner localement d'une fracturation inverse, sans doute antéturonienne ; une série de failles normales recoupe les anciennes structures ; ces failles semblent contemporaines de l'émergence définitive du secteur subalpin à l'Oligocène inférieur.

L'érosion anté-nappe décape toute la couverture Néocrétacé et Tertiaire certainement déposée sur la région d'Allos. Cette érosion établit dans les anciennes structures, des lignes de discontinuité qui vont diriger les contraintes tectoniques lors de la phase principale de compression post-nappe ; cette dernière provoque les clivages subhorizontaux du secteur parautochtone.

#### 4-3 - Les problèmes en suspens

Un doute important subsiste en ce qui concerne la chronologie des événements anté-nappes (plissements et failles), ceci à cause de l'érosion oligocène qui a décapé le Néocrétacé et le Tertiaire autochtones otant ainsi les différentes dispositions géométriques qui pouvaient nous renseigner.

En outre, certains problèmes sont apparus pour expliquer l'origine de l'unité parautochtone de Champ Richard dont le faciès est original à plus d'un titre.

La datation des marnes médiocrétacées s'est révélée très difficile, par manque de données micropaléontologiques.

CHAPITRE 1

STRATIGRAPHIE

1 - GENERALITES

2 - ETUDE DESCRIPTIVE DE LA SERIE STRATIGRAPHIQUE DE L'AUTOCHTONE

3 - CONCLUSIONS DE L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE

4 - RESUME



## I - GENERALITES

La série stratigraphique de "l'autochtone" de la région d'Allos va de l'Oxfordien au Priabonien. Son épaisseur totale est approximativement de 1800 m.

La série mésozoïque est constituée de dépôts marins, alternativement à dominante calcaire ou argileuse. Il n'existe aucun signe d'émersion avant la fin du Crétacé supérieur, qui est suivie de la transgression généralisée du Nummulitique marin.

Cette série s'achève par la formation des "schistes à blocs" qui annonce l'arrivée des nappes plus internes sur l'ensemble subalpin.

N.B. - On a subdivisé la série stratigraphique en 12 formations lithostratigraphiques (F1 à F12).

Ces formations sont décrites dans les différentes coupes suivantes :

### 1) Coupe du Pich :

- . F1 Terres noires oxfordiennes
- . F2 Calcaires tithoniques et berriasiens
- . F3 Marno-calcaires valanginiens

### 2) Coupe de Clignon

- . F3 Marno-calcaires valanginiens
- . F4 Calcaires hauterivo-barrémiens.

### 3) Coupe de la vallée du Verdon

- . F4 Calcaires hauterivo-barrémiens (slumpings)

### 4) Coupe de la route de Bouchier

- . F4 Calcaires hauterivo-barrémiens (toit)
- . F5 Marno-calcaires gargasiens
- . F6 Marnes bleues

### 5) Coupe de Champ Richard

- . F3 Marno-calcaires valanginiens
- . F4 Calcaires hauterivo-barrémiens
- . Lacune de F5
- . F6 Marnes bleues

### 6) Coupe du ravin de Bouchier

- . F4 Calcaires hauterivo-barrémiens à olistholites
- . Lacune de F5
- . F6 Marnes bleues (faible épaisseur)

### 7) Coupe de la route du col d'Allos

- . F6 Marnes bleues
- . F7 Marno-calcaires albo-cén omaniens
- . F8 Calcaires marneux gris

8) Coupe du Rouchet

- . F7 Marno-calcaires albo-cénomaniens
- . F8 Calcaires marneux gris

9) Coupe de l'Encombrette

- . F9 Calcaires Néocrétacés
- . F10 Calcaires à Nummulites
- . F11 Schistes à Globigérines
- . F12 Grès d'Annot

Les déterminations d'Ammonites sont dues à J.-P. THIEULOUY, les déterminations de microfaunes pélagiques (Néocrétacé) à J.-L. PAIRIS.

2 - ETUDE DESCRIPTIVE DE LA SERIE STRATIGRAPHIQUE DE L'AUTOCHTONE

2-1 - La coupe du Pich (F1, F2, F3)

L'anticlinal de calcaire jurassique du Pich, apparaît en boutonnière dans la vallée du torrent de Bouchier. Le talweg est perpendiculaire à la direction axiale du pli.

En rive droite, le torrent du Pich rejoint celui de Bouchier en franchissant la falaise calcaire par une cascade.

Ainsi la coupe naturelle nous montre :

- le coeur "oxfordien" (F1) de l'anticlinal ;
- la falaise de calcaires tithonique et berriasien (F2) ;
- l'enveloppe de marno-calcaires valanginiens (F3).

2-1-1 - F1 : "Les Terres noires oxfordiennes" (fig. 4)

Ce sont les terrains les plus anciens de la demi-fenêtre d'Allos qui ne correspondent ici qu'à la partie sommitale, dont seuls les cinquante derniers mètres sont visibles.

Niveau 1 (fig. 4) 15 m de bancs décimétriques de marno-calcaires à ciment fin, brun, en alternance régulière avec des bancs marneux de 30 à 50 cm d'épaisseur.

Niveau 2 : 5 m de marnes argileuses noires à patine brune. On y trouve des géodes de calcaires noirs, dont le coeur possède des cristallisations de calcite blanche et automorphe.

Niveau 3 : 15 m identiques au niveau 1.

Niveau 4 : 5 m identiques au niveau 2.

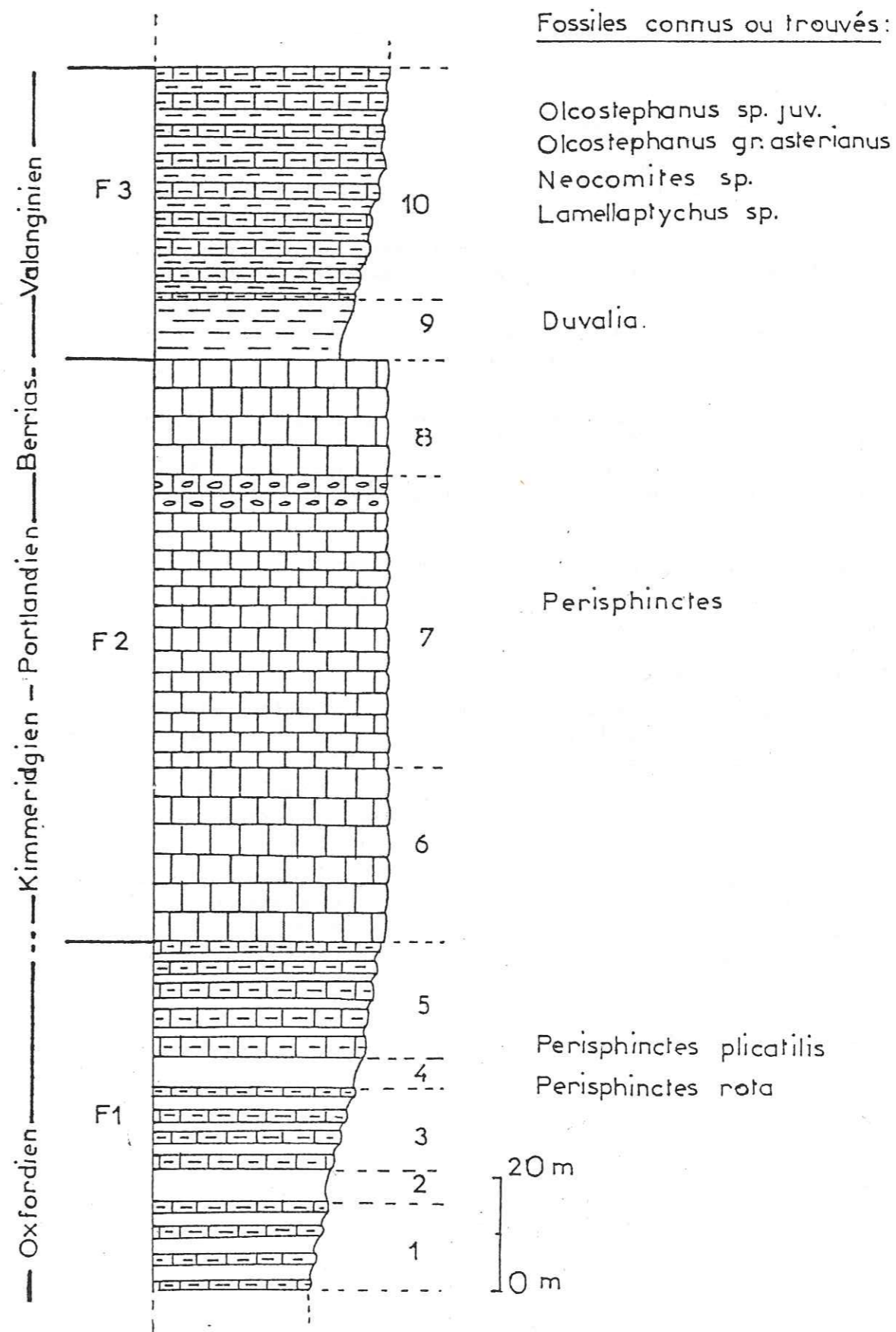
Niveau 5 : 20 m de marno calcaires où les intercalations marneuses deviennent de moins en moins importantes vers le haut ; ils constituent le sommet de la formation F1. W. KILIAN (1897) cite, dans ce niveau, à 300 mètres environ en amont de la cascade du Pich :

- *Perisphinctes plicatilis*
- *Perisphinctes rota*

Ces ammonites indiquent un âge oxfordien supérieur.

FIG 4 SERIE STRATIGRAPHIQUE de la COUPE

du PICH (F1-F2-F3):





2-1-2 - F2 : Les calcaires tithoniques et berriasiens

Niveau 6 : 30 m de calcaires beiges à cassure très fine et à patine gris-clair, en bancs de 30 à 50 cm d'épaisseur. Ils sont souvent microplissés.

Niveau 7 : 50 m de calcaires en bancs décimétriques marqués par des joints marneux très fins. Il s'agit d'un calcaire à cassure très sombre et à patine gris-clair. Les bancs sommitaux de ce niveau montrent des modules de silex alignés dans la stratification, ceci correspond à un niveau constant du faciès tithonique dans les chaînes subalpines.

Quelques rares empreintes de *Perisphinctes* d'affinités fini-jurassiques n'ont pas permis de préciser la position exacte de cette formation.

L'étude des lames minces n'a relevé aucune trace de Calpionelles; l'une d'entre-elles a montré un foraminifère benthique remanié et des pellets.

Niveau 8 : 20 m de calcaires noirs fins, à patine grise, présentant des taches rousses. Les bancs sont plus épais et moins nets que les précédents.

Sans pouvoir le prouver paléontologiquement, il semble que ce niveau corresponde aux dépôts berriasiens qui coiffent habituellement les dépôts tithoniques; d'autant plus que le niveau sus-jacent est déjà d'âge valanginien et qu'aucune trace de lacune stratigraphique n'est visible dans cette coupe.

2-1-3 - F3 : Les marno-calcaires valanginiens

Niveau 9 : 10 m de marnes noires concordantes sur les calcaires sous-jacents sur lesquelles elles viennent directement sans transition. Y. GUBLER (1928) y signale la présence de *Duvalia lata* (Valanginien), provenant de l'anticlinal du Pich.

Niveau 10 : 40 m de marno-calcaires et marnes en alternance. Ce sont des bancs de 20-30 cm d'épaisseur à stratification peu marquée. Ils sont très étirés tectoniquement.

Les marno-calcaires passent progressivement à la formation suivante (Hauterivo-barrémien), par diminution de la proportion des bancs marneux et apparition de bancs nettement plus calcaires.

Cette formation possède une faune d'ammonites pyrriteuses importantes; la plus riche du secteur étudié; on y voit également un niveau à *Aptychus* situé aux deux tiers de celle-ci à partir de sa base.

Sur le chemin supérieur du Pich, ce niveau a fourni :

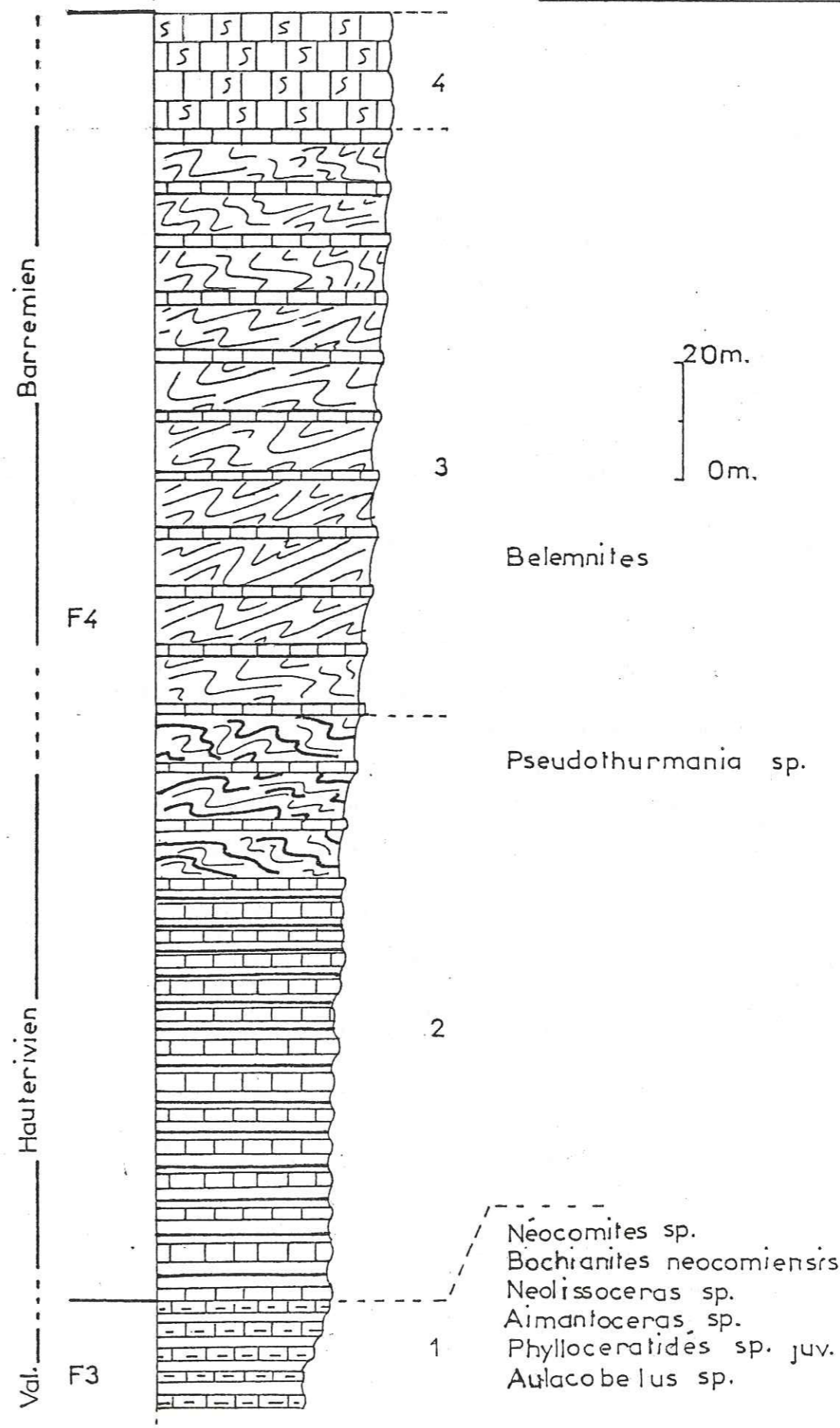
- *Olcostephanus* sp. juv. ) Valanginien
- *Olcostephanus* gr. *asterianus* ) supérieur
- *Neocomites* sp. )
- *Lamellaptychus* sp. )

2-2 - La coupe de Clignon (F3, F4)

Contrairement aux indications de la carte Allos 1/50 000, l'anticlinal de Clignon est entaillé jusqu'aux calcaires tithoniques par le torrent de l'Eyssanet qui le traverse perpendiculairement à sa direction axiale.

FIG 5 SERIE STRATIGRAPHIQUE de la COUPE

de CLIGNON (F3-F4):



Belemnites

Pseudothurmania sp.

Neocomites sp.  
Bochianites neocomiensis  
Neolissoceras sp.  
Aimantoceras sp.  
Phylloceratidés sp. juv.  
Aulacobelus sp.



Le chemin des muletiers qui mène de Clignon à l'Encombrette, recoupe entièrement cet anticlinal d'un flanc à l'autre.

2-2-1 - F3: Les marno-calcaires valanginiens

Niveau 1 : (fig. 5) la formation valanginienne se présente sous un faciès semblable à celui du Pich, mais la stratification y est beaucoup plus nette ; les bancs des marno-calcaires, de 20 cm d'épaisseur, y sont bien exprimés et les bancs marneux sont plus épais. Ces différences traduisent des conditions de contrainte tectonique moins intense qu'au Pich. Comme au Pich, ce niveau est très fossilifère.

Les fossiles pyriteux indiquent un âge valanginien supérieur, pour le niveau placé à 20 m sous la base des calcaires hauterivo-barrémiens :

- Neocomites* sp.
- Bochianites neocomiensis*
- Neolissoceras* sp.
- Aimantoceras* sp.
- Phylloceratides* sp. Juv.
- Aulacobelus* sp.

2-2-2 - Les calcaires hauterivo-barrémiens

Niveau 2 : Les calcaires à intercalations marneuses constituent la partie inférieure des calcaires hauterivo-barrémiens. On y voit sur 100 m :

- des bancs calcaires de 30 à 50 cm d'épaisseur en relief dans les marnes avec lesquelles ils alternent ;
- des bancs marneux qui peuvent être épais de 50 cm à la base de l'ensemble, mais qui se réduisent en épaisseur de plus en plus vers le haut. Sur les vingt derniers mètres, le litage est perturbé par des "slumpings".

J'ai pu trouvé une Ammonite dans cette partie terminale :

*Pseudo-thurmania* sp.

Elle indique un âge hauterivien supérieur terminal ; la limite Hauterivien-Barrémien correspondrait donc assez bien au passage progressif entre les calcaires à intercalations marneuses et les calcaires à Belemnites qui viennent au-dessus.

Niveau 3 : Environ 100 m de calcaires à Belemnites représentés par un calcaire dur, à cassure noire, mate, légèrement granuleuse. Les bancs calcaires portent de nombreux fragments de Belemnites ; ils sont épais de 40 cm et ne sont plus séparés que par des joints marneux centimétriques. Le litage est généralement troublé par des glissements synsédimentaires qui continuent à se manifester abondamment dans ce niveau (les slumpings sont décrits en détail dans la coupe de la vallée du Verdon).

Niveau 4 : les gros bancs ocres sommitaux apparaissent sur une vingtaine de mètres, avec des figures de slumpings internes aux bancs.

Ces deux derniers niveaux n'ont fourni ici, aucun fossile permettant une datation fine.

2-3 - La coupe de la vallée du Verdon

(glissements synsédimentaires dans F4)

La vallée du Verdon orientée N-S recoupe l'anticlinal de Clignon jusqu'aux marno-calcaires valanginiens.

La route Colmars-Allos (Nationale 208), à 500 m au S de l'embranchement de la route de la Chaumie, offre une bonne coupe des niveaux à glissements synsédimentaires du Barrémien.

On a ainsi une coupe comparable en tout point à celle de Clignon, et surtout une vue détaillée des couches à figures de slumping.

2-3-1 - Description des glissements synsédimentaires (fig. 6)

Au-dessus des marno-calcaires valanginiens et des calcaires à intercalations marneuses de l'Hauterivien, qui sont identiques à ceux décrits dans la coupe de Clignon ; les glissements synsédimentaires apparaissent avec le début des calcaires à Belemnites :

Niveau 1 (fig. 6) : des assises parfaitement régulières faites d'un seul banc de 40 cm d'épaisseur interviennent régulièrement au-dessus des couches plissotées ; tous les 2 mètres environ. Il s'agit du faciès classique du Barrémien.

Niveau 2 : les niveaux à slumping montrent des couches plissotées, de même nature que les précédentes, formant des rouleaux de 30 à 80 cm de diamètre (-3-, sur la fig. 6) ; mais on trouve également des figures de toute taille et notamment des microplis centimétriques (4) où le litage suit parfaitement le mouvement.

2-3-2 - Relation entre pendage stratigraphique et glissement synsédimentaire

Cette coupe nous a permis de faire de nombreuses mesures structurales. Sans vouloir entrer ici dans des considérations d'ordre tectonique, ces mesures nous permettent de décrire la géométrie particulière et caractéristique de ces niveaux (fig. 7) :

- le pendage stratigraphique (So) est matérialisé par l'assise régulière sans slumping, correspondant au niveau 1 précédemment cité ;
- la direction axiale du pli synsédimentaire peut-être prise sur leur charnière (axe b). Malgré le désordre apparent, on constate que ces plis synsédimentaires possèdent une direction axiale moyenne constante (le report sur canevas de Wülf donne une valeur moyenne pour cette direction de N94 pour un plongement de 8° vers l'E).

Si l'on ramène l'axe de ces plis à l'horizontal (fig. 7) c'est-à-dire à une direction N94 avec un plongement nul - on obtient la position initiale, avant la déformation tectonique qui affecte ces niveaux (à l'échelle de l'affleurement uniquement, les chiffres obtenus n'ont qu'une valeur relative, dans le contexte régional).

On obtient ainsi pour les assises régulières un pendage moyen de 18° vers le S avec une direction N110. Cela doit correspondre à la



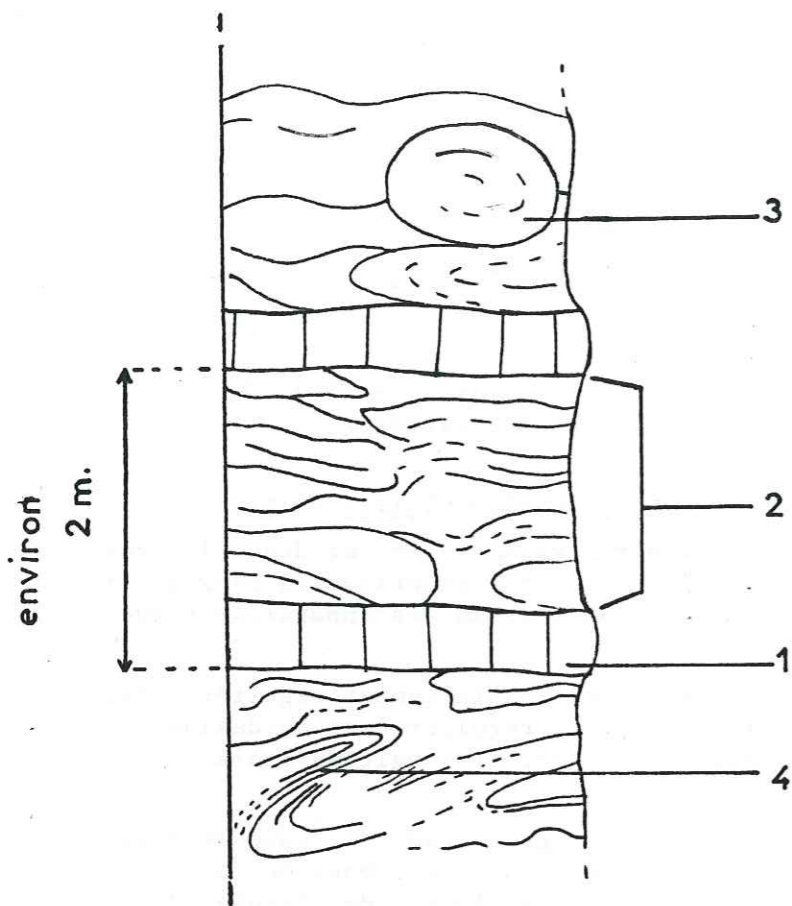
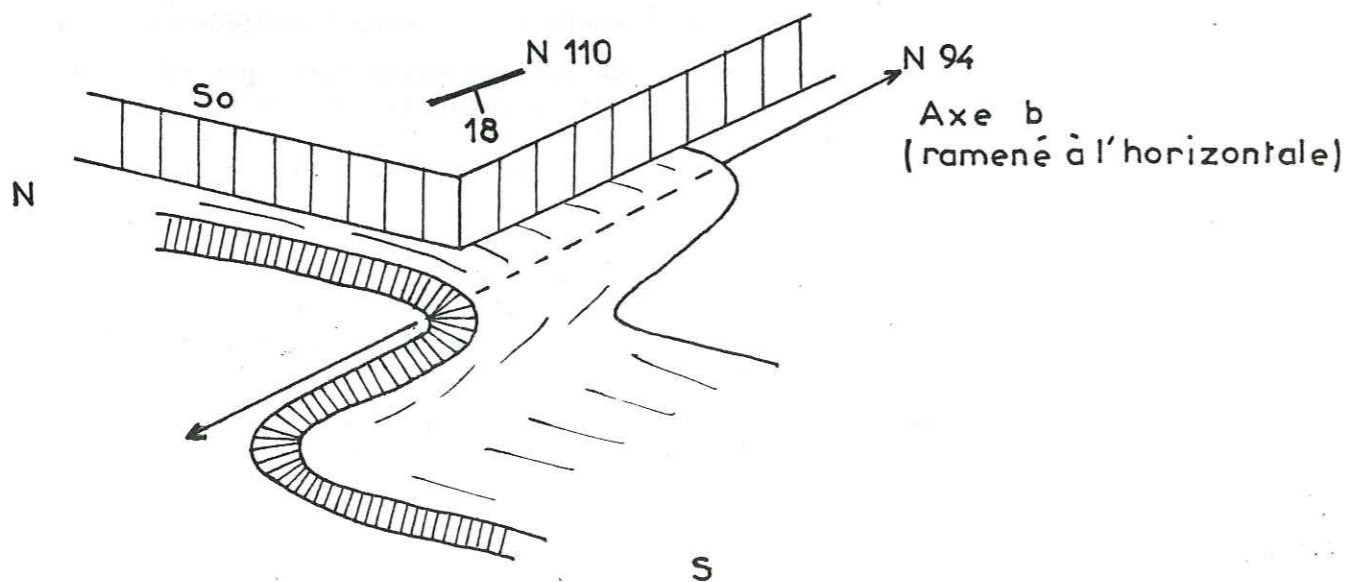


FIG 6 "SLUMPINGS" DE LA COUPE DE LA VALLEE DU VERDON.

FIG 7 DETAIL D'UN PLI SYNSEDIMENTAIRE



pente du bassin (à l'échelle de l'affleurement) sur laquelle s'est fait le glissement synsédimentaire.

Il est également remarquable que le déversement de plis synsédimentaires se fait toujours vers le S, c'est-à-dire dans le sens du pendage rectifié.

On constate donc une concordance entre le sens de déversement du pli synsédimentaire (vers le S) sa direction axiale (N94) et la structure géologique dans laquelle s'est mis en place le glissement sous-marin.

Cette observation a pu être faite sur le terrain en de nombreux points, avec parfois une concordance encore meilleure entre le pli synsédimentaire (direction N130) et le pendage tectonique (direction N130).

On verra les conclusions que l'on peut en tirer, pour l'évolution tectonique régionale (chapitre 3, Instabilité et remaniements sédimentaires dans la série éocrétacée).

2-4 - La coupe de la route de Bouchier (F4-F5)

La petite route qui mène d'Allos au hameau de Bouchier est établie en rive droite du torrent du même nom qui a entaillé les calcaires hauterivo-barrémiens (F4) en gorges étroites et peu accessibles.

La route recoupe la retombée anticlinale des formations éocrétaçées ; elle s'élève d'abord en lacets dans les marno-calcaires gargasiens (F5) et elle s'étire parallèlement au torrent de Bouchier sur les calcaires barrémiens dont le flanc N-E de l'anticlinal montre des couches subhorizontales puisque cet anticlinal est dejeté vers le S-W.

Cette coupe nous permet d'étudier les termes de passage des calcaires marneux néocomiens à la série marneuse "médiocrétacée" d'Allos, (fig. 8).

2-4-1 - F4 : Les calcaires hauterivo-barrémiens

Niveau 1 : Partie supérieure des calcaires à Belemnites, ici, faiblement affectés de slumping.

Niveau 2 : 25 m de gros bancs ocres formant le sommet de la formation F4. Ce sont des bancs métriques, de calcaires de couleur ocre jaune, à cassure noire, séparés par des joints marneux centimétriques.

Ils font partie de l'ensemble homogène essentiellement barrémien, c'est pourquoi ils sont placés stratonomiquement dans la formation lithologique hauterivo-barrémienne (F4), malgré l'absence de fossiles.

Le Bédoulien, s'il existe n'est pas caractérisé paléontologiquement.

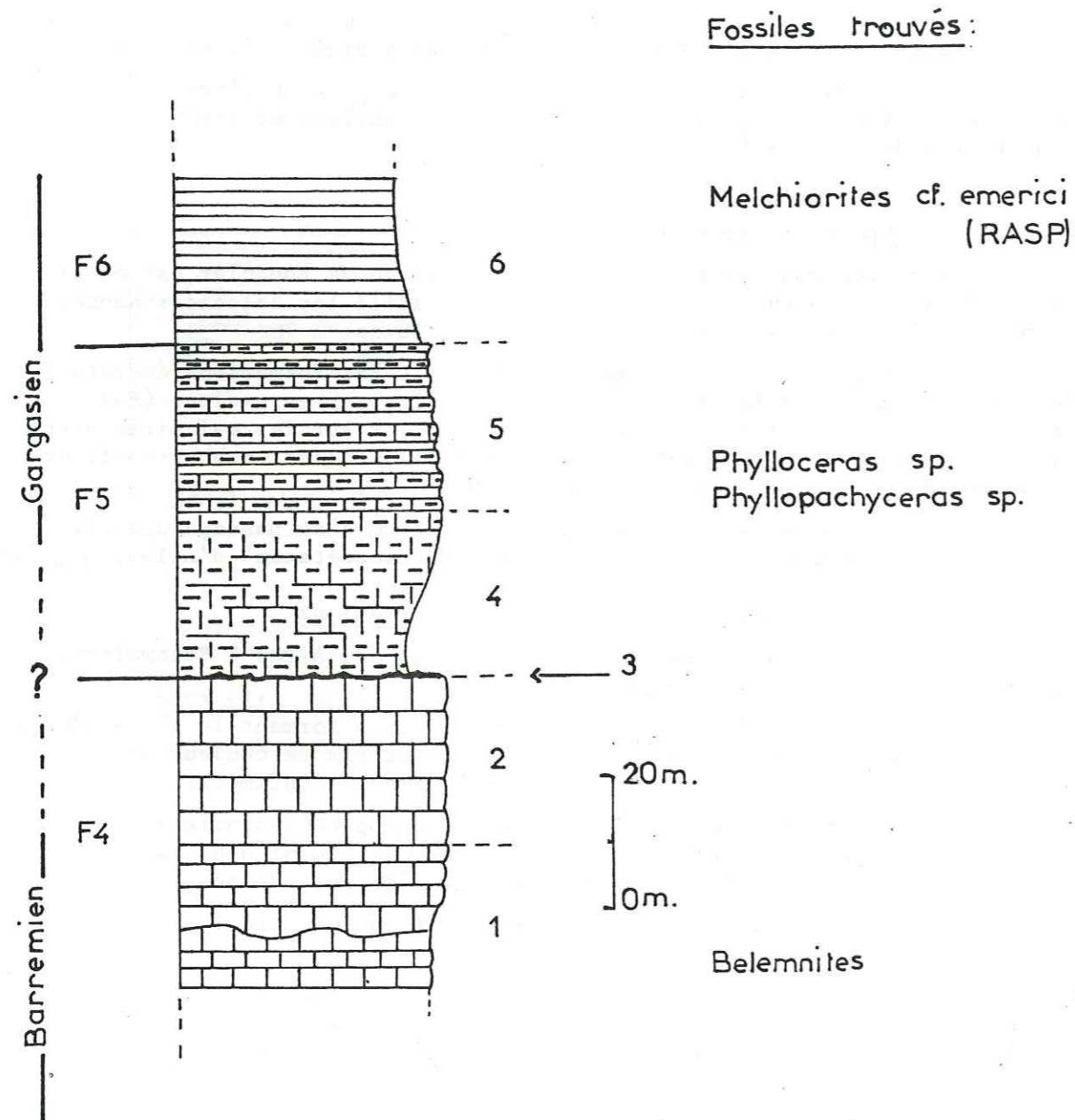
Niveau 3 : le toit de cette formation montre localement une surface ferrugineuse de quelques centimètres d'épaisseur qui est certainement l'indice d'une discontinuité (lacune ou condensation stratigraphique).

2-4-2 - F5 : Les marno-calcaires gargasiens

Niveau 4 : 25 m de marnes grises à stratification peu marquée. Ce sont des marnes à cassure bleu-noir, qui se débitent en petites esquilles ; elles n'ont pas l'aspect argileux de marnes bleues sus-jacentes (F6)



FIG 8 SERIE STRATIGRAPHIQUE de la  
COUPE de la ROUTE de BOUCHIER.  
(F4-F5-F6)



et sont beaucoup plus compactes. On y trouve de nombreux rognons de marcassite sphériques, oxydés en surface, d'un jaune métallique très brillant à la cassure, de taille moyenne d'une balle de ping-pong.

Niveau 5 : 25 m d'alternances décimétriques de marno-calcaires à patine jaune et à cassure gris sombre, et de marnes bleues. Les intervalles marneux deviennent dominants vers le haut, et passent ainsi à la formation des marnes bleues sus-jacentes (F6). La coloration jaune des calcaires provient de la circulation des eaux oxydantes dans les fractures de bancs. Les rognons de marcassite sont également présents dans ce niveau.

J'ai pu trouver à la base de ce niveau (aux Muletiers), deux Ammonites du Gargasien :

- *Phylloceras* sp.
- *Phyllopachyceras* sp.

Son faciès correspond par ailleurs à celui du Gargasien de la région de Prads (U. VUILLERMOZ, 1961).

2-4-3 -F6 : Les "Marnes bleues"

Niveau 6 : la série des marnes bleues débute immédiatement après la disparition des derniers bancs marno-calcaires.

Elles ont une couleur noir-bleuté en cassure, et sont très argileuses avec des rognons de marcassite toujours aussi nombreux.

Leur base a livré une Ammonite qui permet de lui attribuer un âge gargasien :

*Melchiorites cf. emirici* (RASP)

2-5 - Coupe de Champ Richard

(F3, F4, lacune de F5, F6)

En rive droite du torrent de Valplane à l'endroit où la route du lac d'Allos enjambe ce torrent (à la cote 1761), apparaît l'unité parautochtone de Champ Richard.

Elle s'intercale en contact tectonique entre les marnes bleues sous-jacentes et la série néocrétacée.

On y observe une série néocomienne qui présente quelques différences avec celle que nous venons de décrire.

2-5-1 - F3 : Les marno-calcaires valanginiens

Ils ont ici un aspect particulier : leur épaisseur est de 80 m (ailleurs, le Valanginien ne dépasse pas 50 m) ; plusieurs niveaux de nature différente s'y intercalent :

Niveau 1 : (Fig. 9) Des bancs décimétriques de calcaire marneux à patine grise, ponctués de taches millimétriques noires ; à cassure sombre avec de nombreuses ponctuations pyriteuses. Ces bancs ont une structure en amandes calcaires de forme lenticulaire et d'épaisseur irrégulière (fig. 10) noyées dans une matrice marneuse feuilletée.



FIG 9 SERIE STRATIGRAPHIQUE de la  
COUPE de CHAMP RICHARD  
( F3-F4-F5 )

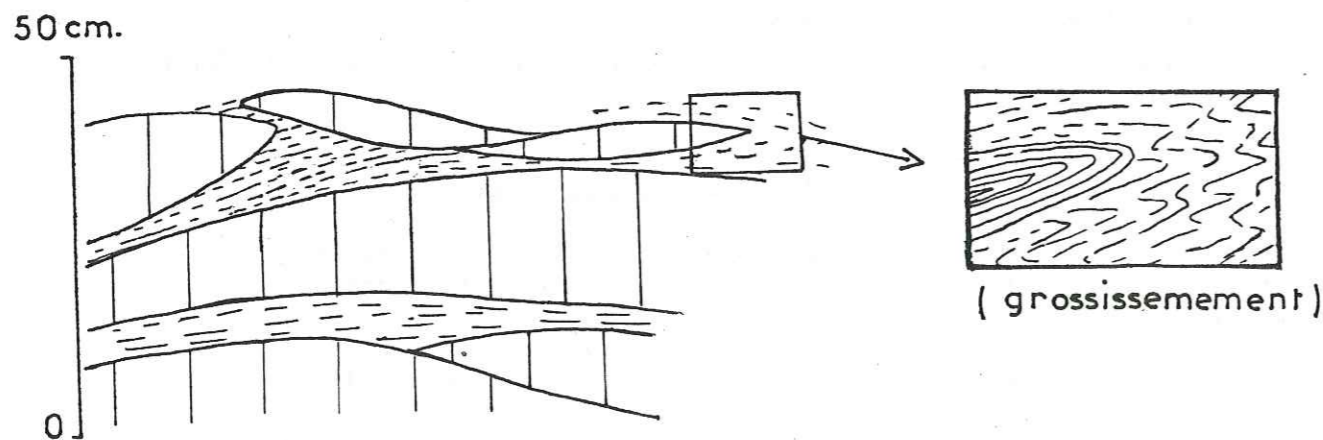
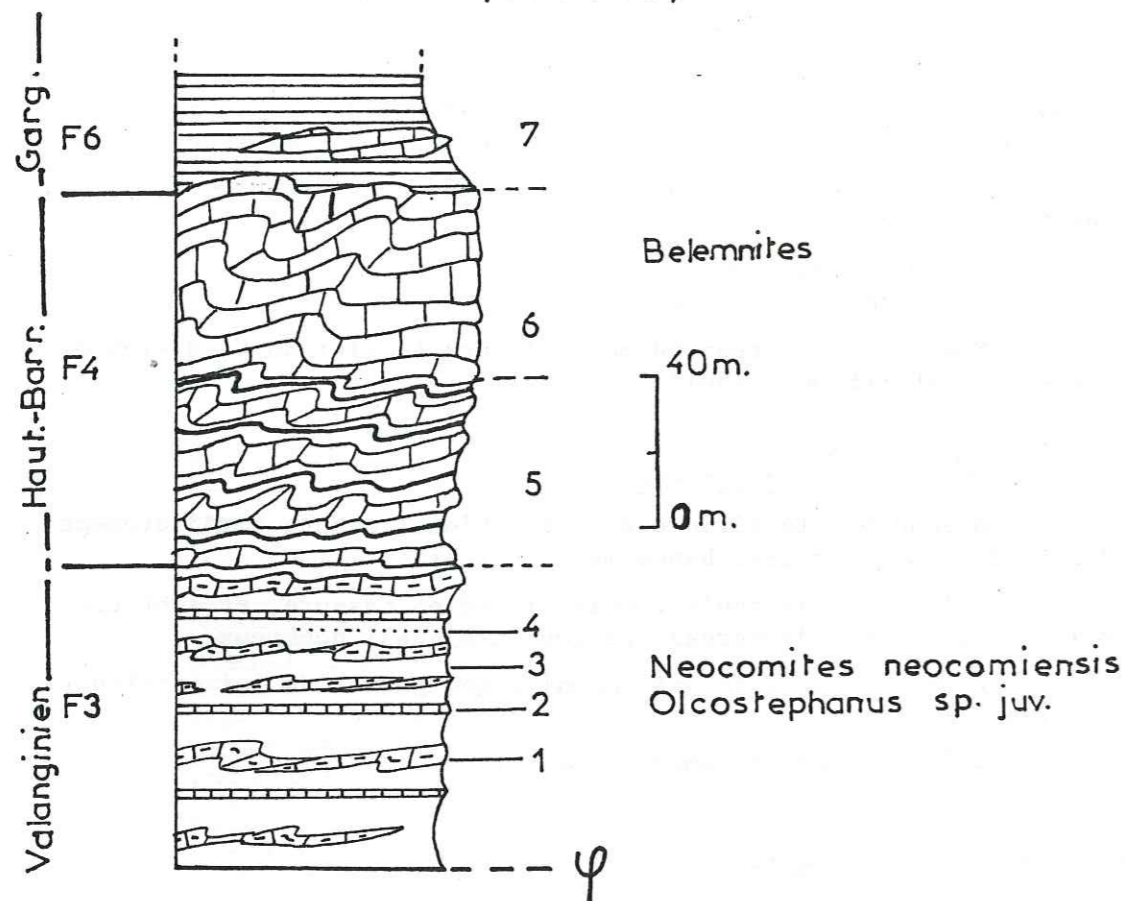


FIG 10 Détail du litage dans le Valanginien de  
Champ Richard.

Le litage fin, qui se distingue très nettement, suit la forme générale des bancs (fig. 10) ; il facilite le débit des bancs en plaquettes de 1 à 3 cm d'épaisseur, et souligne les plissements synsédimentaires qui affectent ce niveau.

Ces derniers se retrouvent en lame mince, sous la forme de microplis, répliques exactes des plis décimétriques observables dans toute la série valanginienne de Champ Richard ; ils affectent en même temps le calcaire finement lité et la matrice marneuse feuilletée (fig. 10).

Cette allure, qui évoque des structures de plis synchisteux, indique que les slumpings très évolués se sont faits par plissement de sédiments encore mous, donc relativement "frais".

Chronostratigraphiquement, on reconnaît malgré les slumpings intenses, le faciès ponctué du Valanginien, également très fossilifère ici. Ce niveau nous a livré des Ammonites qui permettent de vérifier cet âge :

- *Neocomites gr. neocomiensis* (Valanginien supérieur)
- *Olcostephanus sp. juv.* (Valanginien)

En plus de ces assises classiques pour le Valanginien (mis à part les slumpings) il existe d'autres niveaux :

Niveau 2 : Quelques bancs décimétriques de calcaires moins marneux que les précédents de couleur gris-clair et à cassure noire ; ces bancs ne sont pas perturbés par les glissements synsédimentaires.

Niveau 3 : Des marnes fines, très argileuses brunes, foncées et à cassure noir mat qui s'intercalent à tous les niveaux de la série.

Niveau 4 : Quelques rares lits de 3 cm d'épaisseur de grès pyriteux, très oxydés également intercalés dans les marnes.

2-5-2 -F4 : Les calcaires hauterivo-barrémiens

Niveau 5 : En continuité stratigraphique viennent, sur 50 m d'épaisseur, des bancs de 0,20 à 1 m d'épaisseur avec des joints marneux centimétriques à décimétriques.

Ce niveau se caractérise surtout par l'ampleur des glissements synsédimentaires qui s'y développent ; les figures correspondantes y sont très spectaculaires et l'on ne reconnaît plus l'alternance rythmique des calcaires à intercalations marneuses.

Niveau 6 : Les 50 derniers mètres de la falaise sont faits d'un matériel semblable, mais nettement plus calcaire et également très perturbé par les plus synsédimentaires.

Les éboulis de base de la falaise montrent de nombreux rouleaux de slumping fait par les calcaires à *Belemnites*. Malgré l'absence d'Ammonites, on y reconnaît tout à fait le faciès des calcaires barrémiens.

2-5-3- F6 : Les marnes bleues

Niveau 7 : Les marnes bleues sont en contact direct avec les calcaires à *Belemnites*, dont le toit est marqué par une surface irrégulière. (surface de banc contournée par des ondulations demi-métriques).



Au sein de ces marnes, on trouve des blocs importants de calcaires à Bélémmites resédimentés (olistholites).

Ces marnes bleues ne montrent aucun repère connu qui puisse nous situer dans cette épaisse série.

2-6 - La coupe du ravin de Bouchier (F4, lacune de F5, F6)

Au S de l'anticlinal du Pich (fig. 20), les complications structurales qui seront étudiés ultérieurement (chapitre 2, le secteur du ravin de Bouchier) rendent les observations stratigraphiques plus difficiles que partout ailleurs aux environs d'Allos.

Cependant, certaines observations ponctuelles peuvent y être faites qui viennent améliorer la connaissance de la série hauterivo-barrémienne (F4).

2-6-1 - F4 : Les calcaires hauterivo-barrémiens

On retrouve les calcaires et les marnes du Néocomien en séquence rythmique, mais l'intérêt de "cette coupe" réside dans l'observation de blocs de calcaires néo-jurassiques repris dans les sédiments hauterivo-barrémiens :

- en rive gauche du ravin de Bouchier (vue de la rive droite) à l'entrée des gorges à l'amont du hameau du même nom, on observe des blocs de 15 mètres de diamètre environ, de calcaires massifs enveloppés par les bancs de calcaires hauteriviens à intercalations marneuses dans lesquelles ils sont resédimentés.

- en rive droite, on observe des blocs de même nature mais de taille inférieure. On peut y accéder, et y voir des silex ; le faciès de calcaire gris compact à silex brun est typiquement tithonique. Ces paquets resédimentés sont ici dans les dépôts barrémiens.

2-6-2 - Le passage Barrémien-Aptien

Au fond du ravin de Bouchier (sur la feuille Barcelonnette) au S immédiat des calcaires néocrétacés qui franchissent le vallon en chevron topographique légèrement décrochés par une faille, le toit des calcaires barrémiens apparaît directement sous les marnes bleues.

Ces dernières, épaisses ici seulement de 30 m, montrent des nodules de barytine de sorte que l'on peut penser qu'elles correspondent à l'horizon repère décrit ailleurs et situé normalement à plus de 150 m au-dessus de la base de la série (voir coupe de la route du Col d'Allos).

Il manque donc ici, plusieurs termes de la série décrite dans la région à savoir :

- les gros bancs ocres sommitaux (sommet de F4) ;
- les marno-calcaires gargasiens dans leur totalité (F5) ;
- la base des marnes bleues puisque l'horizon repère des nodules de barytine constitue le sommet de cette formation.

On verra que ces lacunes annoncent la réduction d'épaisseur des marnes médiocrétacées signalée au NE de la demi fenêtre d'Allos.

2-7 - La coupe de la route du Col d'Allos (F6, F7, F8)

Comme les marnes médiocrétacées ont joué le rôle de semelle plastique sous les unités chevauchantes, il est difficile de trouver une coupe dont la continuité stratigraphique soit indubitable.

La coupe de la route du Col d'Allos à la sortie N du village, permet d'observer en position autochtone :

- le sommet des marnes bleues (F6) ;
- les marno-calcaires albo-cénomaniens (F7) ;
- les calcaires marneux gris (F8).

Le sommet de cette série est interrompu par un contact anormal sous une première écaille parautochtone de marnes médiocrétacées.

La coupe débute en face de la cabane des Ponts et Chaussées sur le bord de la route.

2-7-1 - F6 : Les marnes bleues

Niveau 1 (fig. 11) : Dans le sommet des marnes bleues, un niveau de 5 m d'épaisseur riche en nodules de barytine se distingue à 5-6 m sous le toit de cette formation F6.

Ces nodules sont des boules noires de diamètre centimétrique à décimétrique à surface rarement lisse. Le plus souvent il s'y développe des aspérités qui leur donnent l'aspect d'un "choux-fleur". A l'intérieur, on voit un coeur cristallisé dans une matrice de calcaire noir. Au centre, les cristallisations sont très nettes ; le plus souvent, il s'agit de calcite blanche, mais ces nodules ont une densité très élevée. Ce qui suppose la présence de barytine, difficile à différencier de la calcite à l'oeil nu.

Ce niveau constitue un excellent horizon repère (1)

J'ai trouvé à une vingtaine de mètres sous le toit de cette formation :

- *Tetragonites cf. bournensis* (MURPHY)

Cette Ammonite indique un âge albien-moyen. Or, la base de ces marnes a fourni une Ammonite gargasienne (coupe de la route de Bouchier).

L'étude de lames minces et de lavages n'a apporté aucune donnée micropaléontologique susceptible de préciser la position de la limite Aptien-Albien dans cette épaisse série marneuse.

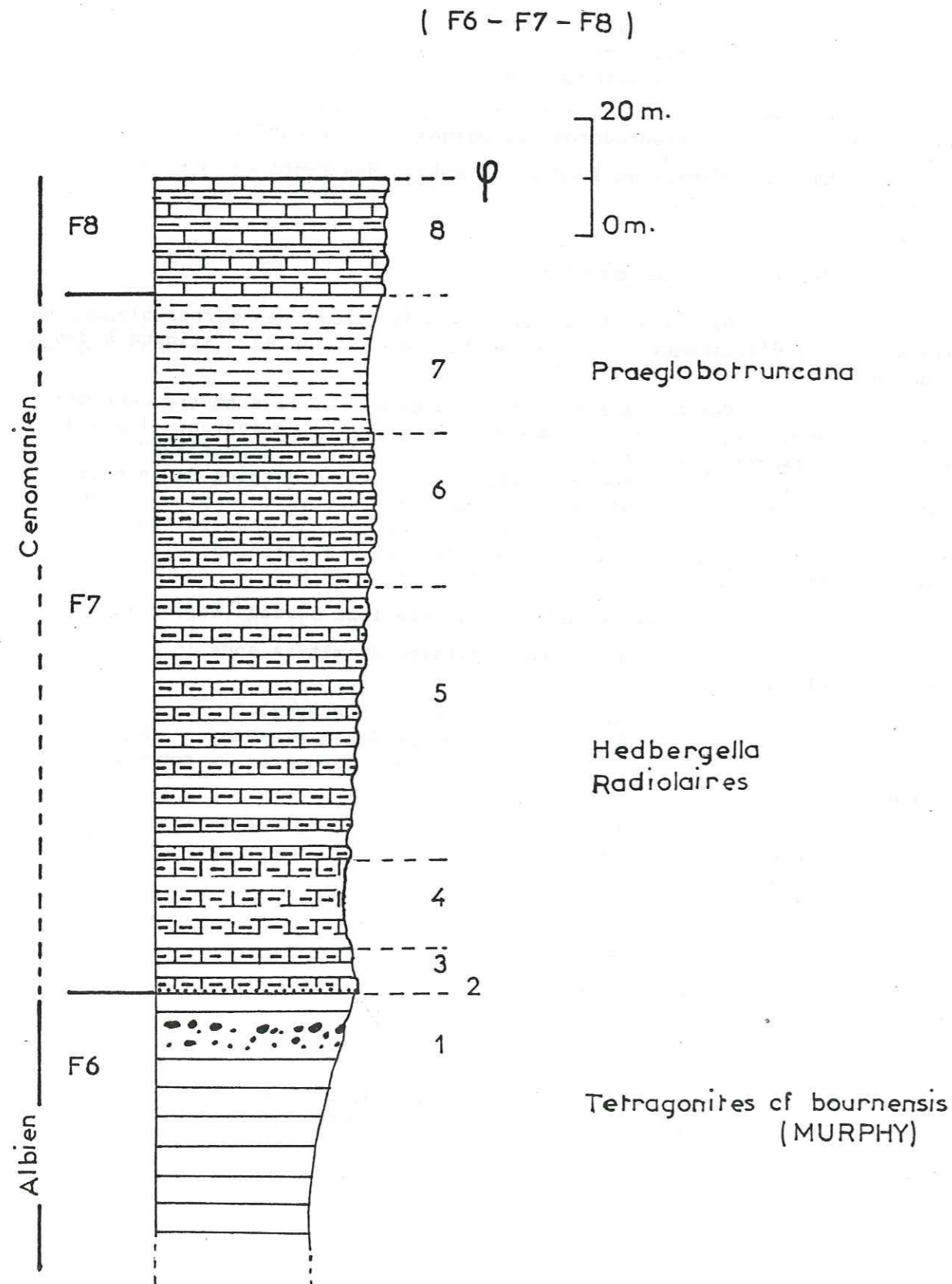
2-7-2 - F7 : Les marno-calcaires albo-cénomaniens

Niveau 2 : Le début de cette formation est marqué par un premier banc de calcaire gréseux de 20 cm d'épaisseur.

(1) Les redoublements signalés dans cet horizon, dans la région de Prads (Cl. VUILLERMOZ, 1961) semblent d'origine tectonique.



FIG 11 SERIE STRATIGRAPHIQUE de la  
COUPE de la ROUTE du COL d'ALLOS



Les lames minces y montrent un faciès de calcaire argileux avec beaucoup de pyrite, de grains de quartz détritiques et des bioclastes dont certains sont glauconitisés.

Niveau 3 : Sur 8 m d'épaisseur, on voit des marno-calcaires à patine grise, ou ocre le long des fractures de distension, dans lesquelles circulent des eaux pyriteuses. Il y a en effet, dans ces bancs, de nombreux rognons de marcassite.

Les bancs ont des épaisseurs de 20 à 40 cm très constantes tout le long d'un même banc. Ils alternent avec des marnes noires, en intercalations de 10 à 30 cm d'épaisseur.

Niveau 4 : sur 15 m d'épaisseur, la série devient plus marneuse ; l'alternance s'estompe pour laisser place à une série monotone de marnes légèrement indurées où des passées plus compactes forment des ébauches de bancs de 40 cm d'épaisseur.

Niveau 5 : la série redevient plus rythmée, comme dans le niveau 3, sur 50 mètres.

Niveau 6 : sur 25 m d'épaisseur, les marno-calcaires s'indurent et les marnes regressent, mais les conditions d'observations deviennent difficiles à cause des tassements de versant.

Niveau 7 : sur 20 m un changement brutal intervient avec l'apparition de marnes noires.

Ces niveaux (2, 3, 4, 5, 6, 7) n'ont fourni aucune donnée micropaléontologique. Les lavages de marnes n'ont donné que les Radiolaires, des *Hedbergella* et d'une manière générale de très nombreuses faunes benthiques remaniées.

Seul, un *Praeglobotruncana*, découvert dans un échantillon provenant du niveau 7 permet de situer cet épisode marneux dans l'intervalle Albien moyen - Cénomaniens.

2-7-3 - F8 : Les calcaires marneux gris

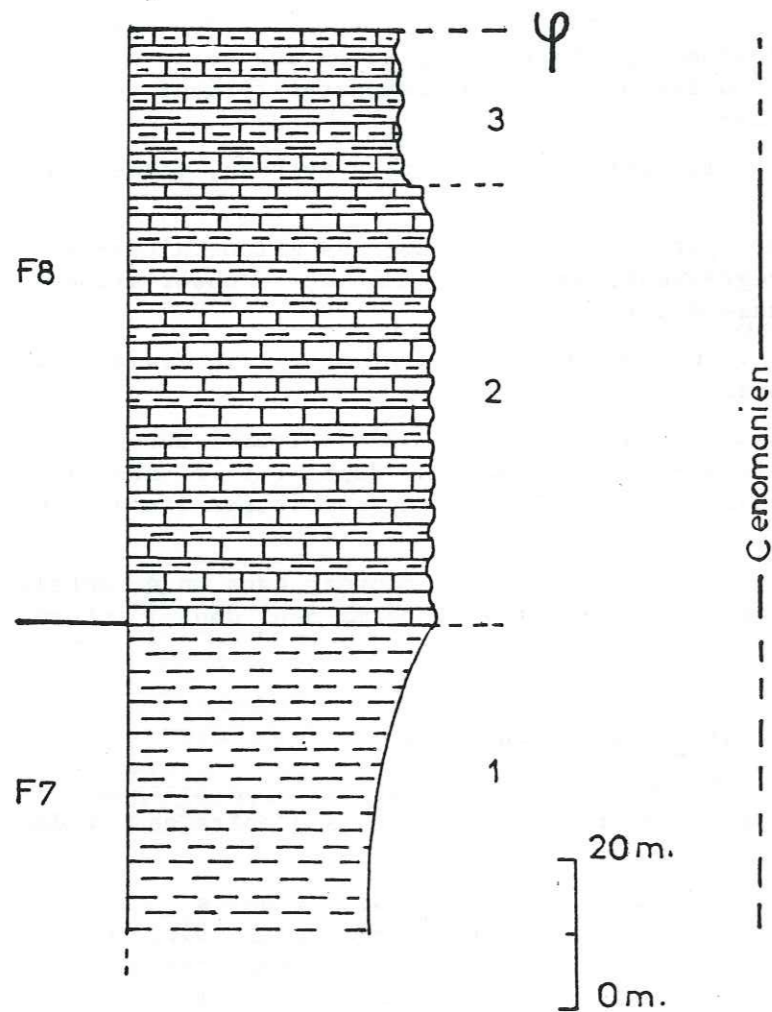
Niveau 8 : les calcaires marneux gris apparaissent très tectonisés, ils sont laminés et montrent des microplis d'entraînement décimétriques sous le contact tectonique qui les surmonte.

On observe cependant une alternance de bancs décimétriques gris, sensiblement plus calcaires que les marnes précédents, avec localement une patine ocre-rouille. Les marnes qui s'y intercalent sont grises également et noires à la cassure. Cette formation est décrite plus complètement dans la coupe du Rouchet.

Aucun fossile n'a pu y être découvert ; mais le faciès rappelle tout à fait les calcaires cénomaniens de la région de Thorame, plus au S.



FIG 12 SERIE STRATIGRAPHIQUE de la  
COUPE du ROUCHET  
( F7 - F8 )



2-8 - La coupe du Rouchet (F7, F8)

Au SW de la falaise du Rouchet, située à l'E de la forêt de la Cluite, en rive gauche du torrent de Valplane, apparaît un affleurement de calcaire marneux gris (F8) ; c'est le seul endroit où cette formation peut être décrite, car elle ne semble pas y avoir trop souffert des mouvements tectoniques.

2-8-1 - Les marno-calcaires albo-cénomaniens

Niveau 1 : (Fig. 12) le sommet de la formation F7 se présente comme dans la coupe de la route du Col d'Allos, sous la forme de marnes noires qui font ici 40 m d'épaisseur.

2-8-2 - Les calcaires marneux gris

Il s'agit d'une série rythmique essentiellement marno-calcaire :

Niveau 2 : 60 m de calcaires en bancs durs de 30 à 50 cm d'épaisseur, prenant parfois une teinte jaune très légère, à cassure noir-mat présentant parfois des petites taches brunes ; ils alternent avec des bancs de 10 à 30 cm d'épaisseur de marnes grises.

Niveau 3 : vers le haut, le faciès devient plus marneux avec des bancs marno-calcaires et des marnes sur une vingtaine de mètres d'épaisseur, jusqu'au contact tectonique sous l'unité parautochtone de Champ Richard.

Cette série ne nous a livré aucun fossile. Dans la formation F8, les lames minces montrent un microfaciès identique à celui des autres séries marneuses médiocrétacées, c'est-à-dire une micrite à Radiolaires avec quelques formes benthiques sans signification. Mais le faciès à l'échelle de l'affleurement rappelle tout-à-fait le Cénomaniens des chaînes subalpines méridionales (secteur de Thorame - Saint-André-les-Alpes).

2-9 - La coupe de l'Encombrette

Le chemin de l'Encombrette qui mène de Clignon au lac d'Allos, en passant par les lacs de l'Encombrette, traverse les calcaires néocrétacés en rive droite du torrent de l'Eyssanet.

Ces calcaires affleurent en une falaise abrupte de 150 m de haut. Le chemin est entièrement taillé dans cette falaise qui ne peut être franchie que par ce passage. C'est donc la seule coupe accessible de ce secteur ; elle a été décrite en détail par EL KHOLY (1972).

Le sommet de la falaise est constitué de premiers dépôts nummulitiques qui se continuent ensuite par la masse des grès d'Annot.

2-9-1 - F9 : Les calcaires néocrétacés

Niveau 1 (fig. 13) : Une centaine de mètres de calcaires micritiques, en bancs bien marqués épais de 10 à 50 cm, à patine gris clair et à cassure lisse gris sombre, très fréquemment microplissés.

Des joints argileux centimétriques soulignent le litage. Les calcaires sont durs et montrent des restes d'Echinidés sur la surface des bancs.



FIG 13 SERIE STRATIGRAPHIQUE de la  
COUPE de l'ENCOMBRETTE

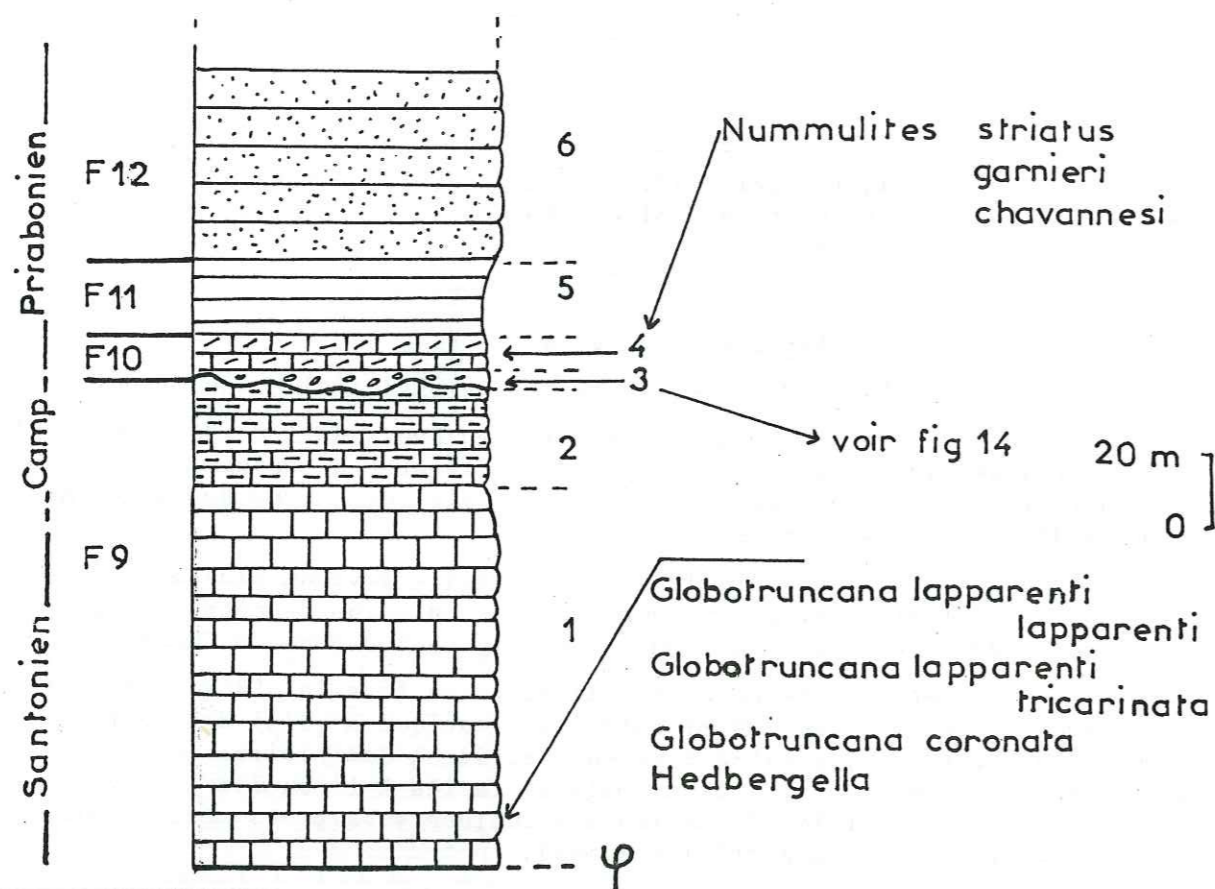
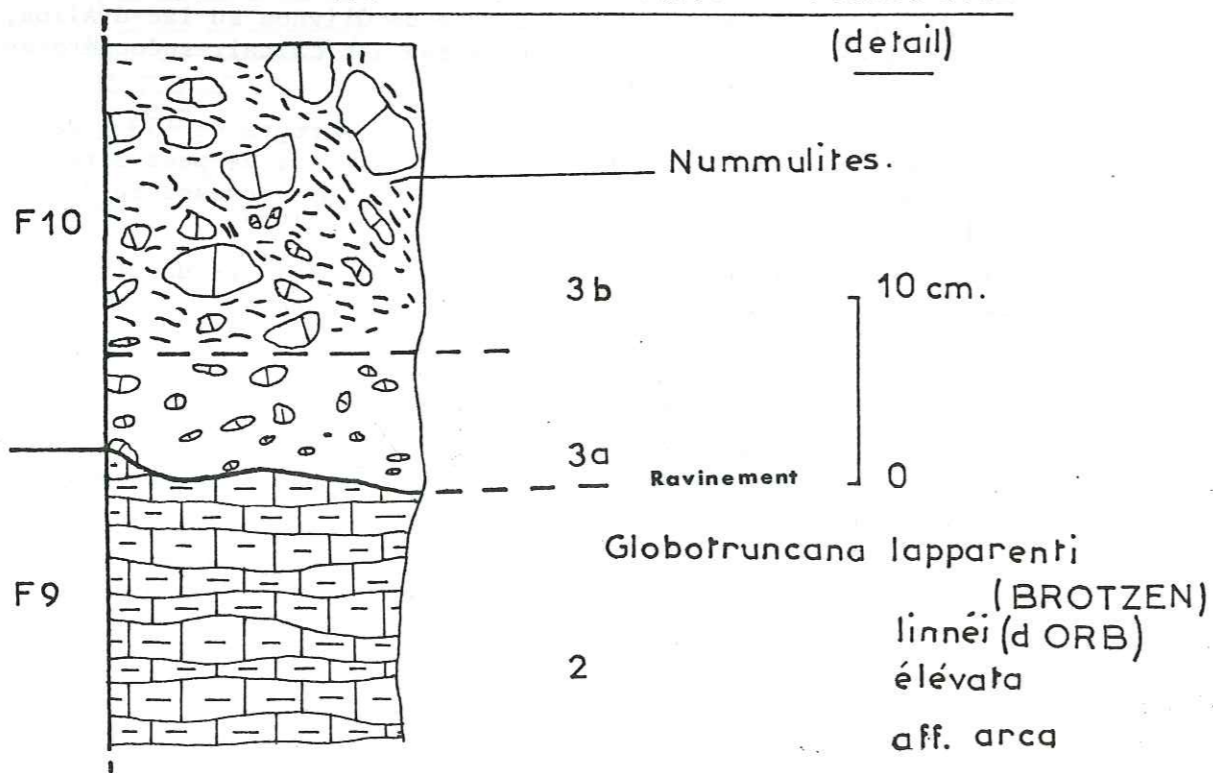


FIG 14 CONTACT NEOCRETACE - TERTIAIRE



Si l'on suit le pied de la falaise calcaire, on peut voir, de place en place que les bancs calcaires sont tronqués à leur base, et qu'ils reposent en contact tectonique sur les marnes médiocrétacées. A aucun endroit il n'est possible d'envisager qu'il existe une continuité stratigraphique, tellement le changement d'aspect est brutal entre les bancs microplissés des calcaires néocrétacés et les marnes médio-crétacées. Ces dernières montrent souvent des filonnets de calcite blanche fibreuse inhabituels dans cette formation ; il est évident que ces filons sont liés à la friction mécanique lors du glissement des calcaires.

L'étude des lames minces montre un faciès de calcaire micritique cryptocristallin constant avec une microfaune pélagique peu abondante mais utilisable pour dater cette série. La répétition des strates de même faciès ne permet pas d'y faire des coupures lithologiques. Seul la datation par microfaune peut renseigner sur les âges de cette formation.

Nous avons pu identifier à la base de celle-ci :

- Globotruncana lapparenti lapparenti*
- Globotruncana lapparenti tricarinata*
- Globotruncana coronata*
- Hedbergella*
- Radiolaires*

Cette association indique un âge qui n'est pas antérieur au Santonien moyen pour la base de ces calcaires en contact sur les marnes médiocrétacées. Le contact tectonique masque donc le Turonien et le Coniacien, qui peuvent exister originellement ; ils sont en général plus marneux que le Santonien, on peut penser que c'est à ce niveau de changement lithologique, que s'est effectué la rupture mécanique que l'on peut constater à la base de cette série.

Niveau 2 : 30 m de calcschistes gris terminent cette formation, la microfaune y est beaucoup moins abondante, leur sommet est raviné par la formation suivante.

On a pu y identifier :

- Globotruncana lapparenti* (BROTZEN)
- " " *linnei* (d'ORB.)
- " " *elevata*
- " " *aff. arca*.

Ces foraminifères donnent un âge campanien inférieur, ce qui semble indiquer que le sommet du Sénonien est absent sous le Nummulitique.

2-9-2- F10 : Les calcaires à Nummulites

Niveau 3 : C'est un niveau conglomératique qui ravine le Sénonien ; on a pu y séparer deux termes :



a) Un premier conglomérat à galets sénoniens arrondis de taille centimétrique et millimétrique pris dans un ciment gris foncé, passant parfois au rouge-brique entre les galets. Les galets semblent orientés. Ce premier niveau apparaît sur 5 à 7 cm d'épaisseur.

On n'y observe aucun fossile mais ce niveau, intercalé entre le Campagnien érodé et le Priabonien inférieur transgressif montre des indices de sédimentation continentale (coloration rouge-brique de la matrice) ; il s'apparente donc au "conglomérat d'Argens". Il correspond à des dépôts sans doute fluviatiles, liés à l'émergence de la zone subalpine à une période incertaine, probablement éocène inférieur.

b) Un deuxième niveau conglomératique à galets sénoniens plus gros (plusieurs centimètres) et nettement moins usés, sur 30 cm d'épaisseur. La matrice est "pétrée" de Nummulites :

*Nummulites striatus*  
" *garnieri*  
" *chavannesii*

Il s'agit d'une association typique du Priabonien inférieur à supérieur basal, ce niveau correspond au conglomérat de base de l'ensemble nummulitique transgressif. Il est la marque du retour à la sédimentation marine.

Niveau 4 : Les calcaires nummulitiques francs ont une vingtaine de mètres d'épaisseur. Ils sont très reconnaissables par la présence constante de Nummulites à leur base. Il s'agit de calcaires tendres finement lités, faisant corniche sur les calcaires néocrétacés.

Ils possèdent exactement les mêmes associations paléontologiques que le conglomérat sous-jacent.

2-9-3 - F11 : Les schistes à Globigerines

Niveau 5 : Les "schistes" à Globigerines sont réduits par étirement tectonique à une quarantaine de mètres, dans lesquels s'est creusée la cuvette des lacs de l'Encombrette.

Ce sont des calcaires marneux fins, d'aspect satiné, à cassure gris-bleu en continuité sédimentologique parfaite avec les calcaires sous-jacents.

Leur aspect très schisteux est sans doute dû aux contraintes tectoniques élevées qui ont agi sur ce niveau ; le terme de schiste mécanique serait donc tout à fait adéquat.

2-9-4 - F12 : Les grès d'Annot

Niveau 6 : les grès d'Annot, d'aspect flyschöide montrent l'alternance classique de bancs réguliers de grès et de silts, bien stratifiés. Ils continuent probablement dans le Priabonien supérieur et peut-être dans l'Oligocène inférieur.

COMPLEMENT DE LA PAGE 37

=====

Des résultats d'une étude micropaléontologique nous parviennent trop tard pour être incérés dans le texte.

Des échantillons provenant de la base de la falaise de calcaires néocrétacés de l'Encombrette ont révélé :

*Marginotruncana cf. coronata* (BOLLI)  
*Marginotruncana cf. marginata* (REUSS.)  
*Archaeoglobigerinae cretacea* (d'ORB.)  
*Globotruncana cf. arca* (CUSH).  
*Globotruncana cf. lapparenti* (BROTZ.)  
*Globotruncana cf. bulloides* (BROTZ.)  
*Stensioina sp.*

Cette microfaune indique un âge santorien élevé à campanien basal ; ce qui vérifie tout à fait les premiers résultats donnés dans le texte original.

Ces déterminations sont dues à B. PORTHAULT (S.N.E.A.(P)) - Je l'en remercie vivement ici.



### 3 - CONCLUSIONS DE L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE

#### F1 : Les Terres noires oxfordiennes :

Elles ne sont connues que par leur partie sommitale, au coeur de l'anticlinal de la cascade du Pich.

Il s'agit de la formation classique des chaînes subalpines : les marno-calcaires à géodes passent progressivement aux calcaires tithoniques.

#### F2 : Les calcaires tithoniques et berriasiens :

Ils forment une falaise d'une centaine de mètres de haut, où l'on retrouve :

- les calcaires fins lités du Tithonique,
- le niveau à silex du Tithonique,
- les calcaires beiges du Berriasien.

#### F3 : Les marno-calcaires valanginiens :

Ils apparaissent sous deux formes différentes :

1) *faciès "normal"* marno-calcaires à nombreux fossiles pyriteux (50 m). Ils forment un talus entre les deux masses calcaires du Tithonique et de l'Hauterivo-barrémien.

2) *faciès de Champ Richard* : 80 m de marno-calcaires troublés par de nombreux glissements synsédimentaires, avec une proportion marneuse importante. Malgré l'aspect souvent cahotique de cet ensemble, on y retrouve le faciès ponctué du Valanginien très riche en fossiles pyriteux caractéristiques de cet étage. Mais un Valanginien aussi perturbé par les slumpings n'est connu nulle part ailleurs ; on peut donc y voir la particularité de l'unité tectonique dite de Champ Richard, à laquelle appartient cette série. Les glissements synsédimentaires y sont d'ailleurs la règle pendant tout le Néocomien.

#### F4 : Les calcaires hauterivo-barrémiens :

Mis à part le cas particulier de l'unité de Champ Richard où se développe donc un Néocomien original, la formation hauterivo-barrémienne apparaît toujours avec son faciès monotone, fait d'une alternance rythmique de calcaires et de marnes sur plus de 200 m de hauteur. Le sommet, plus calcaire, est affecté de slumpings ; ceux-ci semblent de plus en plus intenses et nombreux en direction du NE, en même temps que l'épaisseur de la formation diminue.

On y voit de bas en haut :

- les calcaires à intercalations marneuses (Hauterivien) qui deviennent de moins en moins marneux vers le haut.

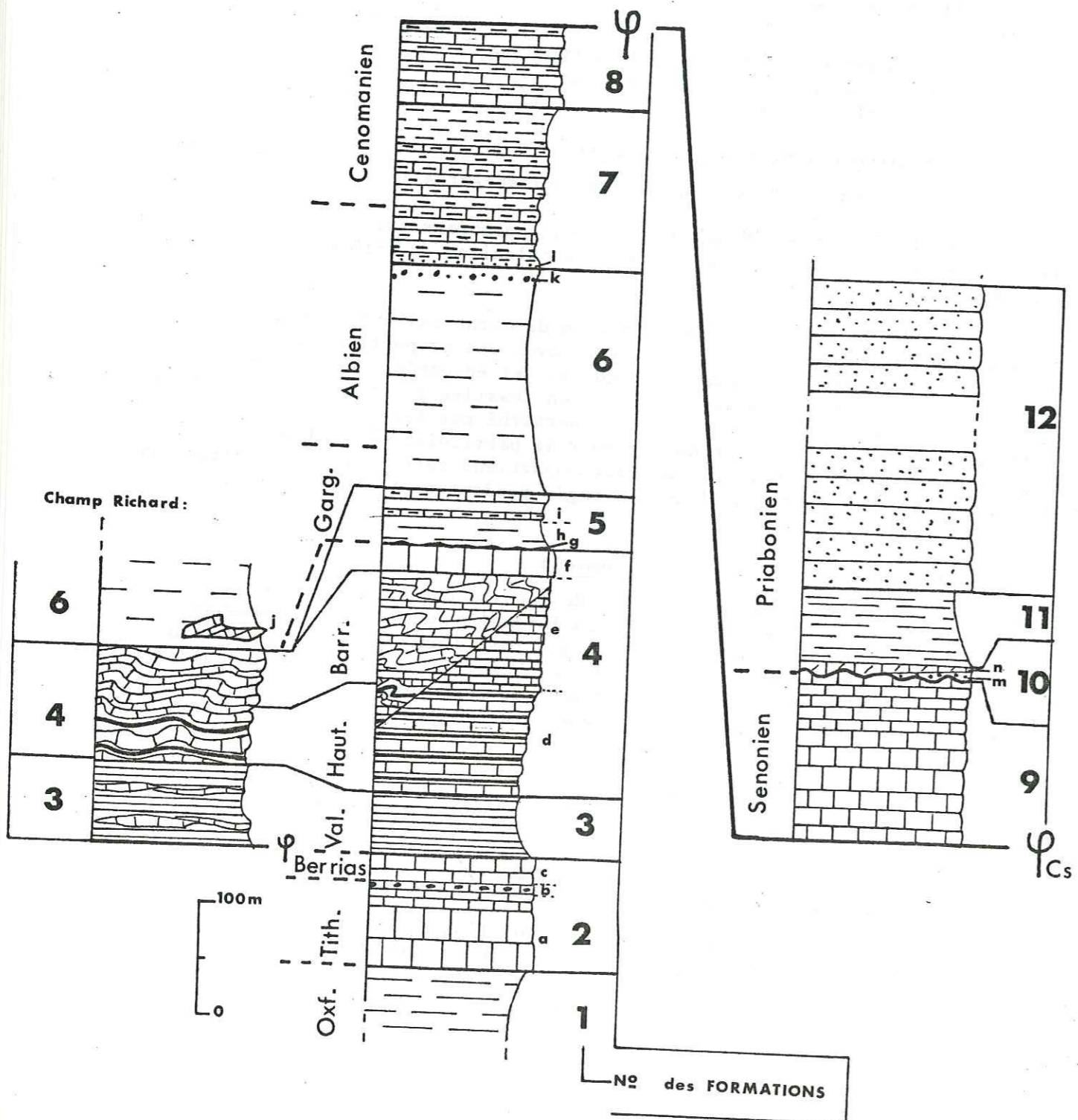
- les calcaires à Bélémites du Barrémien, où seuls des joints marneux centimétriques se développent.

- les gros bancs ocres sommitaux que l'on attribue encore au Barrémien. Le Bédoulien, s'il existe est inexprimé paléontologiquement.



FIG 15 SERIE STRATIGRAPHIQUE SYNTHETIQUE

de «l' AUTOCHTONE».



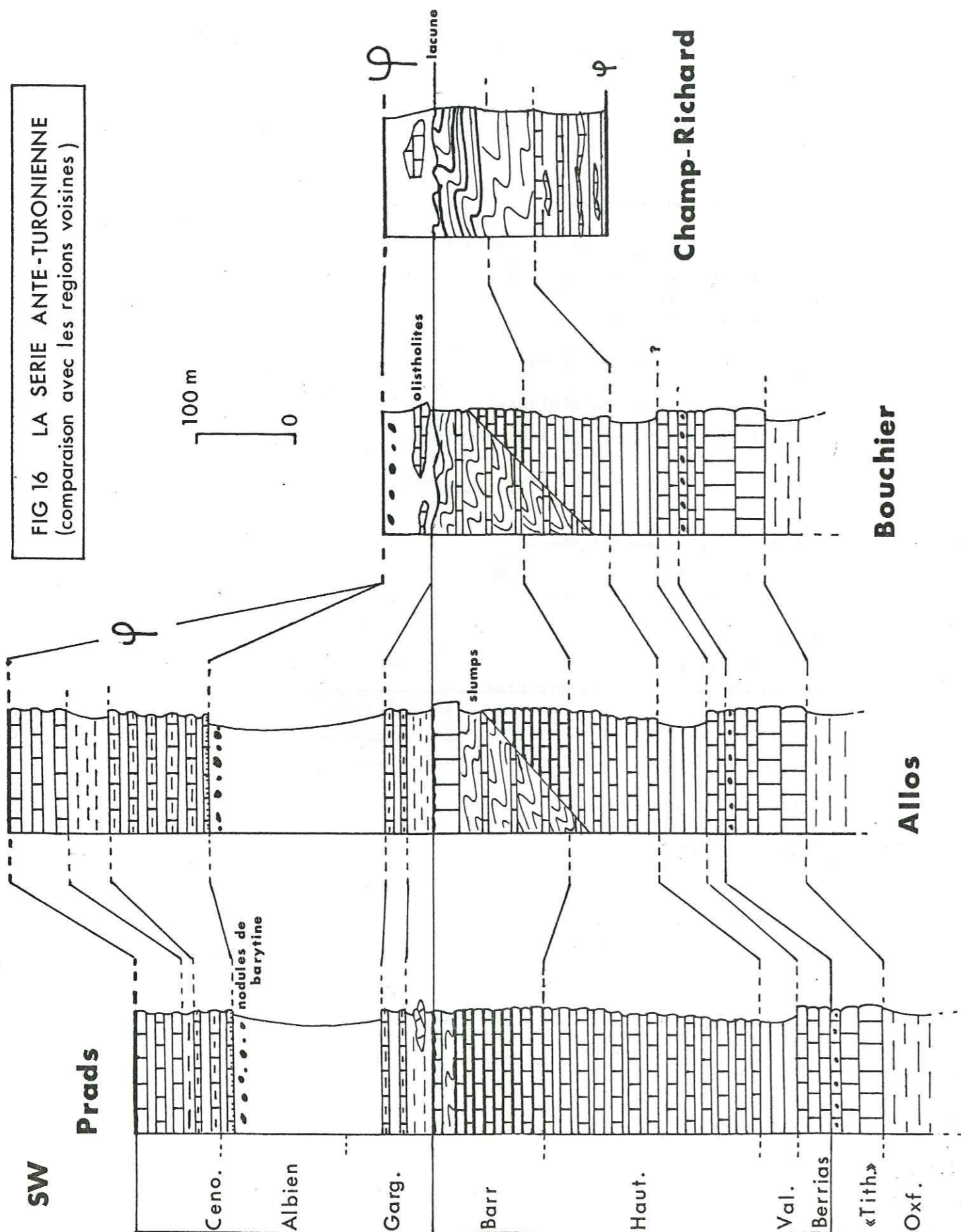
LEGENDE DE LA SERIE STRATIGRAPHIQUE SYNTHETIQUE (Fig. 15)

- F 1 Terres noires oxfordiennes.
- F 2 Calcaires Tithoniques et berriasiens :
  - a - calcaires tithoniques
  - b - niveau à silex
  - c - calcaires berriasiens
- F 3 Marno-calcaires valanginiens.
- F 4 Calcaires hauterivo-barrémiens :
  - d - calcaires à intercalations marneuses
  - e - calcaires à Belemnites
  - f - gros bancs ocres sommitaux
  - g - hard ground
- F 5 Marno-calcaires gargasiens :
  - h - marnes grises
  - i - marno-calcaires jaunes
- F 6 Marnes bleues :
  - j - Olistholites
  - k - niveau à modules de barytine
- F 7 Marno-calcaires albo-cénomaniens :
  - l - 1er banc gréso-calcaire
- F 8 Calcaires marneux gris
- F 9 Calcaires néocrétacés
- F 10 Calcaires à Nummulites :
  - m - conglomérats de base
  - n - calcaires priaboniens
- F 11 Schistes à Globigerines
- F 12 Grès d'Annot.



NE

FIG 16 LA SERIE ANTE-TURONIENNE  
(comparaison avec les regions voisines)



Le sommet de cette formation est marqué localement par un hard-ground (surface ferrugineuse) qui correspond probablement à tout ou partie du Bédoulien, puisque l'absence de celui-ci a été démontré paléontologiquement plus à l'W dans la région de Prads (Cl. VUILLERMOZ, 1961).

Les phénomènes de remaniements sont fréquents dans cette formation hauterivo-barrémienne. Ils apparaissent à des niveaux différents selon les lieux, mais tendent à se généraliser au Barrémien supérieur.

Les paquets glissés de calcaire tithonique dans les dépôts hauteriviens et barrémiens témoignent de la durée de ce remaniement pendant tout le Néocomien.

La série particulière de Champ Richard se distingue surtout par :

- une réduction d'épaisseur de l'Hauterivo-Barrémien (100 m maximum) ;
- des glissements synsédimentaires gigantesques qui masquent totalement l'aspect rythmique habituel du Néocomien.

F5 : Les marno-calcaires gargasiens :

Les premiers dépôts marneux médiocrétacés semblent donc ne commencer qu'au Gargasien, avec cette formation constituée des termes suivants ; de bas en haut :

- 25 m de marnes grises mal stratifiées, formant un talus au-dessus des gros bancs ocres barrémiens ;
- 25 m de marno-calcaires jaunes faisant relief au-dessus des marnes grises.

Cette formation se remarque bien dans la topographie, où elle épouse fidèlement les contours des calcaires sous-jacents. Vers le haut, les intercalations marneuses deviennent prépondérantes et passent progressivement aux marnes bleues.

Dans l'extrémité N-E du ravin de Bouchier et dans l'unité de Champ Richard, cette formation manque, cette lacune annonce la réduction stratigraphique des marnes médiocrétacées en direction du N-E.

F6 : Les marnes bleues :

C'est la formation qui donne aux environs d'Allos son aspect de "bad lands". Elle affleure en effet en de nombreux endroits, du fait des redoublements tectoniques.

La formation est constituée par près de 200 m de marnes noires, bleutées qui se chargent à leur sommet de nodules de barytine formant le seul horizon-repère de cette série marneuse monotone. Ce niveau placé à 10 m sous le toit de la formation est daté de l'Albien alors que la base des marnes est gargasienne. Le passage Aptien-Albien se fait donc au sein de celle-ci.

Lorsque la formation sous-jacente (F5) manque, comme nous l'avons signalé précédemment, les marnes bleues sont en contact direct avec le toit des calcaires barrémiens, qui montrent alors des aspects particuliers (bancs tronqués et slumps importants).



Cette lacune s'accompagne souvent de la resédimentation de paquets glissés de calcaires barrémiens (olistholites) dans la base des marnes bleues.

Ces phénomènes apparaissent dans le secteur nord-oriental de la demi-fenêtre, où l'on voit également (à l'extrémité N du ravin de Bouchier) une réduction d'épaisseur des marnes bleues puisque le niveau à nodule de barytine se trouve à 30 m au-dessus du toit des calcaires barrémiens, alors que dans la série normale de la région d'Allos, ce niveau est à plus de 150 m du toit du Barrémien. Cette réduction annonce la diminution générale des marnes médiocrétacées que l'on observe au NE (ravin de Bachelard vers la fenêtre de Barcelonnette) et leur disparition totale, dans cette même direction, vers le massif de l'Argentera. (Fig. 16).

F7 : Les marno-calcaires albo-cénomaniens

De bas en haut on trouve :

- 100 m d'une alternance rythmique de marno-calcaires en bancs décimétriques et de marnes.
- 40 m de marnes noires.

Le premier banc de cette formation montre un faciès grésocalcaire glauconieux caractéristique qui marque un changement brutal des conditions de sédimentation.

Cette épaisse série monotone n'a fourni aucun fossile.

F8 : Les calcaires marneux gris :

Épais de 80 m, ces calcaires en bancs décimétriques présentant parfois des colorations ocre-jaune alternent avec des joints marneux gris.

Le faciès est celui du Cénomaniens connu plus au S (Thorame). Mais aucun fossile n'est venu vérifier cette ressemblance.

Le toit de cette formation est partout marqué par un contact tectonique (1).

(1) L'étude structurale a en effet montré que l'érosion anté-nappe qui a affecté la région d'Allos à l'Oligocène inférieur, a décapé une grande partie des terrains post-cénomaniens.

Ainsi les formations subalpines, stratigraphiquement plus élevées que l'on rencontre dans la région d'Allos, sont en position parautochtone, poussées par la nappe lors de son avancée sur les marnes médiocrétacées autochtones à l'Oligocène.

F9 : Les calcaires néocrétacés :

Ils reposent partout en contact tectonique sur les marnes médiocrétacées sur lesquelles ils ont glissé à l'Oligocène (2). Ce contact anormal est nettement visible sur le terrain : les bancs calcaires santoniens sont microplissés et très souvent tronqués au contact des marnes.

Ces marnes forment une falaise de 150 m de hauteur maximum, constituée pour les trois quarts inférieurs de calcaires planctoniques lités, à rares passées marneuses, représentant le Santonien, qui passent à des calcshistes planctoniques campaniens vers le sommet.

Ce Sénonien parautochtone garde un faciès constant, se rapprochant du faciès pélagique autochtone qui se développe.

Au S (région de Villars - Colmars - Thorame), on peut dire qu'il ne peut pas y avoir eu de lacune stratigraphique locale de ces niveaux expliquant son absence fréquente sous la nappe, car ceux-ci ne montrent aucune des variations de faciès qui accompagnent habituellement une bordure de bassin ; leur absence s'explique par l'érosion anté-nappe.

F10 : Les calcaires nummulitiques

Ils forment la base de la couverture transgressive sur le Néocrétacé.

On réunit sous ce terme de "calcaires nummulitiques" plusieurs formations dont les conglomérats de base, très peu épais et souvent absents.

La coupe de l'Encombrette permet l'observation de tous ces niveaux :

- un premier conglomérat (quelques centimètres d'épaisseur) rempli des poches d'érosion dans le Campanien, il est à éléments sénoniens usés, légèrement aplatis, avec des traces rouge-brique dans le ciment ; on peut le rapporter au "conglomérat d'Argens", d'origine continentale.

- un second niveau conglomératique, d'une trentaine de centimètres d'épaisseur, à éléments sénoniens également, mais beaucoup plus grossiers, non orientés. Le ciment calcaire contient des Nummulites priaboniennes.

Il y a donc eu émergence, puis érosion du Campanien (et peut-être du Maestrichtien) suivie d'un dépôt alluvionnaire entre le Campanien et le Priabonien inférieur. La transgression marine nummulitique se fait alors sans discordance angulaire nette, il n'y a pas de traces de déformations anté-nummulitiques.

(2) Selon EL KHOLY (1972) les calcaires néocrétacés de la coupe de l'Encombrette seraient en contact stratigraphique sur les marnes sous-jacentes. Notre étude montre au contraire que ce contact est indubitablement tectonique (chapitre 2, la dalle du Sénonien-Tertiaire).



F11 : Les schistes à Globigérines <sup>(3)</sup> :

60 mètres de calcschistes souvent étirés tectoniquement jusqu'à leur disparition ; c'est en effet la seule formation plastique de la dalle du Sénonien - Tertiaire, son étirement témoigne des efforts tectoniques qui ont subi ces niveaux.

F12 : Les grès d'Annot :

Surtout développée dans le massif de l'Encombrette et les tours du lac d'Allos, cette formation offre actuellement plus de 250 m d'épaisseur. Elle en avait peut-être 600 à l'origine, mais elle est profondément érodée sous la nappe.

4 - RESUME

La série de l'autochtone de la demi-fenêtre d'Allos va donc de l'Oxfordien à l'Oligocène inférieur probable. Plusieurs lacunes s'intercalent dans cette série classique pour la zone subalpine vocontienne.

- Au toit du Barrémien, une lacune correspondant probablement au Bédoulien déjà connue à l'W, se généralise à Allos, et semble annoncer une lacune plus longue, dans les parties N-E de la demi-fenêtre, qui amorce la réduction d'épaisseur des marnes médiocrétacées en direction de l'Argentera.

- La série réellement autochtone se termine au sommet des marnes médiocrétacées par des horizons attribuables au Cénomaniens. Les termes sus-jacents sont décollés et en position parautochtone, il s'agit d'une dalle formée par des calcaires du Santonien-Campanien surmontés par le Nummulitique. Cette unité flottante parautochtone s'est substituée à la couverture néocrétacée et nummulitique originelle qui a été détruite lors d'une phase d'érosion probablement oligocène, antérieure à la mise en place des unités allochtones.

- Les conglomérats continentaux sans doute d'âge paléocène prouvent l'émersion de la zone subalpine à la fin du Crétacé ; ils sont suivis du Nummulitique qui débute par le Priabonien faiblement discordant, le sommet de la série est marqué par l'apparition des "Schistes à blocs" à l'Oligocène inférieur.

(3) L'étude du Tertiaire qui ne fait pas partie de ce sujet, n'a pas été approfondie. Elle fait l'objet de travaux en cours de J.-L. PAIRIS (Institut Dolomieu - Grenoble).

CHAPITRE 2

TECTONIQUE

1 - GENERALITES

2 - ENSEMBLE I : L'AUTOCHTONE

3 - ENSEMBLE II : LE PARAUTOCHTONE

4 - ETUDE DES MICROSTRUCTURES

5 - CONCLUSION



N. B. - Pour une meilleure compréhension du texte et des figures de ce chapitre, le lecteur aura intérêt à se reporter à cette page consacrée à l'explication des différentes abréviations utilisées :

Les grands ensembles :

Ensemble I : Autochtone (sensu-stricto)

Ensemble II : Parautochtone

- écailles post-nappes

- dalle du Sénonien-Tertiaire

Ensemble III : La nappe de l'Ubaye

Chevauchements :

ψP Chevauchement du Parautochtone

ψHB Chevauchement de l'unité de l'Herbe Blanche

ψC Chevauchement de l'unité de la Cluite

ψRC Chevauchement de l'unité de Roche Cline

ψCR Chevauchement de l'unité de Champ-Richard

ψCS Chevauchement de la dalle du Sénonien-Tertiaire

φN Chevauchement de la nappe de l'Ubaye



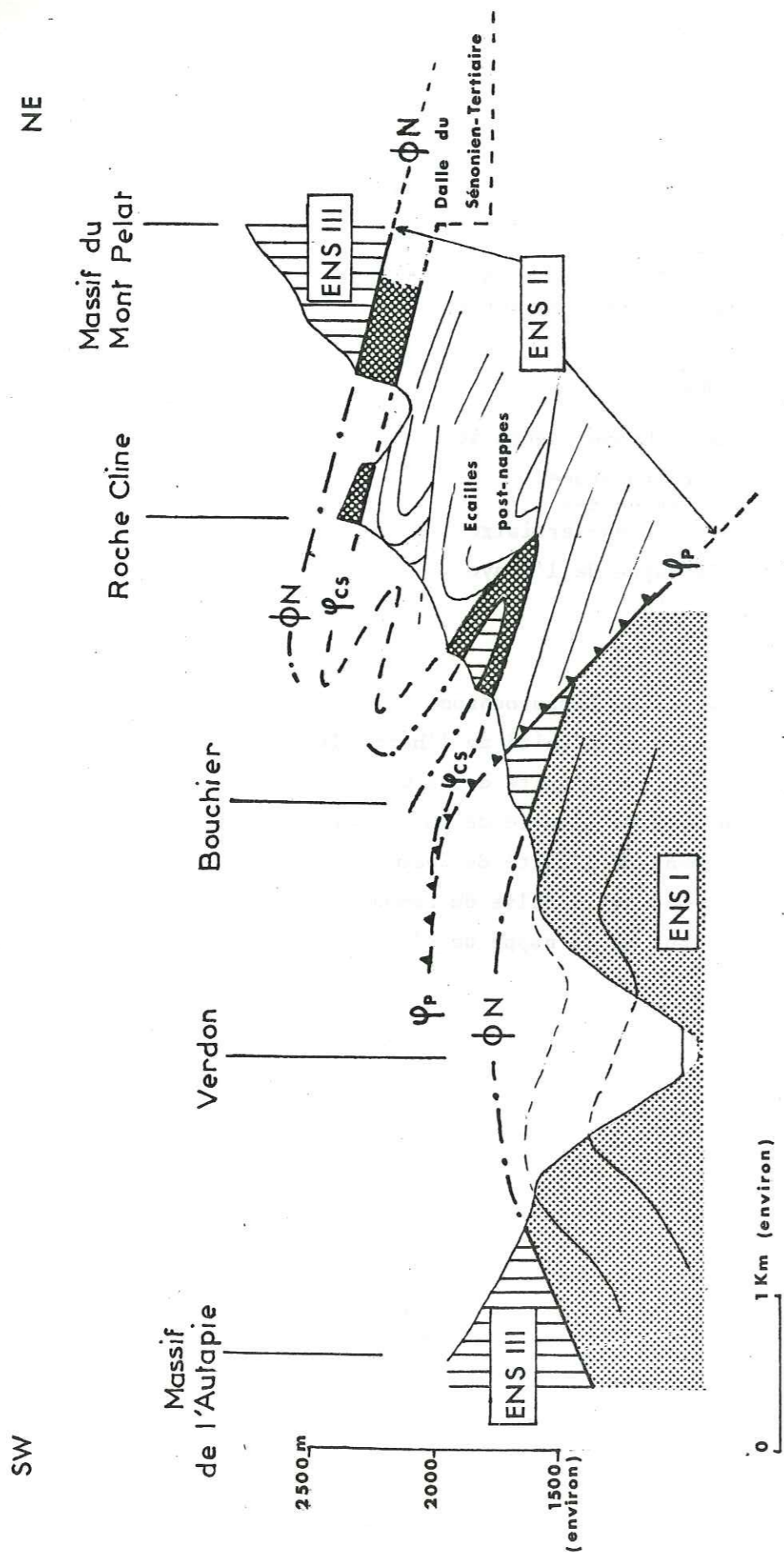


FIG 17 COUPE SCHEMATIQUE DE LA DEMI-FENETRE D'ALLOS

1 - GENERALITES

L'étude réalisée dans les environs d'Allos a démontré l'existence de plusieurs unités structurales parautochtones, intercalées entre le soubassement autochtone vrai, et le corps principal de la nappe de l'Ubaye.

Ces unités parautochtones se développent essentiellement dans la partie orientale de la demi-fenêtre.

Des éléments de la nappe de l'Ubaye y sont également impliqués sous forme d'écaillés, ce qui indique déjà le caractère post-nappe de cette tectonique.

Nous distinguons donc 3 grands ensembles (fig. 17 et 18) :

ENSEMBLE I :

Les terrains autochtones (sensu-stricto) qui occupent la partie occidentale de la demi-fenêtre.

ENSEMBLE II :

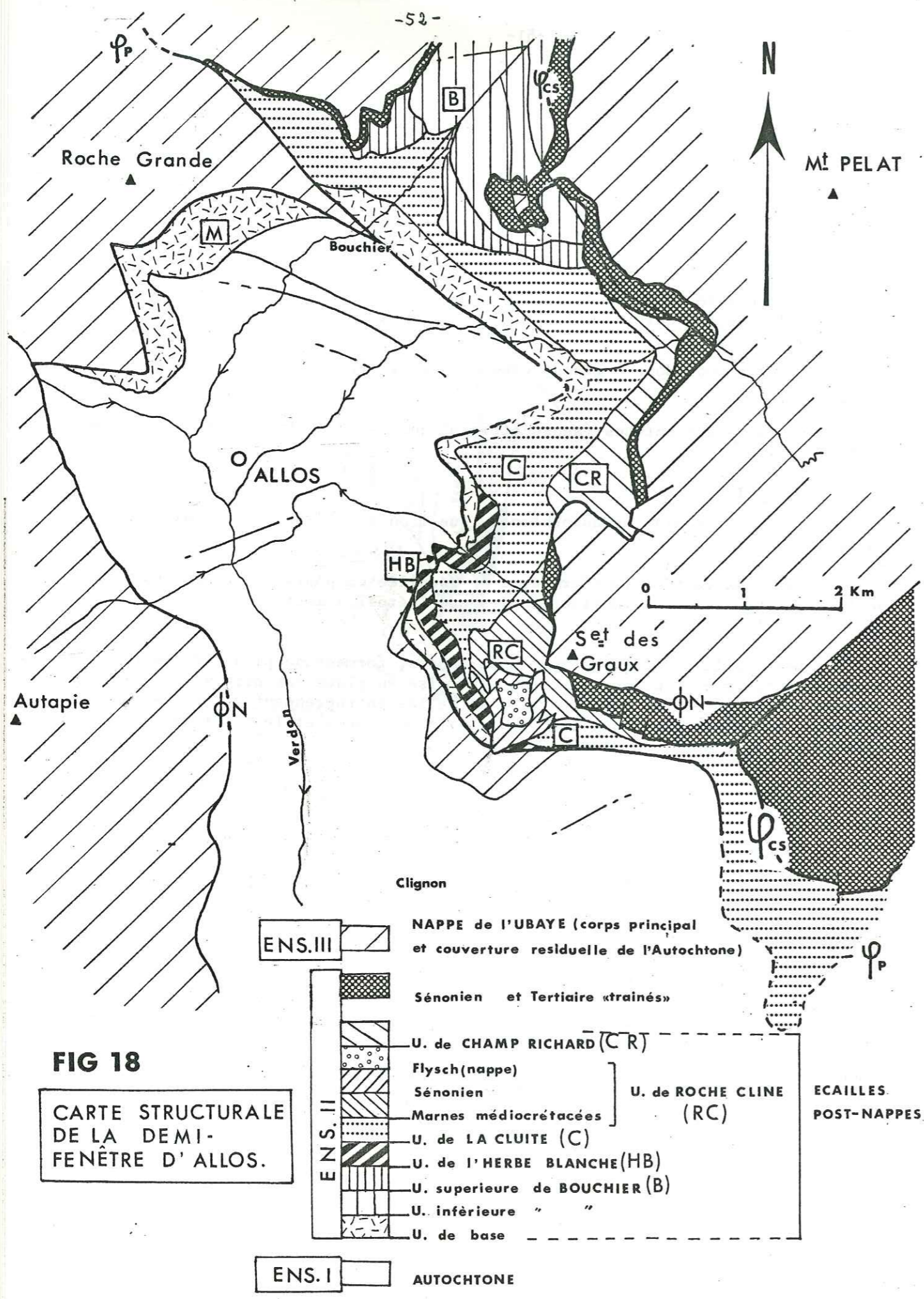
Ce sont les terrains parautochtones, que l'on doit diviser en deux sous-ensembles :

1 - la dalle du Sénonien-Tertiaire<sup>(1)</sup> décollée et poussée par la nappe de l'Ubaye sur les marnes médiocrétacées que l'érosion anté-nappe a mis à nu.

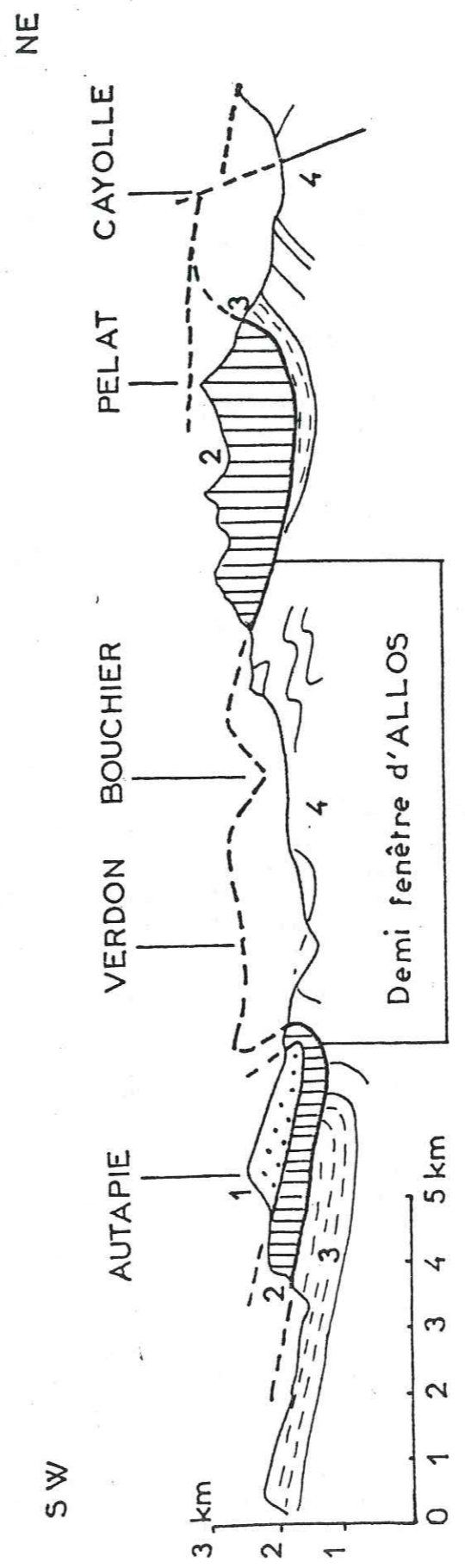
2 - Les écaillés parautochtones post-nappes, formées de plusieurs unités à dominante de marnes médiocrétacées. Leur mise en place est évidemment post-nappe puisque, dans leurs structures, elles en reprennent des éléments (flysch du Pelat) ainsi que les calcaires néocrétacés et le tertiaire traînés par la nappe.

(1) Le Sénonien et le Tertiaire ayant été en partie repris dans les structures post-nappes (écaillés post-nappes), le terme de "dalle" s'adresse au Sénonien et au Tertiaire restés en "semelle" sous la nappe de l'Ubaye, dans les secteurs élevés de la demi-fenêtre (sommet de la Mel - Massif de l'Encombrette).





**FIG 18**  
CARTE STRUCTURALE DE LA DEMI-FENÊTRE D'ALLOS.



- 1 Flysch d'Autapie
- 2 Unités Subbriançonnaises
- 3 Nummulitique subalpin
- 4 Jurassique et Crétacé subalpin

**FIG 19** Structure de la nappe sur l'Autochtone (d'après Cl. KERCKHOVE)



ENSEMBLE III :

La nappe de l'Ubaye (2)

2 - ENSEMBLE I : L'AUTOCHTONE

2-1 - Introduction

La série stratigraphique qui le compose va du Jurassique supérieur au Cénomaniens. Elle se développe surtout dans la vallée du Verdon et à l'E dans la direction du Col des Champs.

Cet ensemble est plissé en deux anticlinaux dissymétriques de calcaires néocomiens qui s'enfoncent sous leur enveloppe de marnes médiocrétacées.

Il est recouvert à l'W par la nappe de l'Autapie (ensemble III) ( $\phi$  N), et à l'E localement par une écaille de flysch grésocalcaire subbriançonnais (à Chabrimand) ou plus généralement par les unités parautochtones de l'ensemble II ( $\phi$  P) (fig. 17).

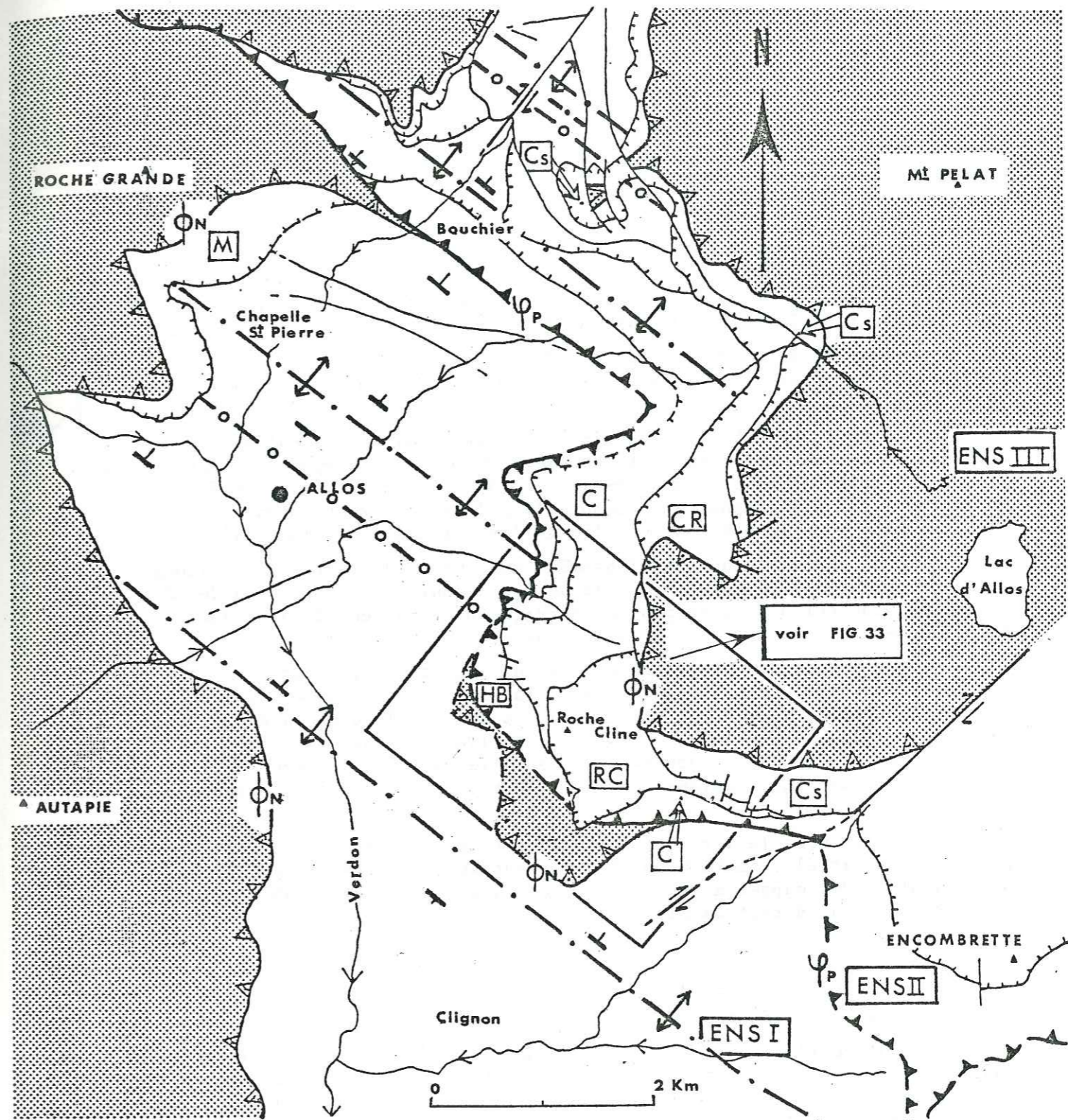
(2) Rappel sur la nappe de l'Ubaye dans le Haut-Verdon

Les unités subbriançonnaises et leur pseudo-couverture de Flysch de l'Autapie constituent l'ensemble inférieur de la nappe de l'Ubaye, mis en place à un moment mal précisé de l'Oligocène sur une surface d'érosion (fig. 19). Ces unités allochtones occupent deux positions aux environs d'Allos :

- 1) Le corps principal de la nappe forme la ceinture montagneuse qui encercle le bassin d'Allos (Massif de l'Autapie à l'W, Roche Grande au N, groupe du Pelat - Lac d'Allos à l'E). Il reste en dehors de cette étude.
- 2) D'autres affleurements de moindre importance ont été depuis longtemps signalés à plus basse altitude au milieu des terrains subalpins de la demi-fenêtre, spécialement à Bouchier et dans le massif de Roche Cline. Il s'agit d'étroites bandes de flyschs divers, se rattachant à la série priabonienne du Pelat ou à la nappe de l'Autapie, ainsi qu'une unique écaille de Dogger subbriançonnais à Chabrimand, au S de Roche Cline. La répartition de ces affleurements n'est pas quelconque et ne dépend pas de glissements ou de tassements de versants ; ils jalonnent en fait des structures cohérentes et d'amplitude encore insoupçonnée, que l'on peut regrouper en deux sous-ensembles :













a) La bande la plus occidentale part de Bouchier et contourne au Sud le massif de Roche Cline, par Chabrimand ; elle se poursuit sans doute par les affleurements des Muletiers en direction de la vallée du Var, au N du col des Champs. Elle représente un témoin, plus ou moins écaillé, de la couverture de nappes posée sur l'autochtone sensu stricto et pincée sous le contact général des unités parautochtones.

b) Les autres affleurements sont pincés sous les contacts des différentes unités parautochtones (Herbe Blanche, Roche Cline). Ils seront décrits avec l'unité qui les supporte.



SCHEMA STRUCTURAL de la DEMI-FENETRE d'ALLOS

**FIG 20**

 Nappe de l'UBAYE (ENS III)	 Chevauchements.
<u>Principales Unités parautochtones: (ENS II)</u>	 Faille.
 U. de Montgros.	 Pendages.
 U. de l'Herbe Blanche.	 Anticlinal.
 U. de la Cluite.	 Synclinal.
 U. de Roche Cline.	
 U. de Champ Richard.	
 U. du Sénonien (+Tertiaire)	



2-2 - Les environs de Clignon

Voir fig. 18 et 20, et les coupes 22 et 23.

Le schéma structural (fig. 20) montre la situation de l'axe de l'anticlinal de Clignon qui passe au N-E du village du même nom.

Cet anticlinal se développe surtout dans les calcaires néocomiens ; il fait ressortir le toit des calcaires barrémiens dans le fond du rain de l'Eyssanet, qui descend de l'Encombrette. Il se poursuit vers le N-W, dans la vallée du Verdon, avec une direction axiale N130.

Vers le S-E, la direction de l'axe de cet anticlinal devient progressivement W-NW - E-SE aux approches du Haut-Var où les structures sont N105.

Dans le Haut-Var, cet anticlinal fait culminer les calcaires tithoniques autochtones à une altitude de 2000 m, alors que dans le Haut-Verdon, le toit des calcaires barrémiens ne dépasse pas la cote 1900. Ceci traduit un plongement axial mesurable à l'affleurement (plongement d'environ 10° vers le N-W) qui est lié à l'ensellement de l'Embrunais.

On constate donc que l'ensemble autochtone de la région d'Allos, formé de terrains plus élevés dans la série, a subi une déformation de direction N130 qui n'affecte pas les terrains plus anciens du Haut-Var, bien que ceux-ci soient assez élevés structuralement.

On serait donc tenté de penser que les structures dites alpines (de direction N130) qui semblent liées à la présence des nappes dans le Haut-Verdon, n'ont affecté qu'une tranche superficielle dans la série stratigraphique de l'ensemble subalpin sur lequel elles ont avancé, et que les couches plus profondes (Tithonique) de la vallée du Var, ont conservé leur direction axiale N105 acquises antérieurement (structures dites "pyrénéo-provençales").

Comme nous le verrons, lors de l'étude des microstructures (à la fin de ce chapitre) ; cette hypothèse ne peut guère être retenue, car la mise en place des nappes n'est sans doute pas la cause de l'établissement des structures de direction N130.

2-3 - Les environs d'Allos

Voir fig. 18 et 20 et les coupes 24 et 25.

Un deuxième anticlinal de Néocomien autochtone, l'anticlinal de la Chapelle St-Pierre, ainsi nommé, car on voit la charnière dans les calcaires barrémiens, près de la chapelle de ce nom, sur la petite route de Bouchier, possède également une direction axiale N130 (1).

(1) Des mesures effectuées sous la chapelle, dans les bancs des marno-calcaires gargasiens (F5), nous ont permis d'évaluer, au canevas de Wülf, une direction axiale N131 avec un plongement de 2° vers le NW, pour l'axe de cet anticlinal.

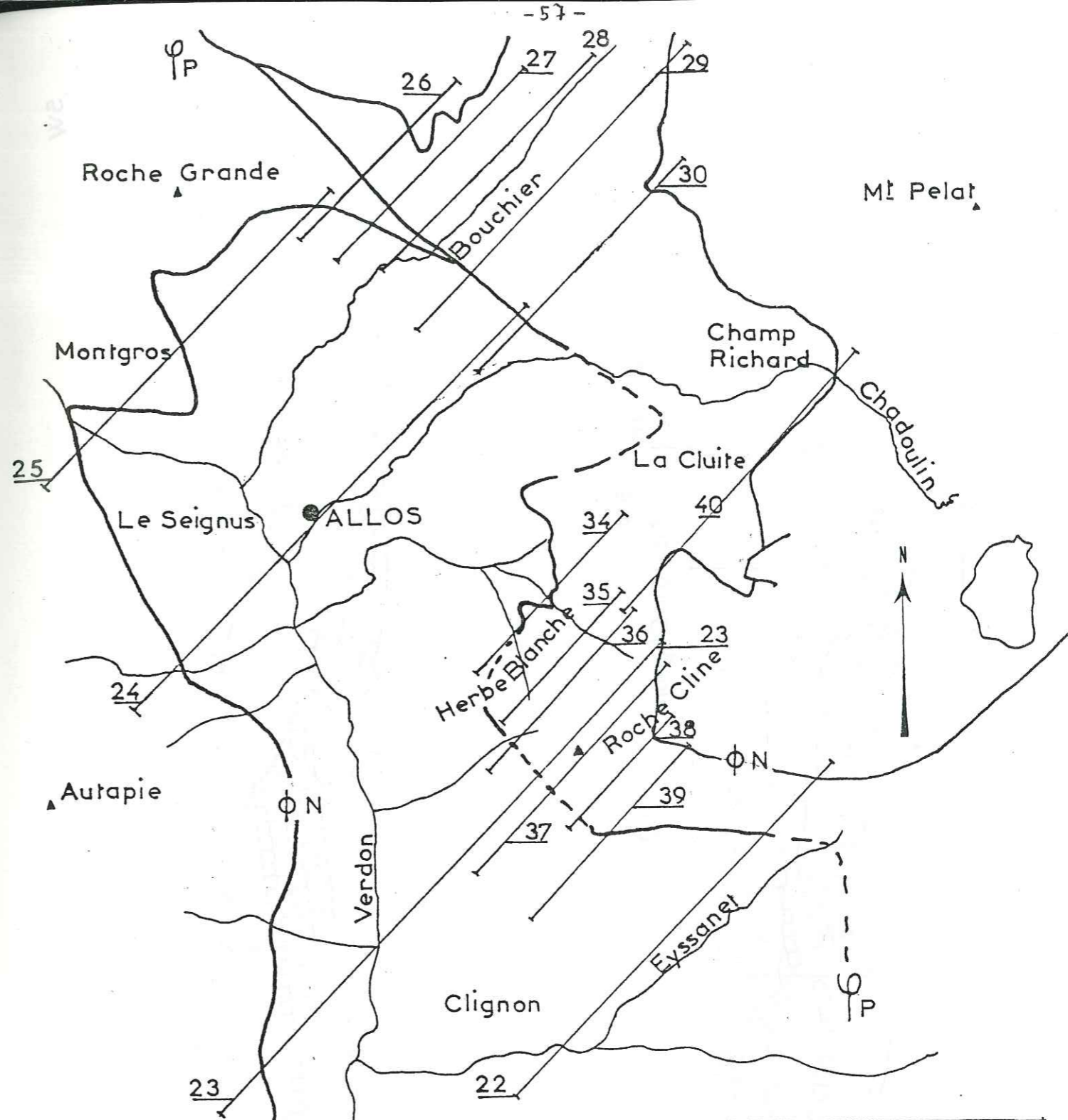
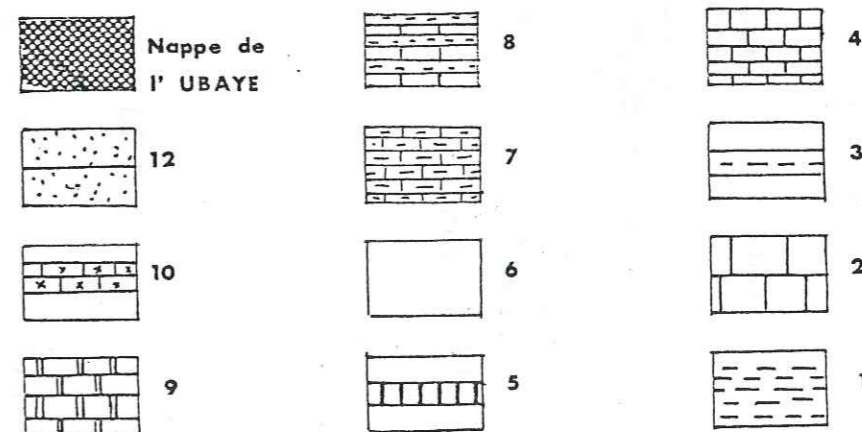


FIG 21

Situation des coupes géologiques

LEGENDE

DES COUPES:





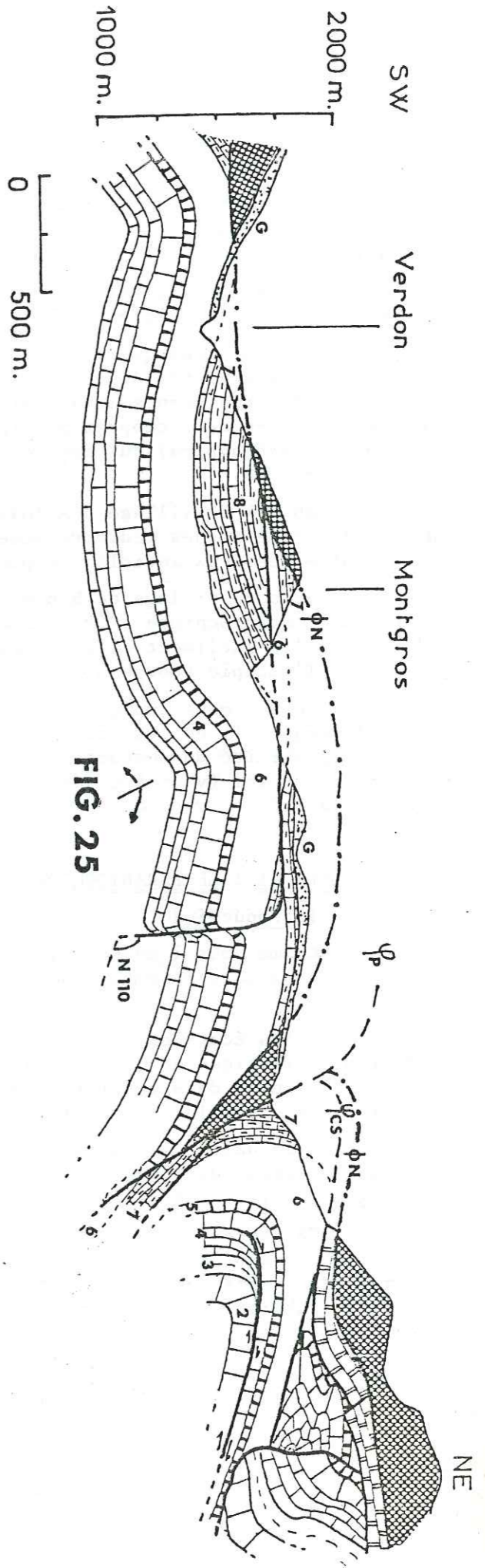


FIG. 25

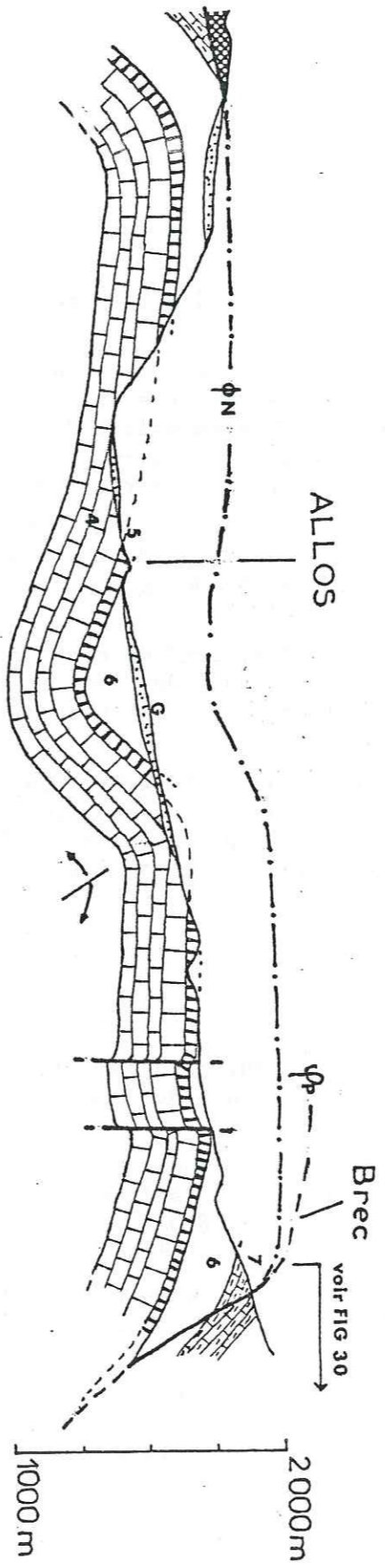


FIG. 24

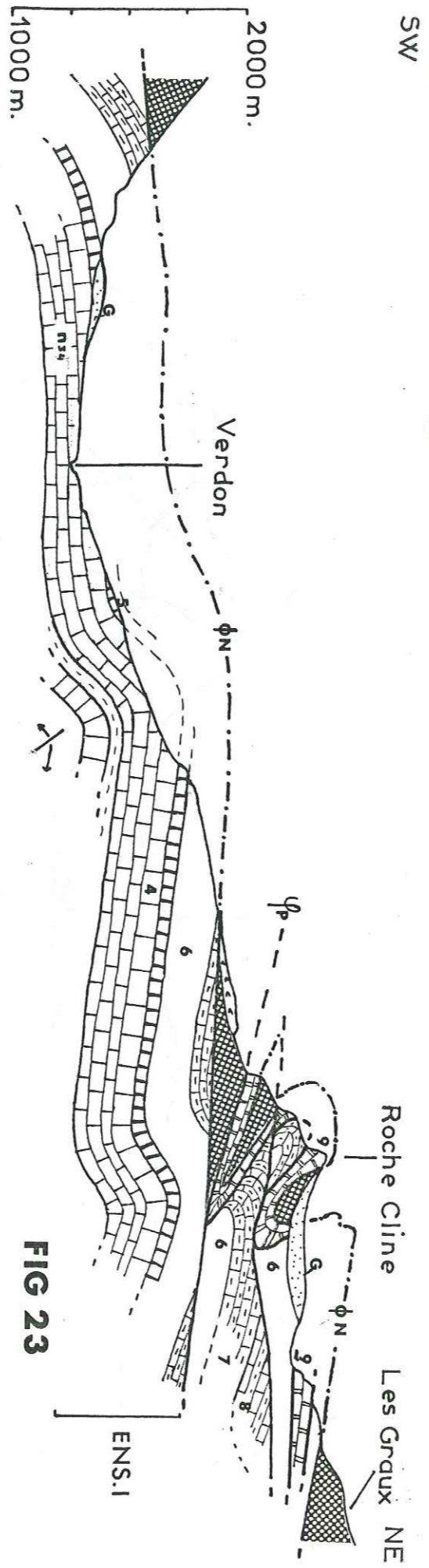


FIG 23

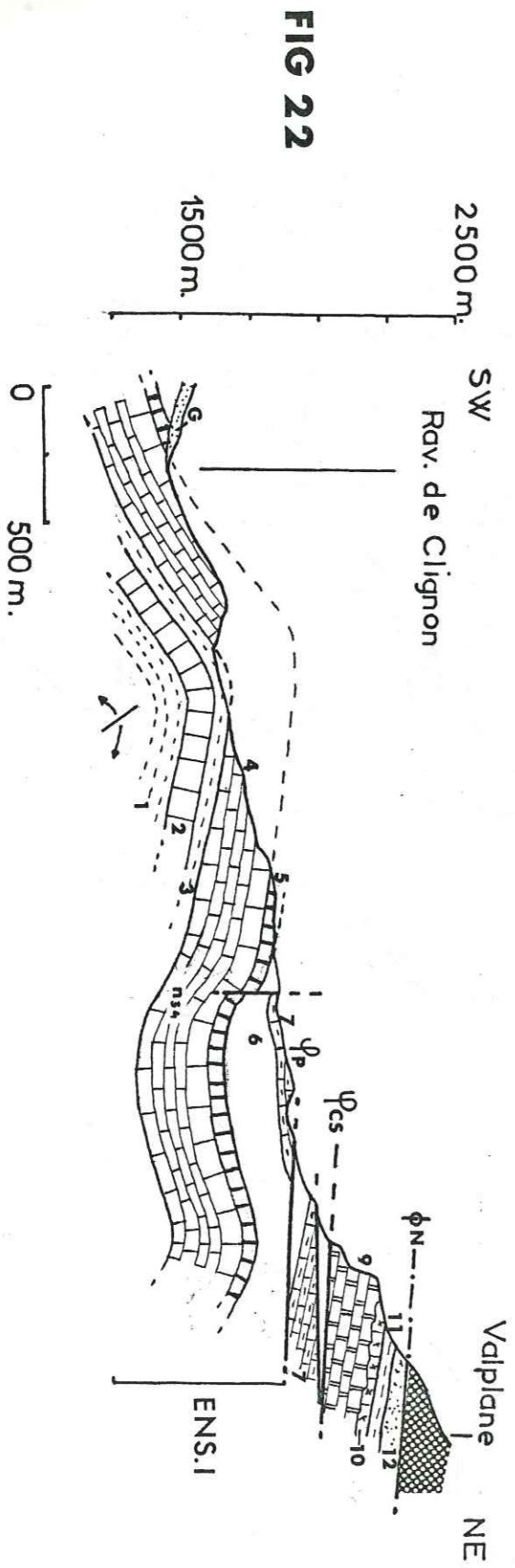


FIG 22



Cet anticlinal est davantage déjeté vers le SW que celui de Clignon ; on voit nettement dans les vallons du torrent de Bouchier et du Chadoulin (près d'Allos) les couches pentées fortement vers le SW, matérialisant ainsi le flanc S redressé de l'anticlinal.

Cette dissymétrie explique d'ailleurs les replats glaciaires du Seignus et de Vacheresse qui sont situés sur les flancs nord-orientaux, peu inclinés, des anticlinaux hautes-rivo-barrémiens.

Un système de failles verticales orientées N110 découpe le flanc N-E de cet anticlinal (fig. 20).

On peut remarquer, sur la carte Allos 1/50 000 que l'une de ces failles est dans le prolongement exact de la petite fenêtre de la Foux, qui fait ressortir des marnes médiocrétacées autochtones au milieu du flysch. Ici, ces failles ne recoupent pas la nappe ; il s'agit peut-être de failles anciennes (anté-nappes) qui ont joué sous l'ensemble charrié, dans une étape ultérieure.

Au N-W du village d'Allos, en rive gauche du Verdon, il existe un synclinal de marnes médiocrétacées sous le plan de Montgros, son axe passe entre les deux anticlinaux précédemment cités.

Près du village de Bouchier au NE d'Allos, près du contact de l'ensemble parautochtone (ΨP) les couches barrémiennes du flanc de l'anticlinal s'inclinent plus fortement sous leur couverture tectonique de Flysch de l'Autapie (coupe n° 25).

Cela semble indiquer un anticlinal à double charnière rappelant le style déjectif, en fait il s'agit d'un ploiement des couches autochtones lié à la proximité du contact de base de l'ensemble parautochtone (ΨP) très redressé ici (voir l'étude de l'ensemble II : la limite inférieure de l'ensemble II).

3 - ENSEMBLE II : LE PARAUTOCHTONE

3-1 - Introduction

Comme nous l'avons déjà signalé, le secteur parautochtone se subdivise en deux sous-ensembles dont le mode de mise en place n'est pas le même :

- les écailles post-nappes qui sont établies dans les terrains allant du Jurassique au Cénomaniens (de même que dans le secteur autochtone), et qui reprennent dans leur structure, les formations plus récentes formant l'autre sous-ensemble mis en place sur la région pendant l'avancée des nappes.

- la dalle des calcaires néocrétacés et du Tertiaire dont la masse principale occupe une position structurale élevée sous la nappe de l'Ubaye. Ce sont des terrains à faciès subalpin, dont l'origine pose un problème.

Ce secteur parautochtone forme une bande de 1200 à 1500 m de large qui borde la nappe de l'Ubaye dans toute la partie orientale de la demi-fenêtre. Sa limite supérieure est donc marquée par le contact basal du matériel subbriançonnais qui constitue cette nappe.

3-2 - La limite inférieure de l'ensemble parautochtone (ΨP)

Il s'agit d'un grand contact chevauchant qui traverse toute la demi-fenêtre du NW au SE. Il est très redressé en profondeur (dans la partie N, aux environs de Bouchier vers 1600 m d'altitude) (fig. 25) et se couche vers l'horizontale à partir de la cote 1900 ; il passe en courbe de niveau sous le massif de Roche Cline (fig. 23), au S.

C'est le contact de base des écailles post-nappes qui viennent chevaucher l'autochtone vers le SW ; ce contact majeur est donc postérieur à la première mise en place de terrains parautochtones sur les marnes médiocrétacées autochtones, il recoupe en effet localement le contact de base de la dalle du Sénonien Tertiaire, et le contact de la nappe de l'Ubaye.

Ainsi à "l'aval" de ce contact (au S-W de celui-ci) on retrouve isolés sur les marnes médiocrétacées du flysch, du Sénonien et du Tertiaire subalpin en position de couverture tectonique (fig. 17) provenant de la première mise en place de ces terrains lors de l'avancée de la nappe :

- à la crête de l'Herbe Blanche une lame de faible épaisseur (10 m) constituée de calcaire néocrétacé subalpin, de calcaire nummulitique et de Grès d'Annot, et du Flysch grésocalcaire du Pelat. Cet affleurement est surmonté par une unité parautochtone de base (fig. 18) qui ramène des calcaires marneux gris par dessus le Flysch du Pelat (il constitue sur le fond topographique le point coté 1968 à la crête de l'Herbe Blanche) (fig. 35).;

- à Chabrimand, une écaille basale de calcaire du Dogger subbriançonnais et deux synclinaux de Flysch grésocalcaire du Pelat pinçant du Flysch schisto-gréseux (fig. 38).

Dans les environs de Bouchier, à une altitude assez basse (1600 m), la nappe de l'Ubaye occupe cette même position de couverture tectonique sur l'autochtone mais elle se rattache à son corps principal vers l'W. Il s'agit d'une "synforme" de "Flysch dissocié", emballant du flysch schisto-gréseux du Pelat, le Flysch dissocié appartient à la nappe de l'Autapie qui se développe vers l'W sous le massif de Roche Grande.

Cette couverture tectonique jalonne donc la base des écailles post-nappes. Elle souligne une zone médiane qui correspond sans doute à une ancienne ligne de discontinuité, reprise dans la tectonique post-nappe responsable de la genèse de la zone parautochtone.

On verra que cette ligne de discontinuité provient de l'action de l'érosion anté-nappe sur d'anciennes structures (voir chapitre 4, essai de reconstitution des structures anté-nappes).

3-2-1- Le prolongement du contact vers le SE

Après avoir franchi le vallon de l'Eyssanet en chevron topographique, le contact doit se poursuivre en direction du col des Champs. Mes observations sont très incomplètes dans cette région qui sort du cadre du secteur étudié, mais j'ai pu voir, sous la falaise de l'Encombrette, au milieu des marnes médiocrétacées, des charnières de calcaires néocomiens, ainsi que plusieurs écailles de formations appartenant à la nappe dont l'une est portée sur la carte Allos 1/50 000 (au N de la montagne des Adrechs). L'altitude relativement basse (1900 m) de cet affleurement est singulière. On ne peut lui trouver aucune relation possible avec le corps principal de la nappe des environs du lac d'Allos.



L'hypothèse de vieux paquets glissés, souvent avancée par Y. GUBLER, ne s'étant pas vérifiée ailleurs (Massif de Roche Cline), on peut penser qu'il s'agit probablement là aussi, d'une écaille en position tectonique résiduelle, comme dans le cas de celle de Chabrimand par exemple.

En conséquence le contact de Parautochtone (P) doit passer en amont de cette écaille (au N de cette dernière), puis sous les replis parautochtones de calcaire néocomien (au S immédiat de la Tête des Muletiers), pour se continuer dans la Haute-Vallée du Var, en direction du col de la Cayolle.

3-2-3 - Le prolongement du contact vers le NW

Vers le NW, dans les environs de Bouchier, le contact est redressé en faille inverse ; mais plus au N encore, dès l'altitude de 1900 m il se couche vers le SW pour devenir franchement chevauchant (fig. 18). Dans ce secteur, le corps principal de la nappe est donc chevauché par des unités parautochtones subalpines jusqu'à la cote 1900, et au-delà par la nappe elle-même.

Cet accident post-nappe, qui possède une grande ampleur dans les terrains subalpins, doit se poursuivre dans la nappe à l'extrémité NW du ravin de Chasselaye.

Il est d'ailleurs fort probable que ce soit lui qui ramène au milieu du flysch, un affleurement du Valanginien autochtone que Y. GUBLER signale à 2320 m d'altitude, dans son mémoire (Y. GUBLER, 1928) : "un gisement tout à fait aberrant au milieu du flysch, un peu au SE du col d'Allos".

3-3 - Les écailles post-nappes

Nous suivrons un découpage géographique pour la description de l'ensemble parautochtone ; ainsi nous commençons par les écailles post-nappes pour finir par la dalle néocrétacée et tertiaire qui occupe le plus souvent la position la plus nord-orientale. Par la suite, nous pourrions interpréter la position relative de ces différentes unités tectoniques.

3-3-1 - La structure dans la partie N de la demi-fenêtre

A. - Le secteur de Montgros

Voir coupe n° 25 et fig. 18.

Au N du secteur autochtone, il existe localement une unité parautochtone isolée sous la nappe de l'Ubaye, c'est l'unité de Montgros.

Elle ramène des marnes bleues (F6) et des marno-calcaires albo-cénomaniens (F7) sur l'autochtone, sans flanc inverse.

L'autochtone sous-jacent étant constitué des mêmes terrains, il s'agit là d'un simple redoublement dans les marnes médiocrétacées. Celles-ci montrent des microplis métriques (plis d'entraînement) près du contact de l'ensemble chevauchant.

Ces microplis ont une direction axiale N140 avec un déversement vers le SW confirmant un déplacement de cette unité vers le SW.

Le contact basal de cette unité se voit nettement sous le plan de Montgros, il est marqué par une bande de marnes bleues gargaso-albiennes disposées subhorizontalement sur les niveaux sous-jacents autochtones plus récents (albo-cénomaniens). Mais à l'E, sous Roche Grande, la limite est totalement masquée par des accumulations importantes de moraines latérales.

Il est possible que la genèse de ce chevauchement soit due à la présence d'une faille ancienne de direction N110 qui se voit plus bas dans les calcaires hauterivo-barrémiens autochtones. En effet, cette faille ne se continue pas dans l'Unité de Montgros et encore moins dans la nappe sus-jacente (fig. 20).

Cette faille aurait, dans un premier temps, décalé vers le haut le compartiment NE mettant ainsi face à face marnes bleues au NE et marno-calcaires albo-cénomaniens au SW. Ainsi, lors d'un épisode de contraction post-nappe, la partie supérieure du compartiment le plus élevé (NE) aura été charriée facilement sur le compartiment SW par l'intermédiaire de la semelle de marnes bleues, (coupe n° 25).

Cette hypothèse explique d'ailleurs le déplacement relativement faible de cette unité ; ce que l'on pourra vérifier aisément en reconstituant les anciennes structures (voir au chapitre 3).

B. - Le secteur du ravin de Bouchier

Voir coupe n° 26, 27, 28, 29, 30  
Schéma structural fig. 20  
Carte structurale fig. 18.

a) Généralités

Le secteur de Bouchier montre une extrême complexité tectonique dans des terrains essentiellement néocomiens et néo-jurassiques.

En simplifiant, on peut y décrire trois anticlinaux successifs marqués par trois dômes de calcaire tithonique.

Pour faciliter l'explication, nous les appellerons A<sub>1</sub> (le plus aval) A<sub>2</sub> et A<sub>3</sub> (ce dernier est le plus développé, c'est l'anticlinal du Pich déjeté vers le SW) (voir fig. 31).

L'ensemble de ces trois anticlinaux reposent au S :

- en contact chevauchant assez relevé (30-40°) sur une première unité parautochtone (unité de base sur la carte structurale fig. 18).

- ou directement contre le Flysch du Pelat par l'intermédiaire du contact de base de l'ensemble parautochtone très redressé à Bouchier.







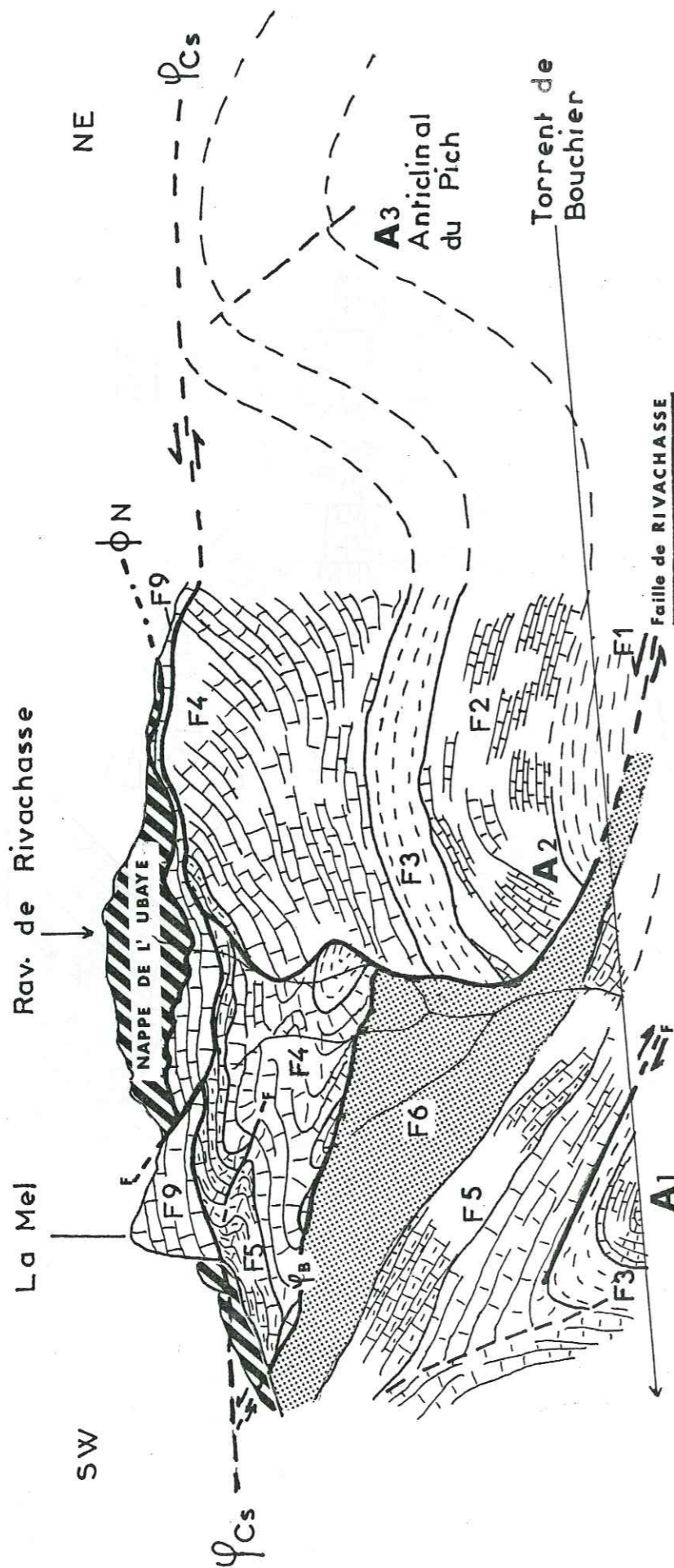


FIG 31 PANORAMA DE LA RIVE DROITE DU TORRENT DE BOUCHIER

Au N toutes ces structures sont recoupées à leur sommet par le contact tectonique des calcaires néocrétacés qui a gardé une position subhorizontale ; ce contact franchit le torrent de Bouchier en chevron topographique dans sa partie amont. Ce secteur sort du cadre du fond topographique utilisé (cf. carte Barcelonnète au 1/50 000).

Un système de failles normales tardives (post-nappes) subméridiennes découpe les terrains de la rive gauche sans grand rejet.

On peut voir dans le fond du ravin, les pointements de calcaire tithonique légèrement décalés d'une rive à l'autre, cela indique un décrochement dextre, de direction N50 également sans grande amplitude ; cet accident a conditionné l'orientation actuelle du ravin de Bouchier.

Mais dans le détail, la structure montre des complications liées à la faille de Rivachasse, (dans le ravin du même nom).

b) La faille de Rivachasse

Cette faille présente des aspects curieux, elle est subverticale, mais tordue et elle affecte la série méoconienne sans recouper l'ensemble des calcaires néocrétacés sus-jacent. Elle a une direction moyenne N130.

Elle sépare deux compartiments :

- au SW l'anticlinal A<sub>1</sub> (Néo-jurassique et Eocrétacé) chevauché par une unité de calcaires néocomiens (φ<sub>B</sub>, fig. 31). Ce plan de chevauchement faiblement incliné vers le NE est souligné par des copeaux de gros bancs ocres (Barrémien supérieur). Les copeaux ont été traînés sur les marno-calcaires gargasiens qui enveloppent l'anticlinal A<sub>1</sub>. Ces gros bancs ocres montrent des crochons N120. En rive gauche (coupe 29) le chevauchement est légèrement tordu avec l'anticlinal A<sub>1</sub>.

L'unité chevauchante néocomienne qui est donc limitée au NE par le plan de la faille de Rivachasse disparaît vers le SE (région de Brec-Champ Richard) sous les calcaires néocrétacés formant une semelle sous la nappe avec leur couverture nummulitique.

- Au NE, dans l'autre compartiment de la faille, se développent les anticlinaux A<sub>2</sub> et A<sub>3</sub>, sans unité chevauchante. La série y est continue, de l'Oxfordien au Barrémien, l'anticlinal A<sub>3</sub> est particulièrement bien exprimé dans la grande voûte tithonique franchie en cascade par le torrent du Pich.

Le plan de la faille est tordu (voir les coupes 27, 28, 29), les niveaux calcaires durs, s'enfoncent (comme des poinçons) dans les niveaux marneux que le rejet de la faille a placés face à face.

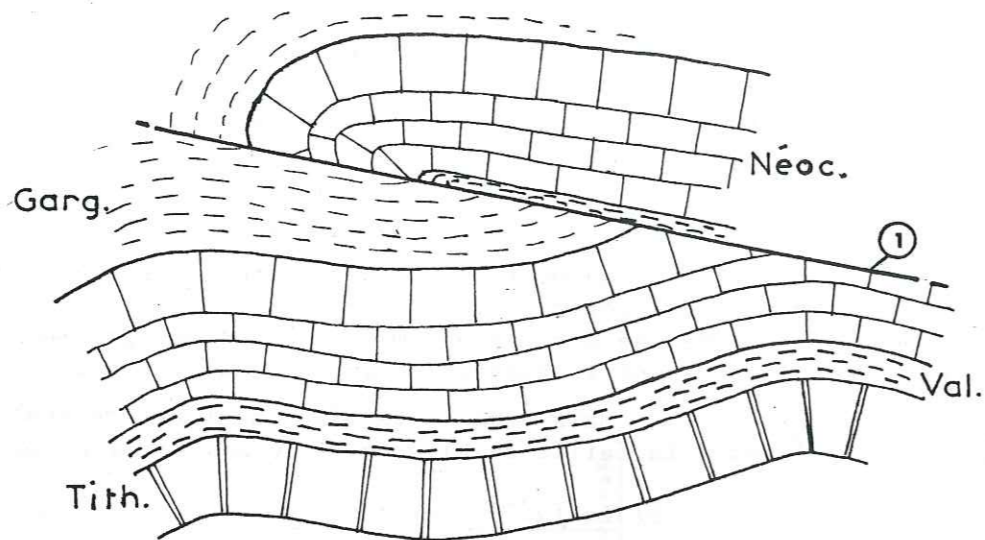
Dans le fond du ravin, la faille devient même subhorizontale.

Des mesures effectuées sur les microplis métriques buttant contre la faille ("crochons") situés en rive gauche du ravin de Rivachasse sur le chemin supérieur du Pich, donc dans le compartiment NE, indiquent une direction N125 avec un plongement de 16° vers le SE ; mais ces chiffres sont à prendre avec précaution, car ils sont donnés par la disposition actuelle des déformations, et il est bien évident que cette faille tordue a subi plusieurs déformations successives.

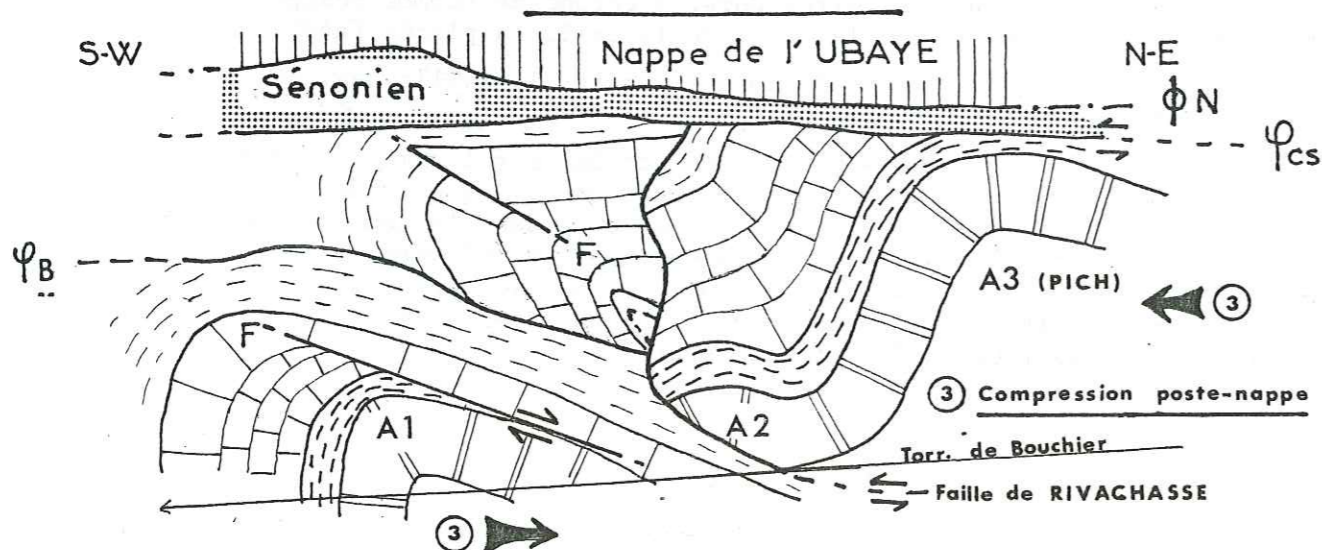
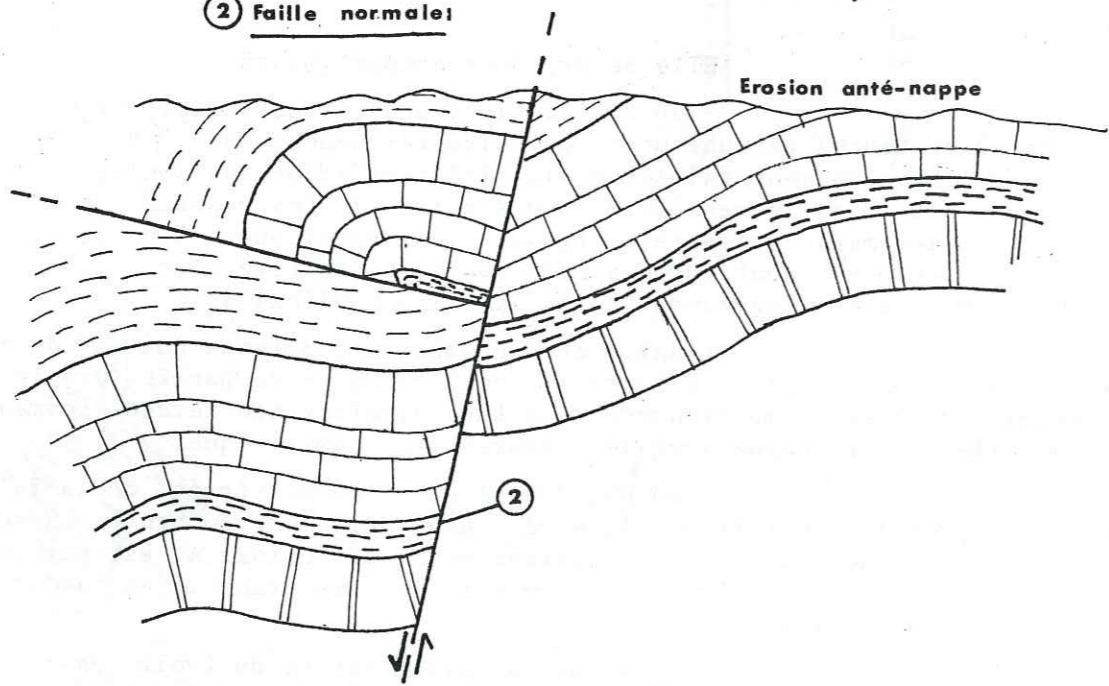


FIG. 32

① Faille inverse:



② Faille normale:



c) Essai d'interprétation

L'édification d'une telle structure ne peut se concevoir que par la superposition de plusieurs déformations (fig. 32) :

1) Lors d'un premier épisode tectonique, un accident subhorizontal jouant de toute façon en faille inverse vient redoubler localement la série néocomienne. Il s'agit d'un chevauchement à faible portée. Son âge ancien pose le problème de savoir à quelle époque des mouvements tectoniques ont pu être générateurs d'une fracturation inverse. (Voir au chapitre 3, essai de reconstitution des structures anté-nappes).

Il faut remarquer que cette duplication de la série néocomienne est réellement d'origine tectonique (présence de microplis dus aux efforts mécaniques) et n'a rien à voir avec les olistholites que l'on peut décrire dans l'environnement géologique du ravin de Bouchier.

2) Une faille normale, plus ou moins perpendiculaire au premier accident, élève le compartiment NE en y décalant vers le haut le plan de chevauchement  $\psi_B$ .

L'érosion anté-nappe, enlève les parties hautes, donc l'ensemble chevauchant, dans le compartiment NE, un paquet de calcaires néocrétacés, accompagnant la nappe comme un lambeau de poussée, va avancer sur l'ensemble néocomien inférieur, alors que dans l'autre compartiment (SW) il avancera sur l'unité chevauchante isolée par la faille de Rivachasse.

3) Une compression générale post-nappe intervient, elle recomprime la faille, en faisant s'interpénétrer les niveaux de compétence mécanique différente.

Les couches néocomiennes du flanc NE de l'anticlinal  $A_1$ , subissent une réduction tectonique pendant leur plissement lié à cette phase de compression. Cette réduction tectonique est due à des glissements bancs sur bancs, liés à l'étirement de l'ensemble néocomien profond qui s'enfonce vers le NE ; cela explique la torsion jusqu'à l'horizontale de la faille de Rivachasse qui devient ainsi une faille inverse (fig. 32).

L'anticlinal  $A_2$ , marqué surtout au niveau des calcaires tithoniques, n'est donc qu'un crochon de faille inverse, établi dans le comportement NE lors des derniers mouvements liés à la phase de compression post-nappe.

Cette structure s'est donc édifiée en plusieurs stades. Comme la dernière phase post-nappe a été très intense, elle a réorienté toutes les structures antérieures. Il est donc difficile de retrouver la position originelle des anciens accidents légèrement oblique à celle des accidents actuels. A ce propos, on peut remarquer que si les différentes phases de déformations avaient des directions franchement obliques, tout d'abord les choses ne se seraient pas passées ainsi et ensuite il serait plus aisé de retrouver les différentes familles des géométries successivement acquises.



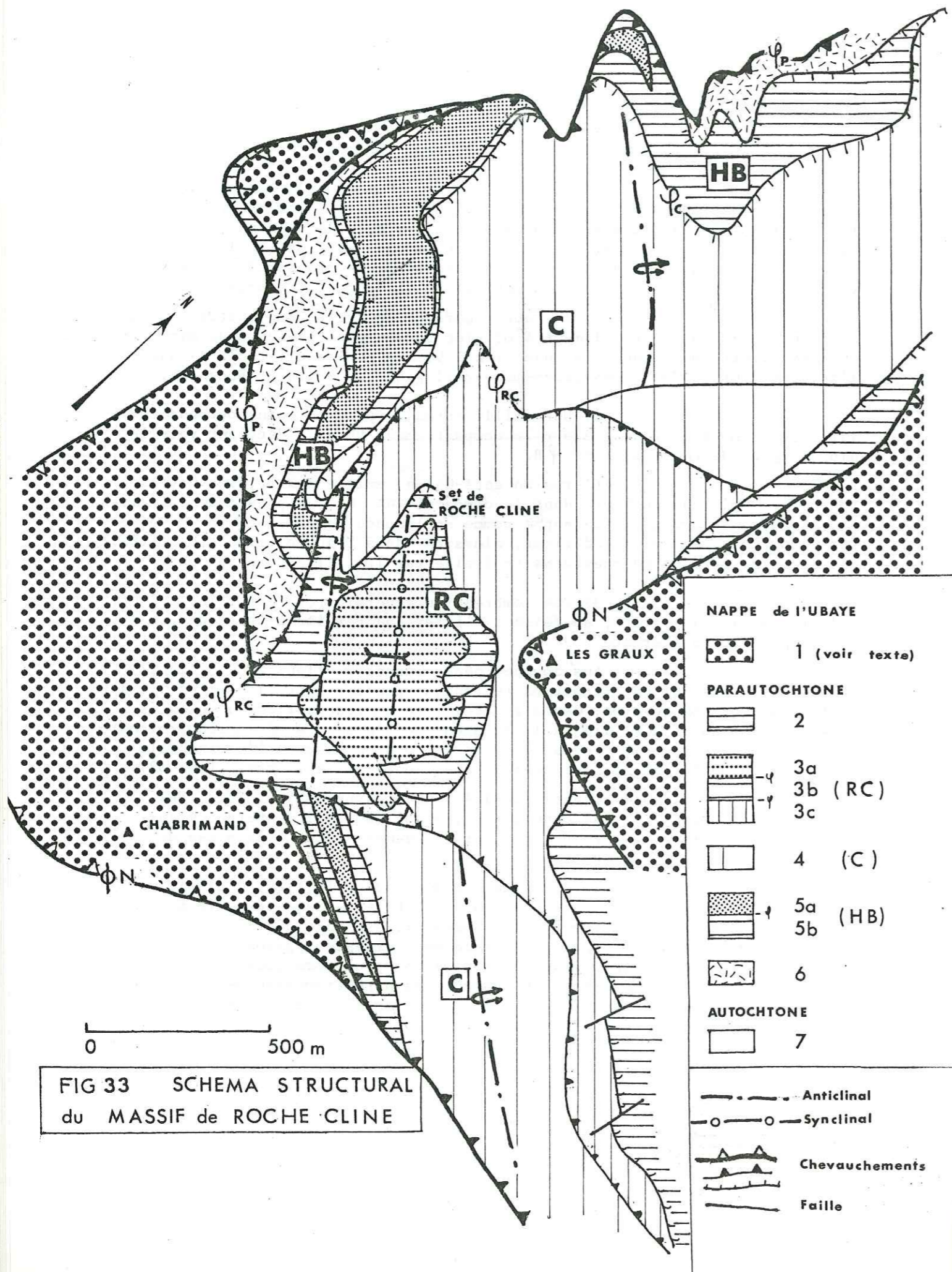


FIG 33 SCHEMA STRUCTURAL  
du MASSIF de ROCHE CLINE

LEGENDE FIG. 33

- 1 - Nappe de l'Ubaye (corps principal et couverture tectonique isolée sur l'Autochtone)
- 2 - Sénonien et Tertiaire subalpins traînés par la nappe.
- 3 - Unité de Roche Cline
  - a) Flysch de la nappe de l'Ubaye
  - b) Néocrétacé subalpin
  - c) Marnes médiocrétacées
- 4 - Unité de la Cluite (Marnes médiocrétacées)
- 5 - Unité de l'Herbe Blanche :
  - a) Flysch de la nappe de l'Ubaye
  - b) Néocrétacé subalpin
- 6 - Unités parautochtones indifférenciées (marnes médiocrétacées)
- 7 - Autochtone (sensu-stricto)



Remarque : Sur la fig. 18 (carte structurale) les terrains qui forment l'anticlinal A<sub>1</sub> et dessinent une bande orientée N130 traversant la quasi-totalité de la demi-fenêtre au niveau de Bouchier et de Champ-Richard, sont représentés avec le figuré de l'unité de la Cluite (voir plus loin) : l'enveloppe de cet anticlinal forme, en effet vers le S un grand pli couché qui constitue l'unité de la Cluite.

C. - Le secteur du massif de Roche Cline  
 a) Les unités parautochtones de base

Voir coupe n° 34 et 36.

Ce sont des écailles post-nappes constituées exclusivement de marnes bleues gargaso-albiennes (F6) et de marno-calcaires albo-cénomaniens (F7). Elles sont charriées vers le SW, sur l'autochtone de même nature ou sur des restes de sa couverture tectonique formée par la nappe (c'est le cas à la crête de l'Herbe Blanche).

Elles s'apparentent à l'unité de Montgros, car elles n'ont pas de flanc inverse, la polarité stratigraphique y est normale, et leur charriage est de faible portée. Elles font évidemment partie de l'ensemble parautochtone, puisqu'elles sont chevauchantes ; mais elles sont, en fait, la conséquence de l'édification de cet ensemble : c'est en effet à l'amont de ces unités que l'on trouve des accidents chevauchants importants qui ramènent des séries plissées, alors que les unités de bases ne sont que des petits redoublements secondaires (coupe n° 34 et 36).

b) L'unité de l'Herbe Blanche

Voir coupe 34, 35, 36 et le schéma structural fig. 33.

C'est un synclinal à armature de calcaire néocrétacé et à remplissage de Flysch schisto-gréseux charrié (type lac d'Allos) et très localement (crête de l'Herbe Blanche) de calcaires planctoniques subbriançonnais emballant du Flysch grésocalcaire du Pelat.

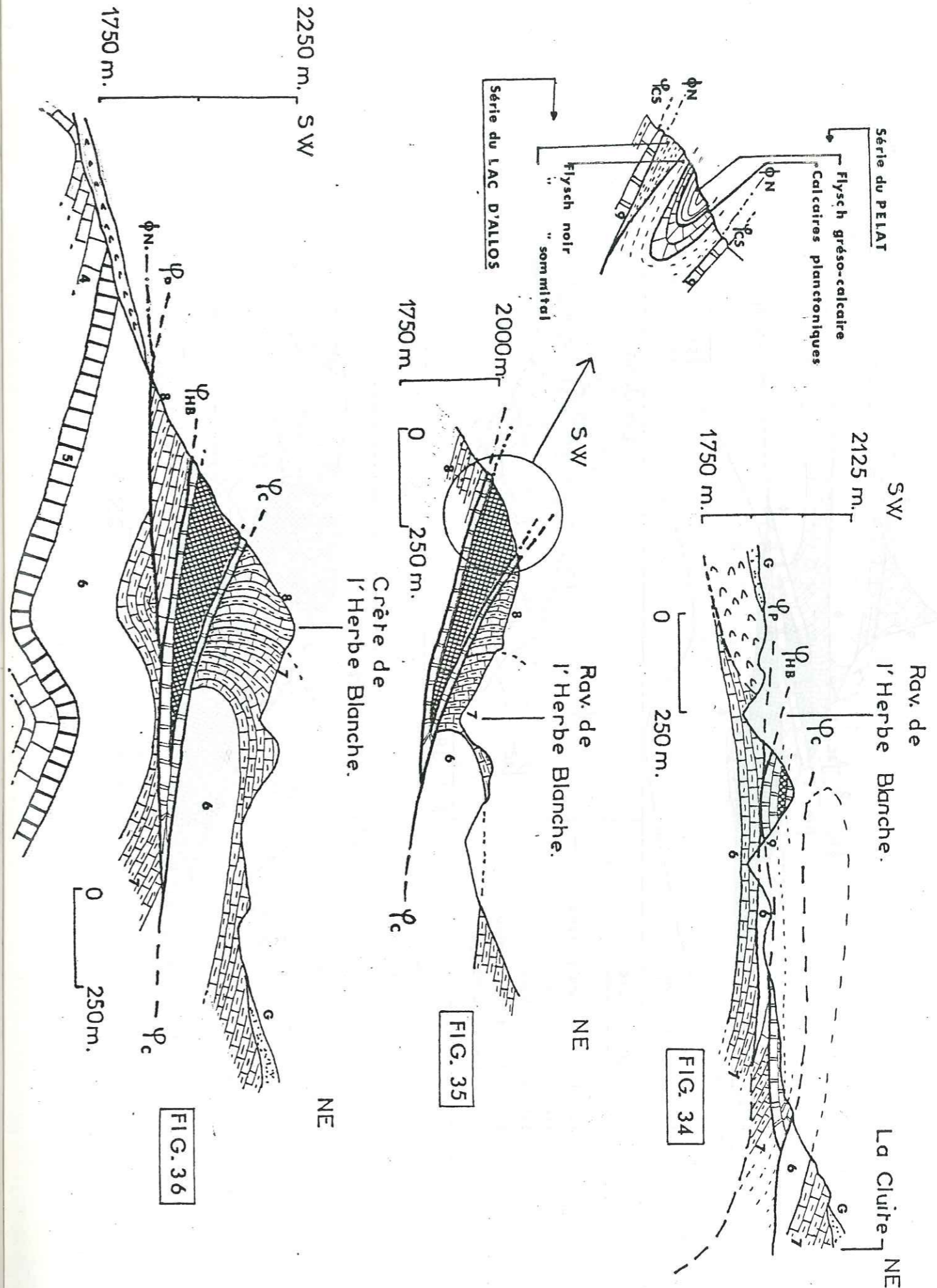
Ce synclinal est fortement couché, et fait revenir, en flanc inverse, les calcaires néocrétacés très étirés tectoniquement (il n'en subsiste, sous la pointe de Roche Cline que 10 cm d'épaisseur), sous le chevauchement de l'unité de la Cluite (φ C).

Le prolongement de cette unité vers le N.

Cette unité se retrouve au N dans les ravines à l'amont de Villard ; malgré de mauvaises conditions on y rencontre :

- un ensemble extrêmement tectonisé, où des marnes médiocrétacées, possédant peut-être des olistholites de calcaires néocomiens, semblent s'être mêlées à un matériel essentiellement néocrétacé. On peut y révéler des microplissements intenses, dans les bancs de calcaires néocrétacés ; la mesure de l'un d'entre-eux a donné un axe de direction N60 plongeant de 45° vers le SW.

- du flysch schisto-gréseux (faciès Pelat) en faible quantité, subsiste au milieu de cet ensemble, en rive droite du ravin de l'Herbe Blanche.



PARAUTOCHTONE - SECTEUR HERBE BLANCHE



SECTEUR de ROCHE CLINE

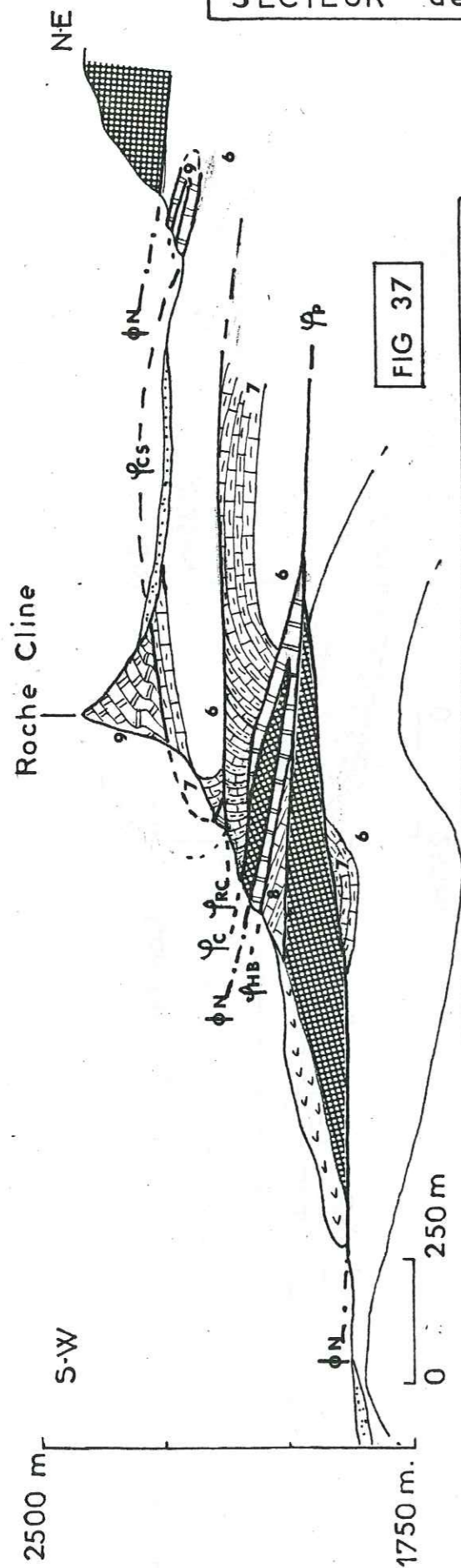


FIG 37

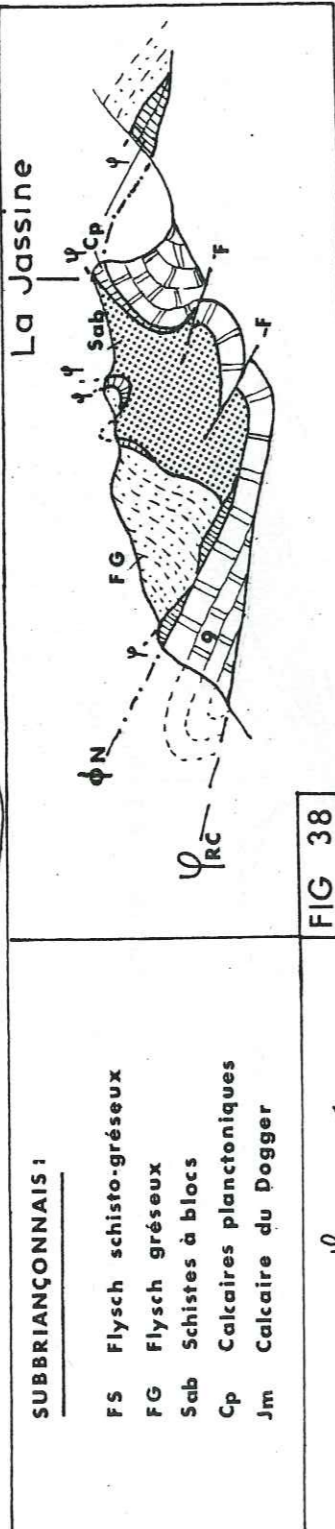


FIG 38

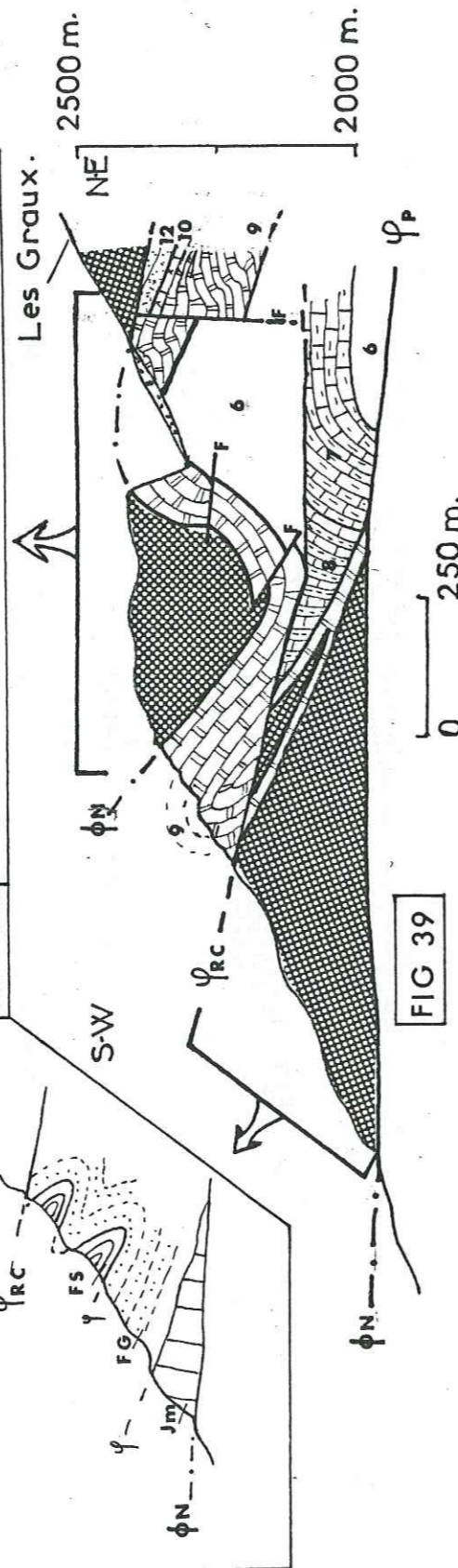


FIG 39

A son extrémité N, l'unité se pince et disparaît sous le chevauchement de la Cluite (φC).

- Le prolongement vers le S :

Dans le ravin de Serrières descendant de la jassine en face E, on voit ressortir, dans les marnes médiocrétacées, un synclinal de calcaires néocrétacés pinçant le même flysch schisto-gréseux. C'est la continuité de cette unité, qui passe en tunnel sous le chevauchement horizontal de Roche Cline (φRC) qui la tronque sommitalement (coupe 37 et 39).

c) L'unité de la Cluite

Il s'agit d'un pli couché bien visible au N de la crête de l'Herbe Blanche, dans les "roubines" de Villard creusées dans les marnes médiocrétacées.

Ce pli affecte les formations F6 (marnes bleues gargaso-albiennes), F7 (marno-calcaires albo-cénomaniens) et F8 (calcaires marneux gris), qui forment une série de plus de 200 m d'épaisseur, que l'on voit se développer uniquement dans le flanc normal de l'anticlinal.

- Le prolongement de l'unité vers le N. :

Le flanc normal de l'anticlinal se voit jusque sous la falaise du Rouchet ; ensuite il disparaît sous les accumulations morainiques de la forêt de la Cluite, mais plus au N, forme la couverture médiocrétacée de l'anticlinal déversé du ravin de Bouchier (A<sub>1</sub>) que l'on voit se développer à Champ Richard (fig. 40).

Des accidents secondaires, provoquant des micro-plis de direction axiale N130 et une fracturation inverse (redoublement dans le flanc NE de l'anticlinal), interviennent sous le contact tectonique de l'unité suivante (unité de Roche Cline) (fig. 40).

- Prolongement vers le S :

Dans le secteur de l'Herbe Blanche, (au S du passage de l'axe du pli de l'unité de la Cluite), on retrouve les couches cénomaniennes (F8) complètement renversées en flanc inverse, couchées contre les calcaires néocrétacés de l'Herbe Blanche, extrêmement tectonisées (on peut y mesurer plusieurs replis de direction axiale N120 plongeant de 20° vers l'E) (coupe n° 35-36).

Le versant N du ravin de l'Herbe Blanche (rive gauche) est constitué par les dalles structurales du Cénomaniens renversé, disposition qui provoque des glissements de terrain dans le plan des couches.

On y remarque également une "schistosité" N130 pentée vers le NE qui recoupe absolument toutes les unités qui se rejoignent dans ce secteur. Cela est surtout visible au contact entre l'unité de l'Herbe Blanche et l'unité de la Cluite.

Le chevauchement de Roche Cline (φRC) tronque ce flanc inverse (coupe n° 37), dont il ne subsiste qu'une faible épaisseur, coincée sous Roche Cline entre l'unité de l'Herbe Blanche et l'unité de Roche Cline.



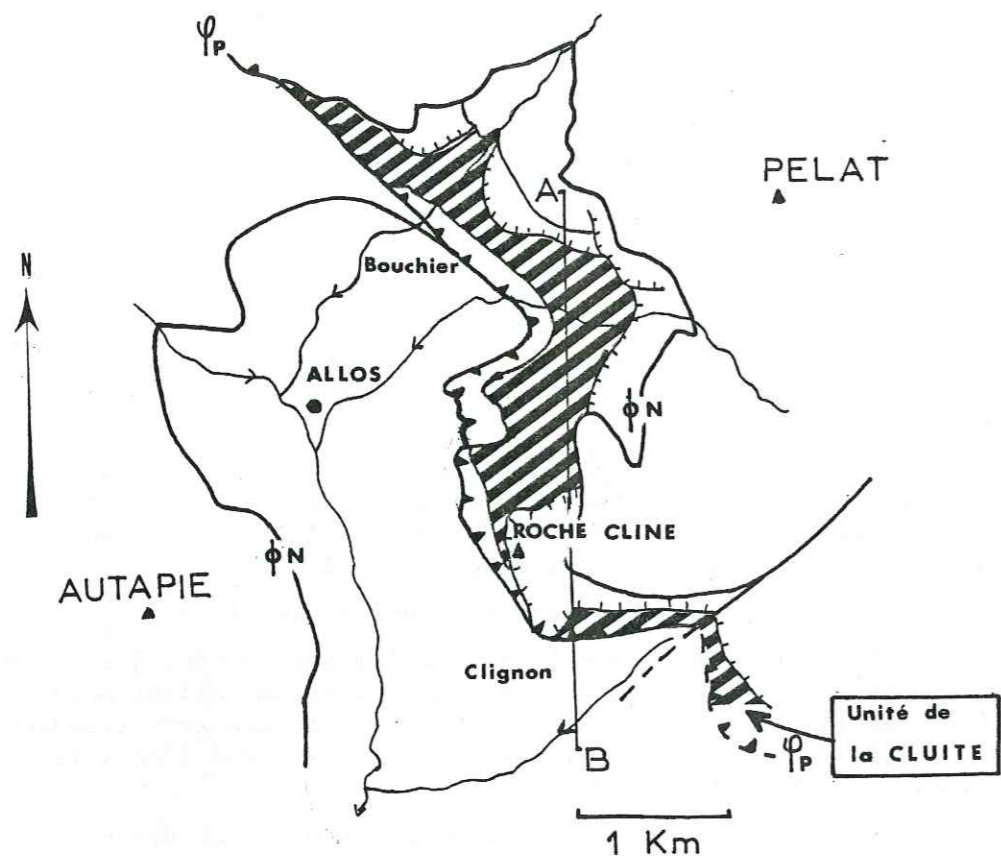


FIG 40 Situation de l'Unité de La CLUIITE

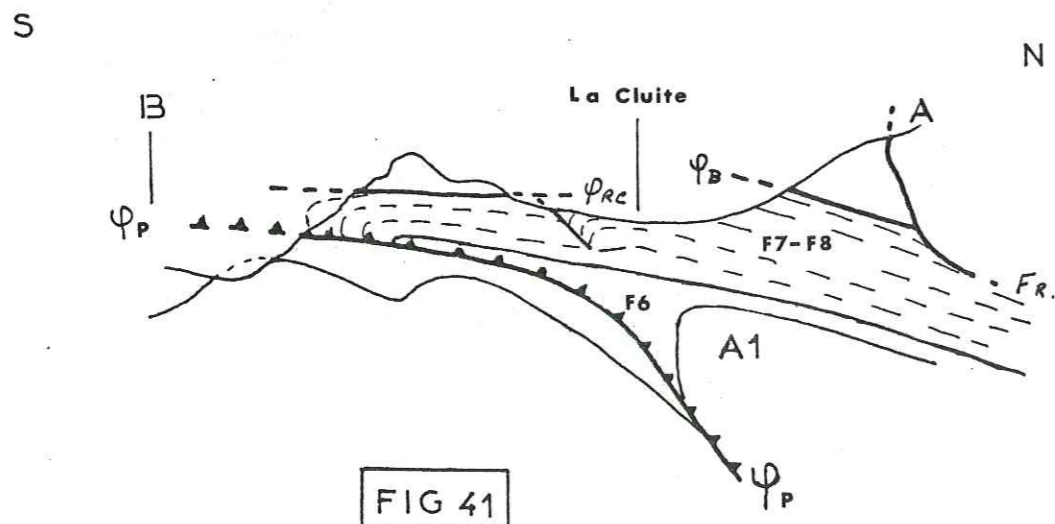


FIG 41

De l'autre côté du massif de Roche Cline (sous la face E), on retrouve, à la même cote que sur l'autre flanc ("roubines" de Villard), l'unité de la Cluite (fig. 41). La formation F7 y forme un pli anticlinal chevauchant les calcaires néocrétacés de l'unité de l'Herbe Blanche. (coupe n° 37 et 39).

Mais on peut constater sur le schéma structural (fig. 33) que l'axe de cet anticlinal, s'il garde toujours la même direction (N120), est quelque peu décalé vers le SW, d'un côté à l'autre du massif de Roche Cline sous lequel s'effectue la torsion de l'axe.

- Interprétation

Ce pli couché trouve son origine dans l'anticlinal A<sub>1</sub> du secteur de Bouchier (fig. 41). La couverture médiocrétacée de cet anticlinal s'est désolidarisée de son ossature néocomienne, pour former un grand pli couché chevauchant vers le SW, c'est en effet au niveau des marnes médiocrétacées que les clivages subhorizontaux (reprenant peut-être d'anciennes fractures) se sont établies, créant ainsi un écaillage, avec chevauchement plus important au niveau des marnes médiocrétacées, que dans les calcaires néocomiens.

Cela se voit dans la variation d'inclinaison du contact basal ( $\varphi_C$ ) qui est très incliné en profondeur, comme pour le contact général du parautochtone ( $\varphi_P$ ). On voit en effet sur la fig. 40 que le tracé des deux contacts est sensiblement parallèle.

Les accidents secondaires, redoublant la série du flanc normal du pli couché de la Cluite, et la torsion de l'axe anticlinal sous Roche Cline indique une avancée du Massif de Roche Cline qui s'est faite après la mise en place de l'unité de la Cluite.

d) L'unité de Roche Cline

Il s'agit d'un grand pli anticlinal déversé vers le SW et dont le plan de chevauchement est une troncature basale subhorizontale.

L'unité de Roche Cline est composée :

- d'un soubassement marneux (marnes médiocrétacées),
- d'une ossature de calcaires néocrétacés en contact tectonique sur les marnes,
- d'une couverture sommitale charriée (klippe de calcaires planctoniques subbriançonnais, schistes à blocs et Flysch gréseux du lac d'Allos).

La voûte de l'anticlinal est particulièrement bien marquée dans les marnes médiocrétacées (pli d'axe N130 plongeant de 10° vers le SE) et dans le calcaire néocrétacé qui se trouve en position de flanc normal à la pointe de Roche Cline et de flanc inverse en contre-bas ; on peut voir en effet un chicot de ces calcaires pincé sous les marnes médiocrétacées du coeur de l'anticlinal (coupe n° 37).

La même barre de calcaire néocrétacé remonte plus au NE en un synclinal légèrement déversé vers le SW ; on peut le voir nettement depuis le ravin de l'Eyssanet (creusé par le torrent du même nom qui descend du massif de l'Encombrette) (coupe n° 38 et 39).

Le coeur de ce synclinal est nettement souligné par la torsion des bancs gréseux du flysch sommital (coupe n° 38).



Le contact de base de cette unité ( $\Psi$ RC) se poursuit en direction du ravin de l'Eyssanet vers l'E, et ramène des marnes bleues du coeur de l'anticlinal de Roche Cline sur l'unité de la Cluite.

Près du torrent de l'Eyssanet, à quelques centaines de mètres à l'E de la source qui sort sous la falaise calcaire, le contact ( $\Psi$ RC) se raccorde à celui des calcaires néocrétacés qui forment une partie importante de la dalle du Sénonien - Tertiaire sous le Baisse de Valplane.

L'unité de Roche Cline, dont le contact basal est partout subhorizontal, semble bien avoir avancé plus tardivement sur les autres écailles post-nappes, puisqu'elle les tronque sommitalement (voir unité de la Cluite).

D. - Le secteur de Champ Richard

Le hameau de Champ Richard est situé en face de la Chalanche (1) en rive droite du chadoulin, torrent qui descend du lac d'Allos.

L'unité tectonique de Champ Richard se trouve en grande partie en rive gauche du Chadoulin, on la traverse, par la route du lac d'Allos à la cote 1800.

Cette unité est définie grâce à son originalité stratigraphique et structurale.

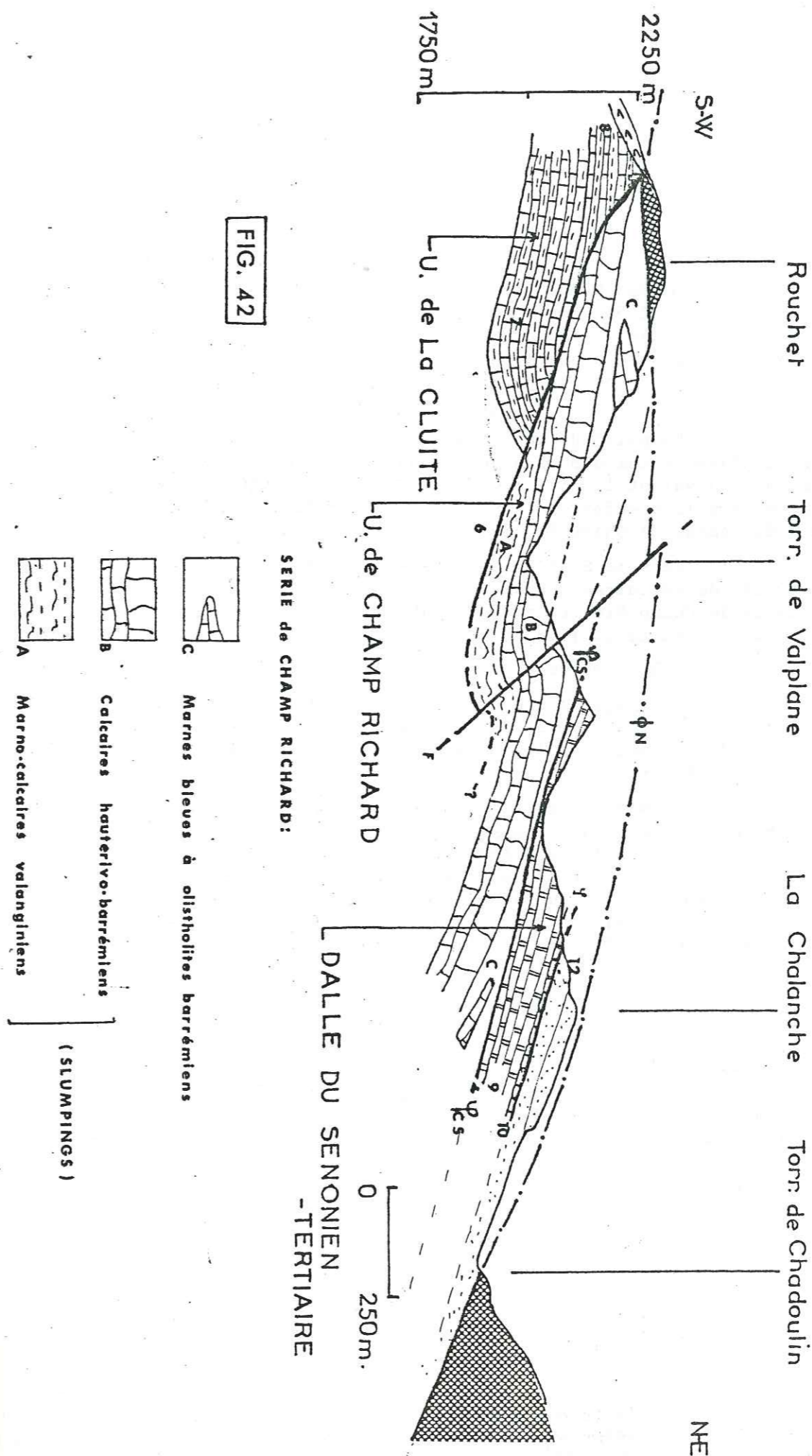
L'originalité stratigraphique a déjà été soulignée dans le chapitre stratigraphie (voir coupe de Champ Richard). Rappelons que le Néocomien se montre intensément perturbé par les slumpings, ce qui est inconnu ailleurs dans la fenêtre d'Allos. Il y a d'autre part, lacune de la formation F5 (marno-calcaires gargasiens, normalement situés entre le Néocomien (F4) et les marnes bleues gargaso-albiennes (F6), et enfin la présence d'olistholites barrémiens (calcaires à Bélémnites) au sein des marnes bleues.

L'originalité structurale :

- 1) Cette unité n'est pas plissée : une simple faille inverse interrompt la régularité du pendage (fig. 42) ;
- 2) Elle ne montre pas de raccord avec les autres secteurs de la fenêtre ;
- 3) Le pendage moyen (35° NW) garde une direction N30, ce qui est une direction inconnue dans les écailles post-nappes.

La limite basale de cette unité se voit bien dans le fond du ravin de Valplane. Elle est soulignée par des filons de calcite blanches dans les marnes bleues sous-jacentes. On y distingue deux générations de filons : les premiers sont de direction N120, ils sont subverticaux

(1) "Chalanche" signifie "avalanche" en provençal. Ce secteur est en effet le siège d'avalanches quasi-annuelles qui endommagent au printemps, la route du lac d'Allos.





et replissés, les deuxièmes sont dans la schistosité intense à cet endroit de direction N150 avec un pendage de 30° vers l'E.

La limite supérieure correspond au contact tectonique des calcaires néocrétacés (ΨCS).

- Le prolongement de l'unité :

Vers le secteur de Bouchier, les calcaires néocomiens affleurant dans les marnes bleues au N de Champ Richard (lanière de Barrémien sur la carte Allos 1/50 000) semblent se rattacher à cette unité par leur faciès mais il ne s'agit que de chicots que l'on peut aussi interpréter comme des olistholites tels que l'on en connaît dans cette unité. Ils sont en effet enveloppés de toutes parts dans les marnes bleues gargasobiennes.

Du point de vue stratigraphique, on ne peut pas prolonger l'unité de Champ Richard plus au NW (dans le secteur de Bouchier) on ne retrouve aucun équivalent latéral ; du point de vue structural, la direction axiale (N30) fait s'enfoncer l'unité sous les calcaires néocrétacés situés au N du hameau de Champ Richard.

Vers le S, l'unité s'interrompt au S de la falaise du Rouchet, constituée de calcaires barrémiens à slumpings. On voit l'extrémité SW de l'unité de Champ Richard butter contre les couches cénomaniennes de l'unité de la Cluite qu'elle chevauche (fig. 42).

- Le problème de son origine :

Il s'agit d'une écaille de formations essentiellement néocomiennes qui se place au sommet de l'édifice parautochtone post-nappe et qui provient d'un domaine paléogéographique inconnu car ce faciès n'est connu nulle part ailleurs.

Il vient directement sous la dalle du Sénonien - Tertiaire traînée par la nappe de l'Ubaye. Peut-être faut-il voir là une origine possible pour l'écaille de Champ Richard qui serait donc également un lambeau de poussée amené par la nappe lors de son charriage sur le domaine subalpin. Cela expliquerait que l'on ne connaisse pas la zone d'origine de cette série, actuellement cachée sous la nappe. Sa mise en place serait donc antérieure à celle des autres écailles post-nappes.

3-4 - La dalle du Sénonien - Tertiaire

3-4-1- Introduction

Le Sénonien et le Tertiaire subalpin de la demi-fenêtre d'Allos constituent une couverture tectonique de l'autochtone sur lequel ils ont été poussés par la nappe lors de son avancée, avant les déformations ultérieures qui sont à l'origine de l'édification des écailles post-nappes ; c'est-à-dire lors de la première mise en place de la nappe de l'Ubaye sur l'autochtone.

Dans le secteur étudié, cette séquence vient immédiatement au-dessus des séries marneuses médiocrétacées dont le terme le plus récent est le Cénomaniens (1) ; c'est-à-dire qu'à la limite on pourrait avoir tous les

(1) On peut remarquer qu'il ne s'agit pas d'un véritable chevauchement, puisque les terrains "charriés" sont en effet plus récents que les terrains sous-jacents. C'est pourquoi nous avons adopté le terme de "trainage".

termes stratigraphiques en continuité, du Crétacé moyen au Néocrétacé (on verra qu'en réalité ce n'est pas le cas). En outre, ce sont des terrains issus du même domaine paléogéographique et qui sont en continuité stratigraphique, sans discordance, à quelques kilomètres au S d'Allos (à l'aval de Villars-Colmars).

C'est pour ces raisons que ce contact tectonique a été longtemps ignoré (EL KHOLY, 1972), on attribuait la dysharmonie du comportement observable (plissement intense des terrains antéturonien sous la dalle sénonienne et tertiaire) à une simple discordance puisque celle-ci existe à l'W du secteur étudié dans la région de Prads près de Javie (M. LATREILLE et Cl. VUILLERMOZ, 1962).

On peut constater que sur la carte géologique (fig. 55) les calcaires néocrétacés et le Tertiaire traînés affleurent de deux manières :

- en semelle sous la nappe de l'Ubaye dont ils suivent la limite d'érosion dans la partie Nord-orientale et orientale de la demi-fenêtre ;

- isolés sur l'autochtone (Chabrimand) ou dans différentes écailles post-nappes (Herbe Blanche - Roche-Cline) avec lesquelles ils sont plissés (fig. 33).

Dans les deux cas, il s'agit de la même série de calcaires néocrétacés planctoniques du Santonien et du Campanien et de leur couverture nummulitique (calcaires à Nummulites, schistes à globigérines, grès d'Annot) souvent absente à cause de l'érosion anté-nappe. Parfois les calcaires néocrétacés restants ont pu être étirés tectoniquement jusqu'à former une lame qui peut avoir une dizaine de centimètres d'épaisseur, comme à l'Herbe Blanche.

3-4-2- Preuves de la nature tectonique du contact

- Lacune du Turonien - Coniacien

La base de la série débute toujours par les calcaires lités du Santonien, il manque donc totalement (ou partiellement) le Turonien et le Coniacien à lithologie plus marneuse, qui existent habituellement dans les séries régionales autochtones (EL KHOLY, 1972).

- Il est donc probable que ces termes sont absents pour des raisons mécaniques ; si le contact était normal (même légèrement décollé, comme c'est souvent le cas, à cause des contraintes tectoniques élevées agissant sur des séries à lithologie bien différenciée) on devrait pouvoir observer ces niveaux qui font habituellement une centaine de mètres d'épaisseur.

- Repos sur des structures oligocènes

Dans le ravin de Bouchier, le Sénonien dont la base montre des traces de friction mécanique importante, repose sur le Barrémien plissé et faillé. La faille de Rivachasse, (voir son étude, dans ce chapitre), que l'on



pense être contemporaine du soulèvement de la zone subalpine (à l'Oligocène) ne recoupe pas les calcaires néocrétacés sus-jacents ; leur mise en place est donc forcément postérieure à l'Oligocène.

- Géométrie propre du contact

Fréquemment la base des calcaires néocrétacés montrent des troncatures basales (Roche-Cline - Encombrette - Bouchier). D'une manière générale, le Sénonien conservant parfois une partie de sa couverture nummulitique, accompagne partout la nappe, il se comporte mécaniquement comme elle (exemple : les replis du Massif de Roche-Cline ou de l'unité de l'Herbe Blanche).

Le Sénonien et le Tertiaire de la demi-fenêtre d'Allos, constitue donc une unité parautochtone trainée sous la nappe lors de la première mise en place de celle-ci.

3-4-3- Genèse de cette structure

A - Aspect stratigraphique et paléogéographique

Cette séquence est une couverture substituée, issue d'un domaine où la série était conservée jusqu'au Nummulitique, et a été trainée sur la région d'Allos où la même séquence avait été érodée. En effet, la série néocrétacée et tertiaire autochtone au S et à l'W d'Allos, ne montre aucune indication sédimentologique qui pourrait nous faire penser à l'absence des dépôts de cette même série dans les environs d'Allos.

La région d'Allos était donc en relief puisqu'elle a pu être érodée localement jusqu'au Barrémien (ravin de Bouchier).

Quant à la région d'origine du Sénonien et du Tertiaire trainée, on tentera au chapitre 3 (problème de la position originelle de la dalle du Sénonien-Tertiaire) d'expliquer quelle peut être sa position, après avoir pris connaissance de tous les éléments structuraux.

B - Aspect tectonique

Il s'agit de lambeaux de poussée provenant du cisaillement d'une (ou plusieurs) paléo-buttes anté-nappes.

Le Néocrétacé en position stratigraphique discordante sur une série antéturonienne a été tronqué basalement, à un niveau stratigraphique plus ou moins constant correspondant sans doute à un horizon de variation lithologique. On sait en effet que le Turonien et le Coniacien sont plus marneux que le haut de la série Sénonienne. Ainsi le Santonien et le Campanien ont pu accompagner la nappe lors de son avancée.

Une telle structure ne peut s'élaborer qu'en deux stades successifs comme le montre la figure 43 :

Stade 1 : l'érosion anté-nappe décape la couverture néocrétacée (Cs) et tertiaire (n) dans les environs d'Allos ; mais dans un secteur qui reste à déterminer (on le place ici au N d'Allos, c'est-à-dire "à l'amont") la formation d'une cuvette préserve une partie de cette couverture.

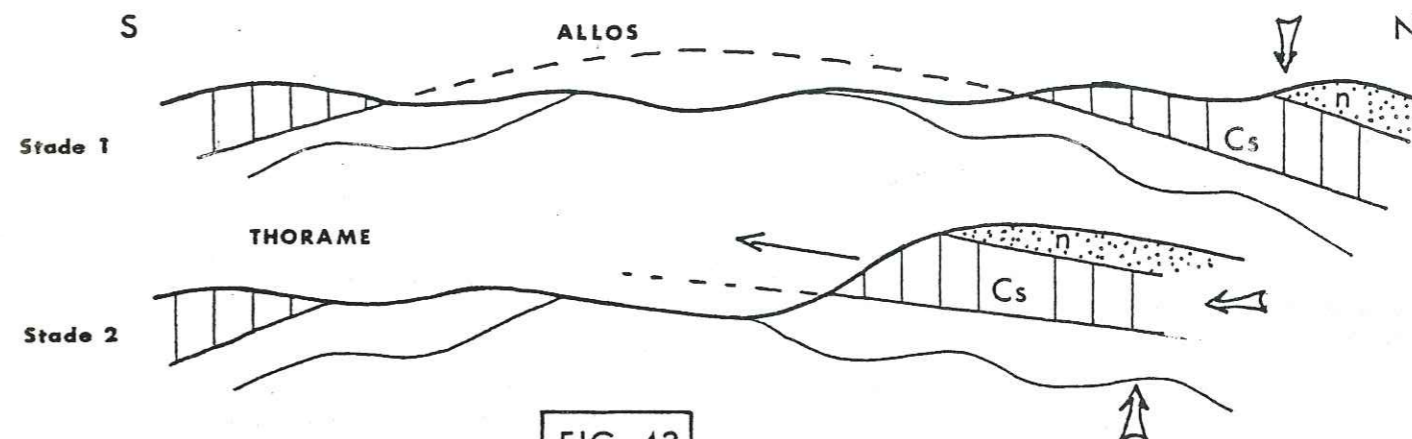


FIG 43

EDIFICATION D'UN PALEORELIEF DE SENONIEN-TERTIAIRE

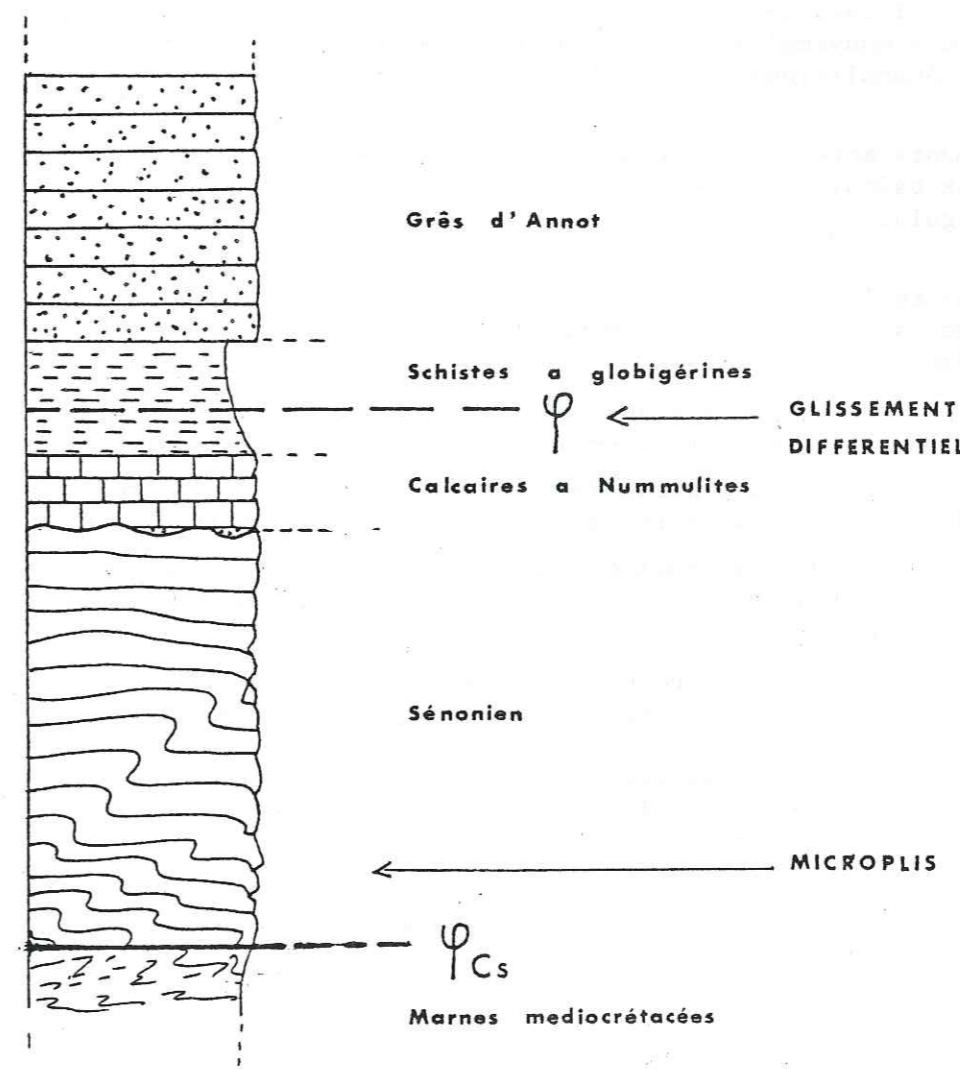


FIG 44 Déformations dans la dalle du Sénonien-Tertiaire



Stade 2 : Un soulèvement de cette cuvette intervient avant (ou pendant) l'avancée des nappes, les calcaires néocrétacés et leur couverture nummulitique forment alors le paléorelief qui va être décollé et trainé sur les marnes médiocrétacées de la région d'Allos.

Le trainage de cette dalle a provoqué des microplissements intenses dans la base de la série sénonienne.

Le litage très marqué des couches néocrétacées montre des microplis métriques intenses dont les axes mesurés sur le terrain varient de N80 à N120.

Le Tertiaire qui vient au-dessus n'étant pas plissé, on pourrait croire à l'existence d'un plissement anté-Nummulitique intense. Mais, on sait que le contact du Priabonien sur le Sénonien se fait par une discordance angulaire très faible, il ne s'agit que d'une discordance de ravinement, marquée localement par des poches de conglomérats. Les plis qui affectent le Néocrétacé ne peuvent donc pas être anté-nummulitiques ; ce qui est d'ailleurs tout à fait normal dans le contexte géologique régional : "la tectonique éocène liée à des mouvements épirogéniques n'est marquée que par une faible discordance du Nummulitique au S de la Durance" (KERCKHOVE, 1970).

J.-L. PAIRIS (1971) a montré dans les environs d'Annot que les mouvements anté et syn-nummulitiques provoquent une tectonique de grands panneaux basculés et coulissants qui n'entraînent pas forcément de discordance angulaire du Tertiaire.

Par contre, on remarque dans les falaises de calcaires néocrétacés une évolution de bas en haut dans les niveaux microplissés (fig. 44) ; ceci se voit nettement dans la falaise de l'Encombrette et sous la pointe de Roche-Cline :

- la base des calcaires est intensément plissée ; les bancs sont tronqués par le contact tectonique sur les marnes médiocrétacées ;
- en montant dans la série, les microplis sont moins intenses, et disparaissent dans les niveaux néocrétacés sommitaux plus marneux.

Ces microplis sont dus aux efforts de compression imposés à la base de l'unité, lors de son trainage sur l'autochtone, si bien que leur intensité diminue vers le haut.

On peut penser que les étirements tectoniques importants, responsables de la diminution d'épaisseur des schistes à globigérines (seuls terrains tendres de cette unité) sont contemporains de la formation de ces microplis (fig. 44). Ils témoigneraient alors de l'intensité des contraintes liées à l'avancée de la nappe de l'Ubaye qui se traduirait ici par un glissement différentiel entre grès d'Annot et calcaires sénoniens et nummulitiques.

La direction de ces microplis (N80 - N120) semble indiquer un déplacement du N vers le S pour la dalle du Sénonien et du Tertiaire de la demi-fenêtre d'Allos, ce qui correspondrait à un mouvement de la nappe dans la même direction et dans le même sens.

Cette hypothèse ne paraît pas convenir, dans l'état actuel des connaissances sur le mode de mise en place de la Nappe de l'Ubaye ; on pense en effet que le mouvement s'est fait plutôt du NE vers le SW et même à la limite de l'E vers l'W.

Mais ce n'est pas là, la seule contradiction que l'on peut observer en étudiant les microstructures.

En effet, j'ai pu effectuer, sur le terrain, des mesures qui sont davantage en contradiction avec l'idée qu'on se fait généralement du sens du chevauchement de la nappe.

En rive droite du ravin de Bouchier, sous le sommet de la Mel, sur le contact basal des calcaires néocrétacées, on constate que le plan de trainage, de direction N30 penté de 35° vers le SE porte de nombreuses stries de frottement. La direction des stries à une valeur moyenne de N 115 avec un plongement de 36° vers le SE le sens du mouvement n'apparaît pas de manière évidente.

On peut évidemment penser qu'il s'agit d'un mouvement secondaire tardif, n'intervenant que localement. Il serait alors inutile d'en parler ici, si je n'avais eu maintes fois l'occasion de retrouver cette direction N30 ; par exemple des microplis à direction allant de N20 à N60 à axe fortement incliné vers le SW, s'observent dans l'unité parautochtone de l'Herbe Blanche et le pendage stratigraphique de l'unité de Champ Richard qui présente une direction moyenne N30.

On ne peut pas tirer de conclusions définitives devant ces arguments difficiles à exploiter, car ils restent assez énigmatiques et très incomplets, cela demanderait une étude microstructurale approfondie, appliquée à ce seul problème. Mais, on doit remarquer qu'il existe des indices d'une tectonique à direction totalement perpendiculaire à celle que l'on a toujours imaginé habituellement.

On se rend compte que le problème du sens du chevauchement de la nappe reste entier (M. LEMOINE, 1972) ; car le front d'érosion actuel de celle-ci sans doute lié à des déformations posthumes (structures post-nappes de direction N130) fait généralement supposer que le déplacement s'est effectué perpendiculairement à cette direction ; alors qu'initialement il pouvait en être tout autrement.

Il est en effet possible que nous ayons dans le ravin de Bouchier, la trace de mouvements responsables du charriage de la nappe suivant une direction N115 (environ), générateurs de structures N30, qui seraient masqués par la tectonique post-nappe responsable de l'établissement des structures N130.

#### 4 - ETUDE DES MICROSTRUCTURES

L'élément essentiel dont nous avons tenu compte pour cette analyse structurale est la "schistosité".

La déformation dans les ensembles subalpins (dont fait partie la région d'Allos) n'est généralement pas accompagnée de schistosité régionale.

Cependant, nous pouvons observer dans cette bordure méridionale des nappes de l'Ubaye, un clivage intense qui affecte surtout les niveaux marneux.



4-1 - Définition des différentes familles de "clivages"

Une telle analyse nécessite des conditions d'observations que l'on ne trouve pas dans les séries trop marneuses, où les schistosités sont trop intenses et monotones. C'est au niveau des formations rythmiques, qui montrent des alternances de bancs de compétence différente (et pas trop élevée pour que les schistosités s'y expriment) que l'analyse est possible.

C'est pour cette raison que la plupart des observations microstructurales proviennent d'affleurement de marno-calcaires médiocrétacés.

Nous pouvons donc définir les différentes familles de clivages, visibles dans la demi-fenêtre d'Allos, à partir de l'étude de la formation F5 (marno-calcaires gargasiens) dans l'anticlinal de la Chapelle Saint-Pierre et de la formation F7 (marno-calcaires albo-cénomaniens) du synclinal d'Allos. Ces affleurements sont intéressants à plusieurs titres :

- Ils font partie de l'ensemble autochtone dont la continuité stratigraphique est visible ;
- les clivages peuvent s'y exprimer car la compétence mécanique des terrains n'est pas trop forte ;
- la rythmicité permet par le jeu des réfractions, de suivre les plans de fracture et d'y déceler plusieurs familles de clivages ;
- ce sont des terrains assez anciens pour avoir subi toutes les "phases" de déformations régionales, et assez proches du contact de la nappe pour montrer les déformations acquises pendant et après sa mise en place sur l'ensemble subalpin.

4-1-1 - Description des clivages

A. - Le synclinal d'Allos

Au N d'Allos, sous le Plan de Montgros, le long de la route du col d'Allos, les couches albo-cénomaniennes de la formation F7 dessinent un synclinal dans lequel on observe les clivages suivants (fig. 45).

- S1 - premier clivage intense, très pénétratif, peu incliné vers l'E, de direction variant de N110 à N140 ;
- S2 - deuxième clivage, postérieur à S1 qu'il recoupe; il est très fortement incliné vers l'E, avec la même direction moyenne que S1. Il est beaucoup moins fréquent, mais il existe partout.

B. - L'anticlinal de la Chapelle Saint-Pierre

Légèrement décalé vers le NE, par rapport au synclinal d'Allos, l'axe de cet anticlinal passe grossièrement au niveau de la Chapelle Saint-Pierre, sur la petite route du hameau du Bouchier au NE d'Allos.

La retombée anticlinale des calcaires barrémo-hauteriviens se matérialise nettement dans les gorges au-dessus de l'immeuble "Roche-Cline" ; les marno-calcaires gargasiens (F5) sont restés collés au toit des calcaires néocomiens (coupe 24 et 25) ; ils épousent fidèlement la forme anticlinale des calcaires sous-jacents.

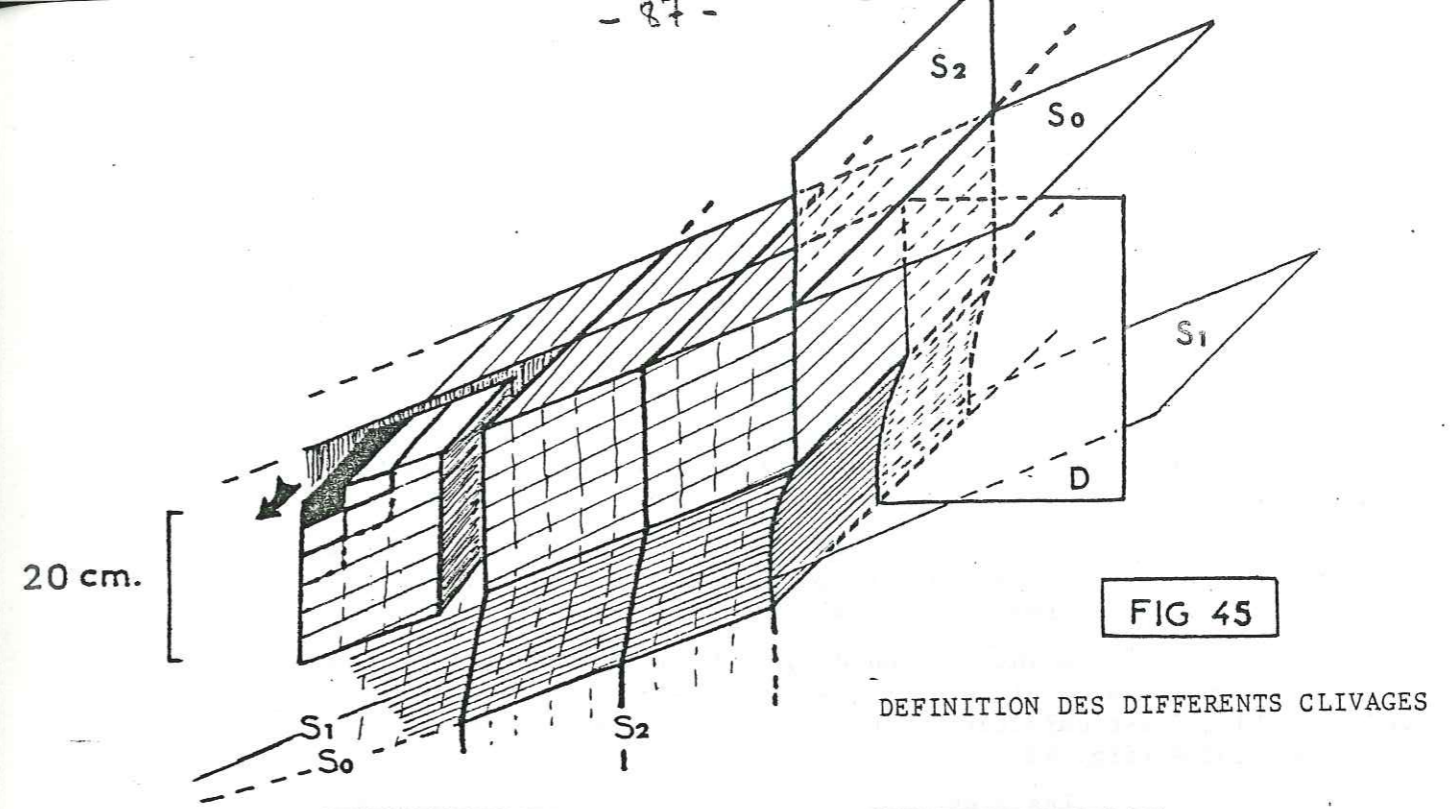


FIG 45

DEFINITION DES DIFFERENTS CLIVAGES

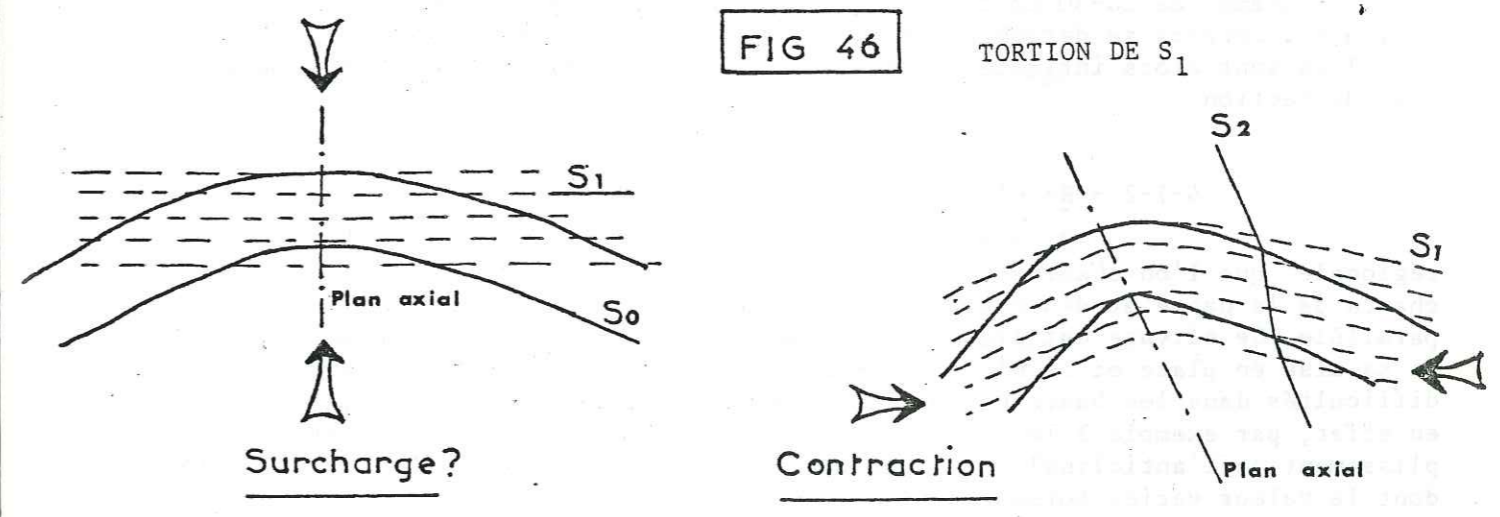


FIG 46

TORTION DE S1

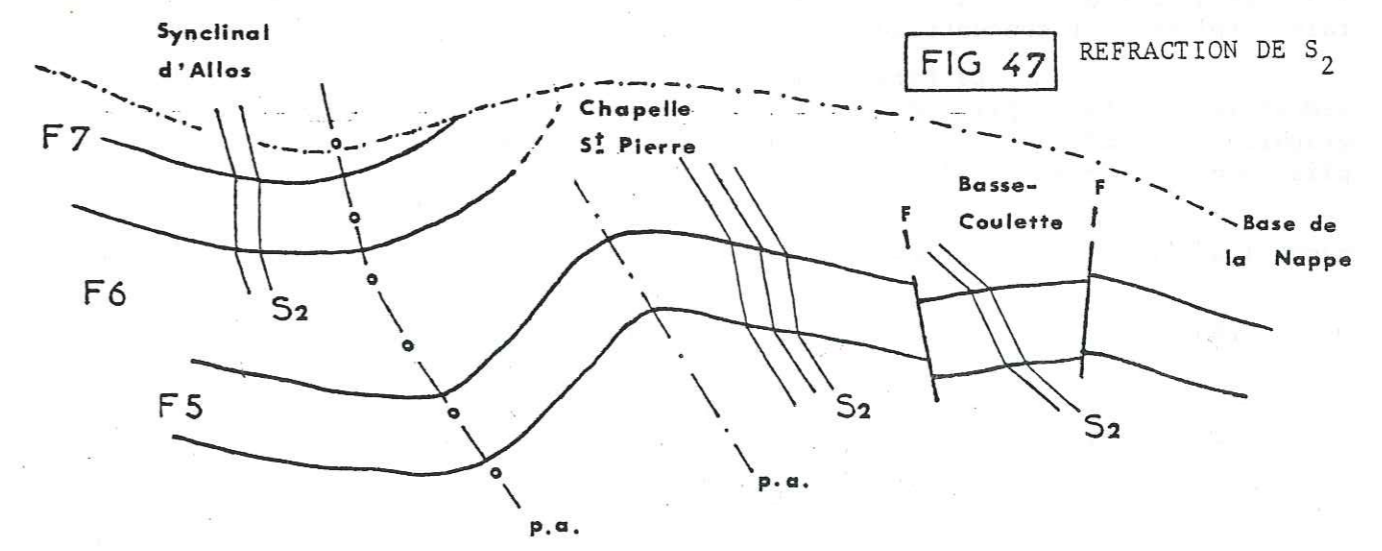


FIG 47

REFRACTION DE S2



On y observe les clivages suivant (fig. 45) :

- S1 (N130) toujours très intense dans les bancs marneux ; dans le flanc déjeté de l'anticlinal, il bascule avec le pendage stratigraphique très fortement incliné vers le SW, avec lequel il fait un angle faible (qui peut être localement nul).

- S2 de direction moyenne N130, légèrement moins incliné que dans le synclinal d'Allos, mais il reste plus ou moins perpendiculaire à S1 qu'il recoupe.

- Un plan (D) de direction N30, subvertical, correspond aux fentes de distension perpendiculaires à l'allongement maximum : il s'agit de fractures ouvertes à remplissage calciteux.

L'interaction de ces trois plans de fractures (S1, S2, D) grossièrement perpendiculaires entre eux est responsable du débit en baguettes (ou "frites") qui est caractéristique de la formation F5 en de nombreux endroits du secteur étudié (fig. 43).

Les grandes dalles structurales montrent un dessin en parallélogramme de 20-30 cm de côté qui découpe des polyèdres plus ou moins cubiques ; ceux-ci se détachent et glissent le long des plans du litage (S0) les blocs sont alors intimement débités en baguettes allongées de 2 à 3 cm de côté de section.

4-1-2 - Résultat de l'analyse (fig. 48)

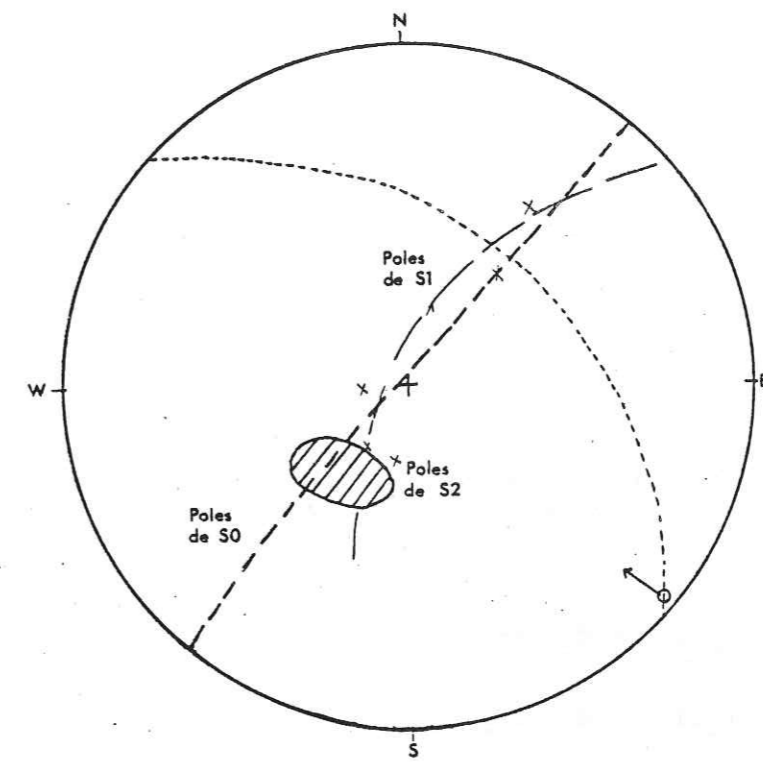
S1 est le premier clivage visible ; c'est la "schistosité régionale" que l'on observe partout, notamment aux abords des contacts chevauchants de la nappe et des calcaires néocrétacés, contacts auxquels il est parallèle. Ce clivage est lié à la présence de la nappe, il est contemporain de sa mise en place et ce n'est qu'un clivage de fracture qui s'exprime avec difficultés dans les bancs calcaires. Il a été tordu ultérieurement ; on observe en effet, par exemple à la Chapelle Saint-Pierre, qu'il est déformé par le plissement de l'anticlinal, il forme avec S0 (pendage stratigraphique) un angle dont la valeur varie. Lorsque cet angle est nul, cela signifie que S1 était concordant à S0 lors de sa formation ; mais lorsque cet angle prend différentes valeurs, on a la confirmation de l'existence d'un plissement antérieur à S1. Dans la fig. 46, on a ramené S1 à l'horizontal, ce qui peut nous indiquer l'allure de cet ancien plissement qui devait avoir une intensité relativement faible (plissement concentrique en un anticlinal droit).

La torsion ultérieure de S1 semble accompagner le déversement vers le SW du pli ; dans le flanc NE, le clivage et le pendage stratigraphique gardent une inclinaison relativement constante après le deuxième plissement postérieur à S1.

S2 est plus récent, c'est le clivage de plan axial qui accompagne les plis post-nappes déversés vers le SW.

Au niveau de la Chapelle Saint-Pierre, il est beaucoup moins fréquent car on approche de la charnière du pli.

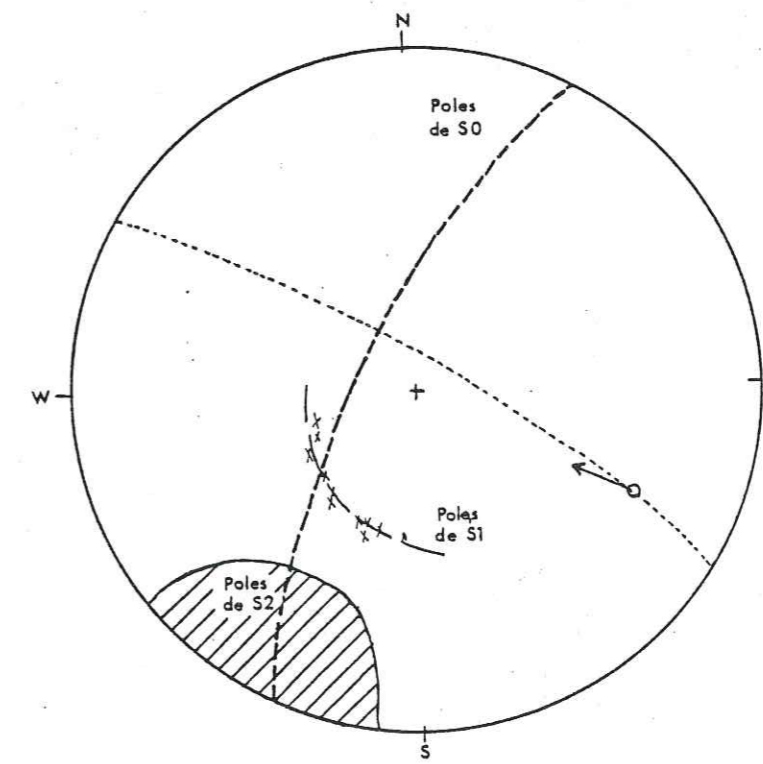
Son inclinaison faible vers l'E indique, à la chapelle St-Pierre, que le plan axial de l'anticlinal est très déjeté vers le SW (fig. 47-48) alors que dans le synclinal d'Allos, il est beaucoup plus redressé puisque S1 y est fortement incliné vers l'E (fig. 47 et 48).



ANTICLINAL DE LA CHAPELLE S! PIERRE:  
Pli très déversé  
Axe N131-2NW  
S1 tordu  
S2 clivage de plan axial

FIG 48

Caveval de Wülf U



SYNCLINAL D' ALLOS: Pli peu déversé.  
Axe: N118-20NW  
S1 tordu.  
S2 clivage de plan axial



Ceci confirme l'existence d'une dysharmonie de comportement entre les marnes médiocrétacées et les calcaires hauterivo-barrémiens ; les couches marno-calcaires (F7) séparées des calcaires néocomiens par l'épaisse formation des marnes bleues (F6) semblent subir beaucoup plus faiblement la contraction post-nappe, alors que les marno-calcaires jaunes (F5) placés immédiatement sur le toit des calcaires barrémiens, suivent parfaitement toutes les déformations de ces derniers.

Aux environs de la Basse Coulette (au NE du passage de l'axe anticlinal) le pendage stratigraphique bascule vers le SW, on pourrait donc y voir une autre flexure anticlinale ; mais la réfraction de S2 nous permet de vérifier que l'on est toujours sur le flanc NE de l'anticlinal de la Chapelle Saint-Pierre ; le basculement de S0 est dû au décalage imposé aux couches barrémiennes par le passage d'un faisceau de failles normales (fig. 47).

4-2 - Les variations des différents clivages et les observations microstructurales localisées

4-2-1 - Anticlinal de Clignon

A. - Dans le secteur de la Chaumie (en rive droite du Verdon, entre Allos et Clignon).

S1 est très peu exprimée ; elle a une direction de N120 avec un pendage  $\bar{W}$  de 20°. Ce pendage W est concordant avec l'inclinaison générale vers l' $\bar{W}$  du contact ( $\phi$  N) des nappes de l'Ubaye dans ce secteur (fig. 17) S1 suit en effet ce contact en lui restant plus ou moins parallèle. En rive droite du Verdon S1 est généralement pentée vers l'E, comme  $\phi$  N ; cela indique la forme générale, en anticlinal, des nappes au-dessus de l'autochtone. On a ici la démonstration de la liaison entre les deux phénomènes.

S2 a une direction variant de N120 à N135 avec un pendage fortement incliné vers l'E (70 à 80°). Cette forte inclinaison du clivage de plan axial, dans le flanc SW de l'anticlinal, indique que le pli de Clignon est assez peu déjeté vers le SW ; et comme S1 est faiblement incliné vers l'W, on peut en conclure que la tectonique post-nappe a été beaucoup moins forte dans l'anticlinal de Clignon situé dans le SW de la demi-fenêtre.

B. - Dans le secteur du ravin de l'Eyssanet (au NE de Clignon)

Les mesures effectuées le long des chemins des Muletiers, à une altitude ne dépassant pas 1750 m, sur le flanc NE de l'anticlinal de Clignon, dans les calcaires barrémiens, n'ont pas permis de déceler la présence de S1.

S2 a une direction N110-N115, cette direction annonce peut-être l'évolution de S2 (clivage de plan axial) vers une direction moyenne N105 dans la vallée du Var. Nous n'avons pas pu le vérifier, mais, si tel est le cas, cela prouverait que c'est une seule et même phase de déformation qui a créé l'anticlinal de Clignon à axe tordu, (Direction N130 dans la région d'Allos, et N105 dans le Haut-Var, avec passage progressif (N110-115) dans le ravin de l'Eyssanet), en agissant sur un ancien plissement de plus faible amplitude, de type pyrénéo-provençal.

4-2-2 - Les microstructures liées à la faille de l'Encombrette

La faille de l'Encombrette (direction N50) recoupe le Sénonien et le Tertiaire de l'Encombrette ainsi que le Flysch subbriançonnais du corps principal de la nappe qui culmine à la tête de Valplane. La faille passe vers le N, entre le lac d'Allos et les Tours du lac.

Cet accident qui montre un rejet vertical très fort vers les tours du lac d'Allos (au N, fig. 50), s'amortit très vite vers le S dans l'autochtone sous-jacent.

Il s'agit d'une faille verticale dont le compartiment NW est abaissé plus intensément vers le NE. Le miroir de faille montre au niveau des calcaires néocrétacés des stries N50 inclinées de 10° vers le NE ; ces mesures effectuées dans la partie S de la faille indiquent une composante horizontale évidente en ce point où le rejet vertical est très faible.

Dans l'autochtone sous-jacent (en direction du S, dans le ravin de l'Eyssanet), la faille s'amortit très vite, pour disparaître totalement au NE de Clignon ; mais on l'observe encore dans le ravin de Serrières sur le flanc NE de l'anticlinal de Clignon : une faille de direction N50 inclinée de 85° vers le NW y décale faiblement les marnes médiocrétacées. Son mouvement a provoqué dans le compartiment NW la formation d'un crochon ; les mesures portées sur un canevas de Wulf indiquent un pli de direction axiale N110 plongeant de 20° vers le SE à déversement vers le NE (fig. 49).

Ce mouvement dextre lié à la faille de l'Encombrette a donc provoqué un serrage des structures avec mouvement relatif vers le NE du compartiment NW qui pourrait être la cause de la torsion de l'axe de l'anticlinal de Clignon (voir fig. 49).

Cette considération est en opposition avec la première hypothèse émise après l'étude de l'autochtone (voir On estimait en effet que : la déformation post-nappe pouvait n'avoir influencé qu'une partie superficielle des terrains autochtones, cette partie se trouvant dans la région d'Allos, région où l'axe acquiert une direction N130.

En fait, cette première hypothèse est difficilement admissible pour plusieurs raisons que l'étude micro-structurale nous impose :

- l'axe de l'anticlinal de Clignon semble continu du Haut Verdon au Haut-Var ;

- la déformation de direction N130 due à l'avancée des nappes (1ère hypothèse) devrait tordre l'axe vers le SW par rapport à d'anciennes structures de direction N105, alors que l'on observe le contraire (l'axe est tordu vers le NE).

On peut alors estimer au contraire qu'il y a eu enfoncement des couches autochtones sous la nappe de l'Ubaye, ce mouvement ayant provoqué le serrage des structures au NW (création de la direction structurale N130) et la formation de la faille de l'Encombrette (avec crochon et stries au S, basculement au N) ; alors qu'au SE (région du Haut-Var, les mêmes structures gardent une direction N105 préalablement acquises lors de mouvements plus anciens. La torsion de l'axe est donc une déformation ultérieure qui n'a rien à voir avec la présence de la nappe.



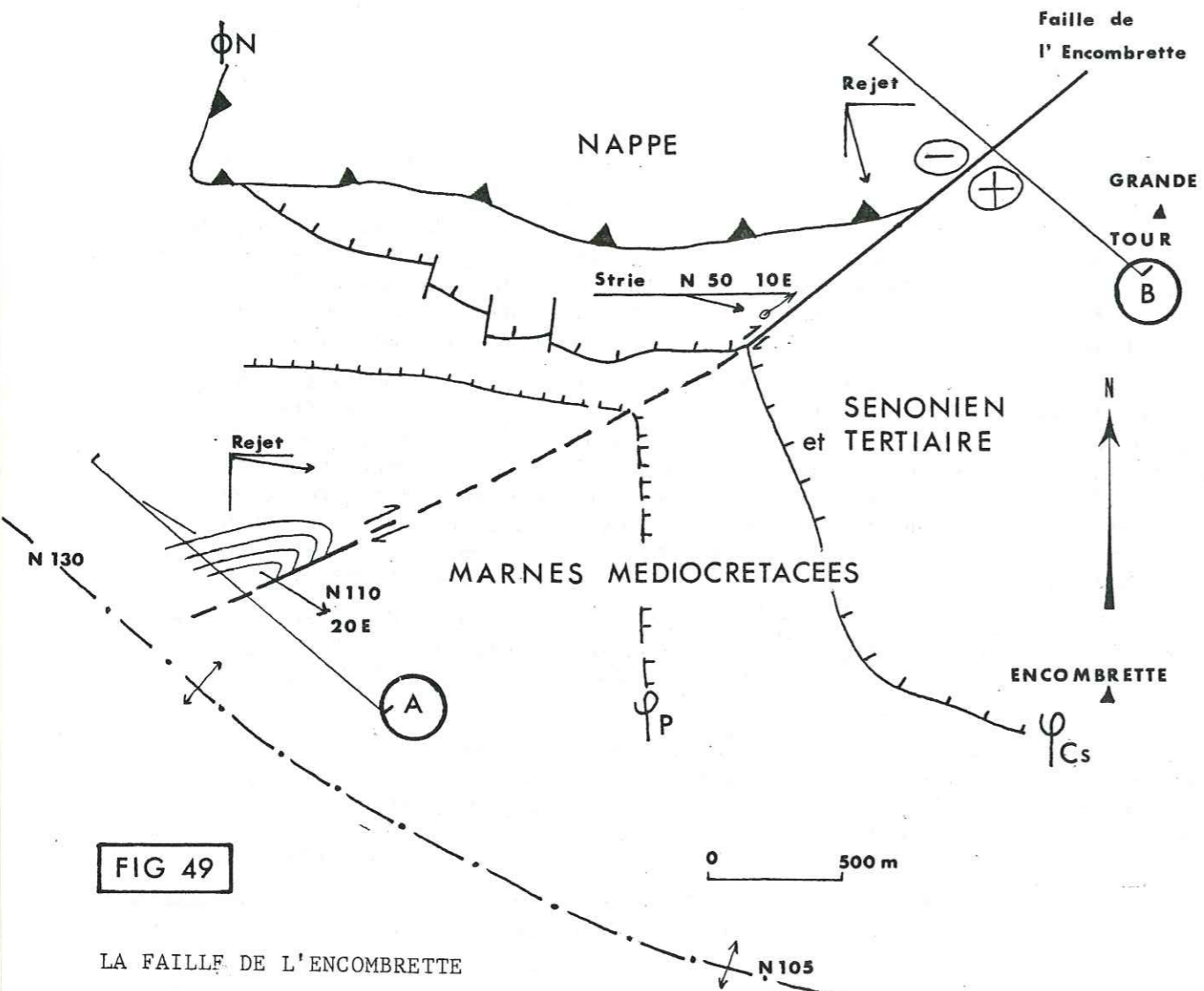


FIG 49

LA FAILLE DE L'ENCOMBRETTE

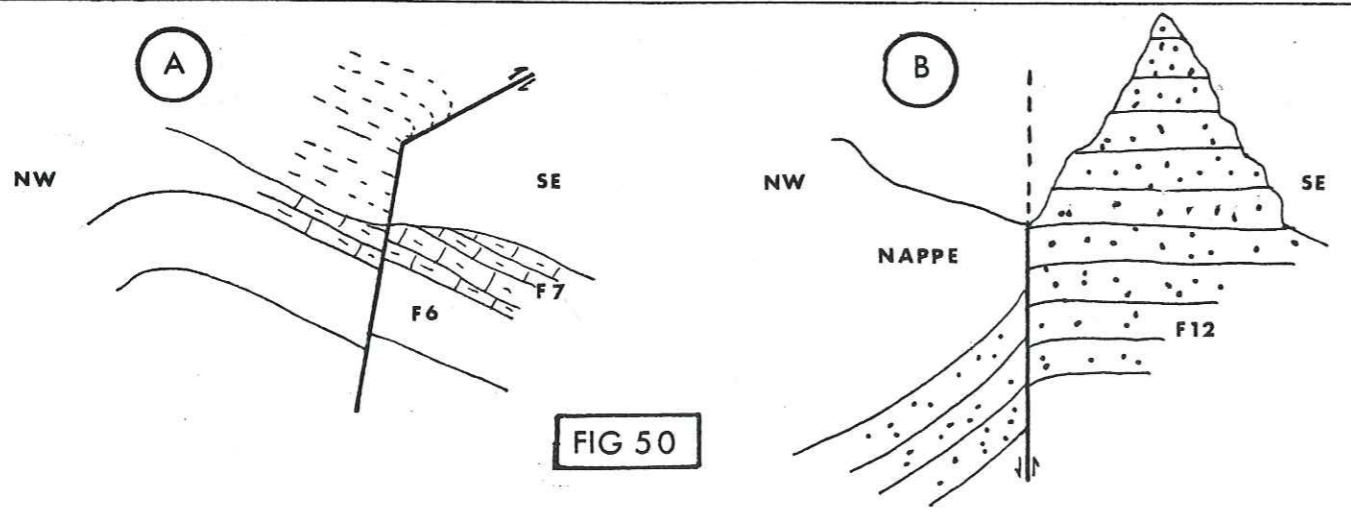


FIG 50

DIFFERENTS REJETS DE LA FAILLE DE L'ENCOMBRETTE

4-2-3 - Le secteur du Massif de Roche-Cline

La déformation postérieure à la mise en place des nappes, qui est à l'origine de l'édification de la zone parautochtone est marquée par de nombreux microplis facilement mesurables sur le terrain (direction N120, plongeant de 20° vers le SE). Ces valeurs correspondent d'ailleurs étroitement avec la mesure effectuée sur canevas de Wülf de l'axe du pli anticlinal de l'unité de la Cluite (direction N118 plongeant de 21° vers le SE).

Cette déformation masque le comportement de la schistosité régionale (S1), dans les séries marneuses méso-crétaées très plissées, mais aux abords du contact entre Sénonien et marnes méso-crétaées (dans l'unité de Roche-Cline) on constate que S1 est parallèle à ce contact.

4-2-4 - Le secteur du ravin de Bouchier

La lithologie essentiellement calcaire ne permet pas aux différents clivages de bien s'y exprimer.

Cependant, on retrouve dans les interlits marneux hauteriviens, S1 (clivage régional) tordu par S0.

On peut également mesurer l'axe d'un crochon de la faille de Rivachasse, de direction N120 plongeant de 16° vers le SE, il s'agit d'un crochon formé lors des mouvements post-nappes, qui ont fait jouer une ancienne faille normale en faille inverse. La direction (N120) est en effet celle que l'on retrouve dans les plis parautochtones de Bouchier.

4-3 - Conclusion de l'analyse structurale

Il existe deux familles de clivage qui possèdent toutes les deux une direction moyenne N125.

S1 (clivage régional) contemporain de la mise en place des nappes de l'Ubaye ; il s'exprime bien dans les niveaux marneux mais il est peu visible dans les calcaires.

S2 (clivage de plan axial) assez frustré, lié au plissement et écaillage post-nappes, il recoupe S1 et s'observe mieux en des points très localisés où la déformation est particulièrement intense.



## 5 - CONCLUSION

Le caractère post-nappe des déformations de la demi-fenêtre d'Allos apparaît comme l'élément prédominant de cette étude tectonique ; mais la mise en place d'unités parautochtones se fait postérieurement à une paléotectonique qui conditionne les phénomènes structuraux ultérieurs :

- par l'existence d'une tectonique ancienne (sans doute N90 à N120) génératrice de plissements et fractures transverses ;

- par l'érosion anté-nappe qui a déterminé des lignes de discontinuité dans les terrains subalpins tectonisés, enlevé toute la carapace sénonienne et tertiaire et permis à la nappe de l'Ubaye d'avancer sur les marnes médio-crétacées.

Il en résulte :

- un "trainage" tectonique sous la nappe d'une dalle de Sénonien et Tertiaire parautochtone ;

- puis une déformation alpine (N130) post-nappe, reprenant toutes les anciennes structures et donnant les unités parautochtones où Néojurassique, Eocrétacé, mais surtout Crétacé moyen, sont charriés, plissés avec la nappe et la dalle de calcaires néocrétacés et de leur couverture nummulitique.

## CHAPITRE 3

### PROBLEMES DIVERS CONCERNANT L'EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE DE LA REGION D'ALLOS

- 1 - INSTABILITE ET REMANIEMENTS SEDIMENTAIRES DANS LA SERIE EOCRETACEE
- 2 - LE PROBLEME DE LA POSITION ORIGINELLE DE LA DALLE DU SENONIEN-TERTIAIRE
- 3 - RECONSTITUTION DES STRUCTURES ANTE-NAPPES
- 4 - TECTOGENESE



1 - INSTABILITE ET REMANIEMENTS SEDIMENTAIRES DANS LA SERIE EOCRETACEE

L'observation des figures sédimentaires acquises pendant le dépôt de la série nous a conduit à une certaine idée sur "la dynamique" du bassin éocréta-cée qui recevait ces sédiments.

Sur la figure 51, on a représenté la répartition et la fréquence des indices de remaniement dans la série éocréta-cée des environs d'Allos :

1) (Fig. 51) Des slumpings se développent à différentes époques du Néocomien selon les endroits, pour se généraliser dans les dépôts barrémiens.

2) Des paquets glissés de calcaires néojurassiques issus d'un relief sous-marin démantelé sont redéposés dans les formations rythmiques de l'Hauterivien ou du Barrémien.

3) Des lacunes partielles accidentent la série aptienne (marno-calcaires gargasiens, F5) et se traduisent par une diminution d'épaisseur des marnes médiocréta-cées au NE. Ces lacunes peuvent s'interpréter de deux manières :

a) ce peut être une lacune vraie, par absence de sédimentation, qui se traduit par l'établissement d'un fond durci dans la majeure partie de la demi-fenêtre ; cette lacune est suivie du dépôt des marno-calcaires gargasiens (F5), mais elle se poursuit plus longuement dans la partie NE où la formation F5 ne se dépose pas ;

b) après l'établissement du fond durci, le dépôt des marno-calcaires gargasiens (F5) peut être plus ou moins complet, mais des glissements sous-marins provoquent leur ablation et leur transport vers les points bas du bassin. La mise en évidence de ces olistholites est toutefois délicate, voire impossible, car ils sont noyés dans les marnes dont ils ont le même aspect. Cependant, on peut penser que de tels accumulations expliquent les surépaisseurs des marnes bleues, que l'on constate localement (effet de dysharmonie signalée aux environs d'Allos, coupe 24 et 25).

4) Des faisceaux de bancs de calcaires à Bélémnites sont resédimentés en olistholites dans les marnes bleues gargaso-albiennes (1). Cette dernière observation correspond exactement au phénomène envisagé plus haut pour expliquer l'absence de la formation F5 ; mais les olistholites barrémiens offrent une lithologie très différente de celle des marnes et peuvent être facilement observés.

Ces olistholites coexistent toujours avec l'absence de la formation F5 ; indubitablement il y a eu des dénudations sous-marines, à cette époque gargaso-albienne, qui ont affecté les sédiments récents dans la portion nord-orientale de la demi-fenêtre.

(1) Un tel phénomène a été décrit en détail dans la série gargasienne de la région de Barrême (Alpes de Haute-Provence, P.C. de GRACIANSKY et al., 1972).



SW ← → NE

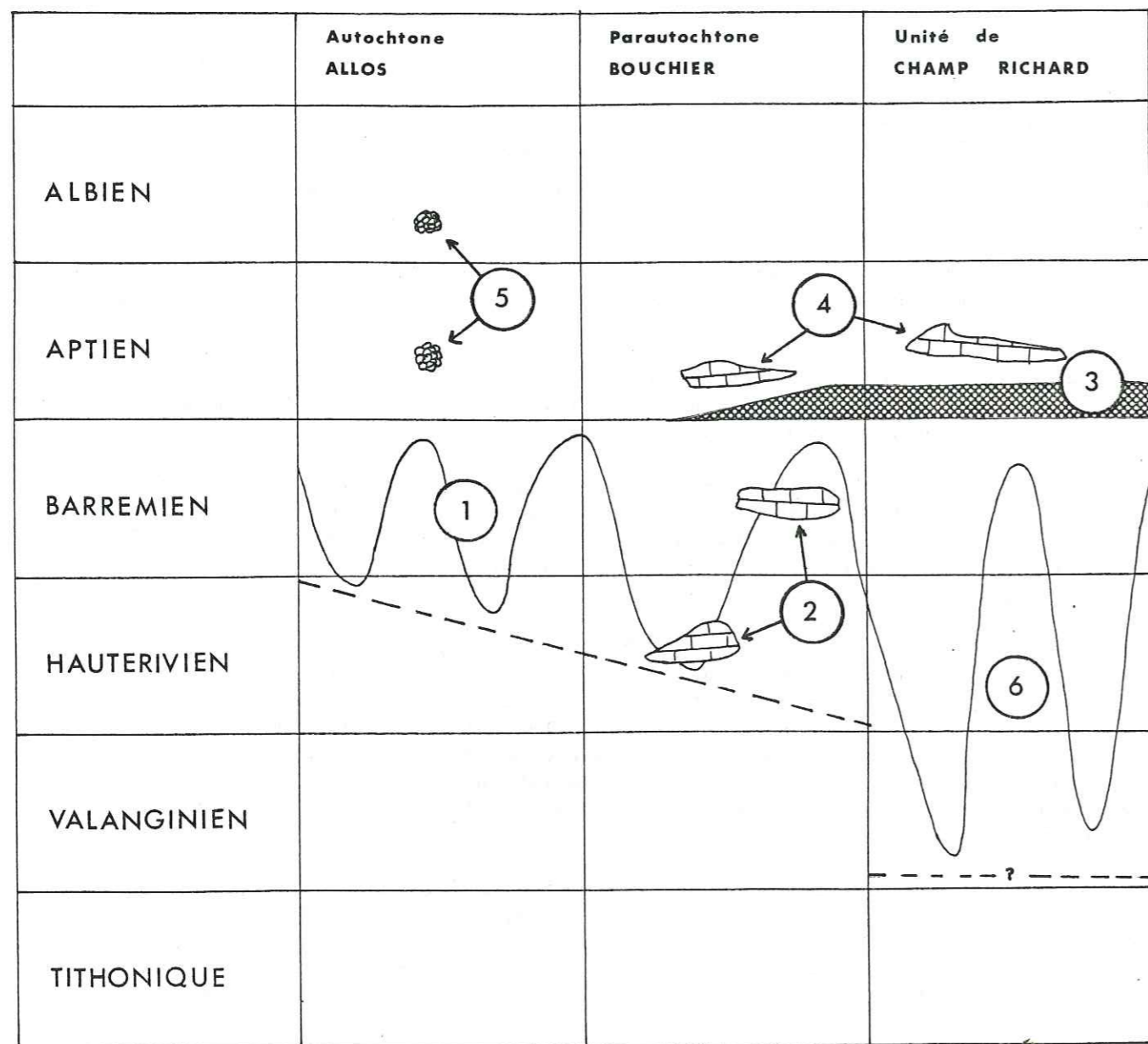


FIG 51 : FREQUENCE ET REPARTITION DES INDICES DE REMANIEMENTS DANS LA SERIE EOCRETACEE. (Les chiffres encerclés renvoient au texte).

5) Des faunes benthiques remaniées sont abondantes dans les marnes médio-crétacées, elles ont pu être mises en évidence lors de l'étude micropaléontologique des lavages de marnes.

6) Rappelons enfin le faciès original du Néocomien de l'unité de Champ Richard, où les slumpings particulièrement abondants et spectaculaires en font l'unité la plus "interne" des formations éocretacées, puisqu'elle est en contact chevauchant sur d'autres unités parautochtones.

On peut se demander qu'elle est la cause de tels phénomènes qui sont des slumpings (au sens large du mot).

A l'origine de ces phénomènes, il y a toujours libération de l'énergie potentielle créée par l'accumulation de sédiments sur une pente, cette énergie ne peut se libérer que sous l'effet d'une cause extérieure qui peut être un accroissement de pente, un choc, une surcharge.

Dans la région d'Allos, on fait les constatations suivantes :

- Les remaniements semblent se faire du N vers le S : les lacunes et les diminutions d'épaisseur de la série se remarquent dans le secteur NE de la fenêtre, alors que les paquets resédimentés sont signalés "plus à l'aval", c'est-à-dire plus au SW. Le déversement général des plis synsédimentaires semble donc se faire vers le S ; on l'observe d'ailleurs dans les plis couchés en direction du S, dans le Barrémien de la coupe de la vallée du Verdon (chapitre 2).

- On remarque également une concordance entre la direction axiale des plis synsédimentaires et la direction ancienne des structures régionales (N105) (voir coupe de la vallée du Verdon, chapitre 2) ; avant déformation ultérieure. Cette direction est sans doute la perpendiculaire à la ligne de plus grande pente du bassin éocretacé.

Ces deux constatations ne peuvent se faire que dans l'autochtone vrai, car on ne connaît plus rien de la position initiale des strates dans les unités actuellement déplacées.

En outre, l'étude des minéraux argileux du Crétacé du Haut Verdon (CHAMLEY, 1973) a montré l'existence d'un soulèvement au NE du Haut-Verdon qui se traduit à l'Albien par l'arrivée d'une sédimentation plus détritique, marquée par des associations argileuses typiques d'une érosion proche.

CHAMLEY conclue également à une diagenèse beaucoup moins forte des terrains post-albiens, dûe à une diminution d'épaisseur des sédiments et à un changement de condition de sédimentation.

Pour notre part, nous avons déjà signalé l'épisode détritique albo-cénomaniens qui intervient brutalement à la base de la formation F7, dans le banc gréso-calcaire à grains de quartz. (voir coupe de la route du col d'Allos, chapitre 2).

Il semble donc que tous ces phénomènes aient une cause commune : un soulèvement au N de la région qui augmente la pente du bassin en direction du S, déclenche ainsi des glissements synsédimentaires, ceux-ci débutent très tôt et d'autant plus tôt que l'on se trouve dans les unités parautochtones plus nord-orientales (voir fig. 51). Ce soulèvement explique également les réductions d'épaisseur des marnes médiocrétacées et la formation d'olistholites.



FIG. 52: Situation et faciès des calcaires néocrétacés subalpins

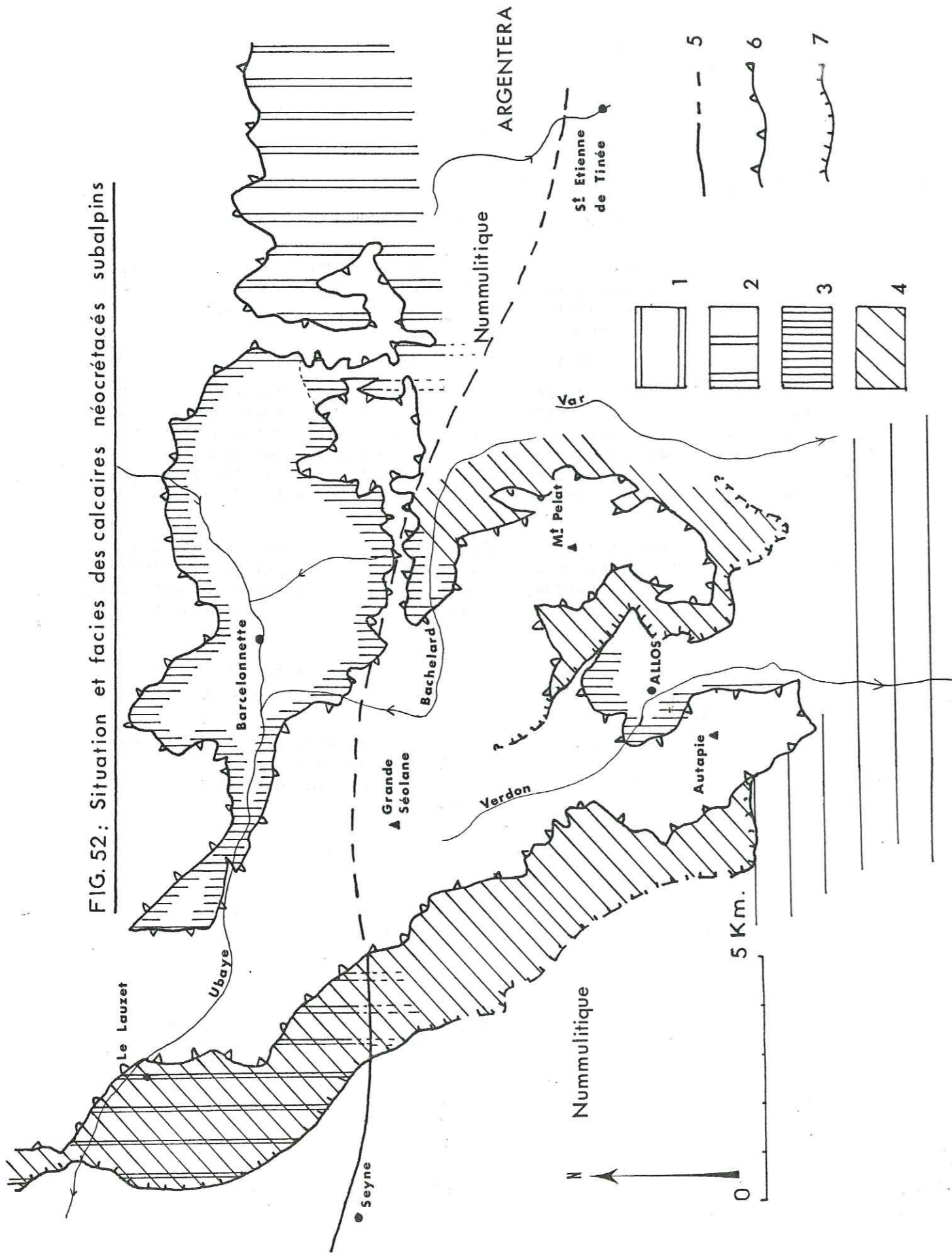


FIG. 52

LEGENDE

Situation et faciès des calcaires néocrétacés du domaine subalpin

- 1 - Calcaires néocrétacés peu ou pas discordants.
- 2 - " " discordants.
- 3 - " " absents sous la nappe.
- 4 - " " parautochtones.
- 5 - Limite N des faciès pélagiques purs.
- 6 - Limite du corps principal de la nappe de l'Ubaye.
- 7 - Chevauchement parautochtone.

Remarques sur la fig. 52

. Au N de Seyne et en Basse Ubaye, le calcaire néocrétacé discordé sur un ensemble parautochtone dont le contact basal passe dans les terrains jurassiques et éocrétacés sous-jacents.

. A l'E le secteur parautochtone disparaît à l'affleurement au-delà du ravin de Bachelard ; le Nummulitique qui supporte la nappe, masque les relations avec la bordure occidentale du massif de l'Argentiera où le Néocrétacé est simplement discordant.



Ces indices de remaniement qui débutent très tôt par endroit, se poursuivent pendant tout l'Eocrétacé et montrent ainsi une instabilité de fonds marins (accroissement de pente du NE vers le SW). Peut-être s'agit-il d'une évolution tectonique continue, déjà sensible, mais discrète, au Crétacé inférieur, mais dont la "phase" paroxysmale serait l'émergence de la bordure NE du bassin (massif de l'Argentera) qui provoque le premier plissement des séries régionales.

Il s'agit là d'un problème dont la solution demanderait une très longue étude supplémentaire (analyse structurale, mesures d'épaisseur, étude de microfaunes remaniées, étude de la dagenèse).

La région d'Allos possède (comme beaucoup d'autres sans doute) tous les éléments nécessaires à une telle étude, car la monotonie apparente des faciès, due à une évolution progressive, cache les variations latérales des formations et ne frappe pas l'imagination du géologue qui est amené à faire des coupures chronologiques et géométriques pour se repérer. Mais l'évolution progressive existe, on l'a constaté au niveau de la simple étude conventionnelle de la série stratigraphique.

2 - LE PROBLEME DE LA POSITION ORIGINELLE DE LA DALLE DU SENONIEN - TERTIAIRE

La série des calcaires néocrétacés et leur couverture nummulitique constitue une "dalle trainée" en position parautochtone. Il se pose alors la question fondamentale de son origine.

La réponse à une telle question serait évidemment plus fondée si l'on connaissait exactement la direction suivant laquelle s'est effectué le déplacement de cette série subalpine. (voir chap. 2 la dalle du Sénonien-Tertiaire).

Mais on peut, à partir de considérations stratigraphiques et structurales appliquées à toute la région de la nappe de l'Ubaye, essayer de rechercher quelle pouvait être sa position originelle, ce qui peut restreindre le domaine des hypothèses dont on dispose pour expliquer le trainage.

Sur la fig. 52, on voit nettement qu'au N d'Allos (région de Barcelonnette) le Sénonien et le Tertiaire subalpin font défaut ; la seule érosion anté-nappe qui n'a duré que quelques millions d'années (Oligocène inférieur, de durée inférieure à 10 millions d'années) ne suffit pas à expliquer cette absence sous la nappe. Même s'il n'est pas certain que ces termes se sont déposés partout, on est bien obligé d'admettre que dans certains secteurs ils manquent, alors qu'ils y ont existé (par exemple la bordure occidentale de la demi-fenêtre d'Allos, la région de Fours et sans doute la partie méridionale de la fenêtre de Barcelonnette).

Le Sénonien et le Tertiaire ont donc pu être déplacés par la nappe dans une position plus méridionale.

A ce stade, nous devons faire intervenir un critère stratigraphique important :

Le Sénonien et le Tertiaire de la région d'Allos présentent un faciès pélagique classique pour ces niveaux, mais ce faciès ne semblait pas exister au delà d'une limite septentrionale (tracée sur la figure 52). Cette limite passe grossièrement en ligne droite entre Seyne et Saint-Etienne de Tinée (El KHOLY, 1972).

Il est donc impossible que le Sénonien et sa couverture nummulitique trainés sur la région d'Allos proviennent d'un secteur situé au-delà de cette limite vers le N (sauf si la limite paléogéographique était sinueuse ; ce qui est impossible à déterminer). Ceci implique qu'ils viennent d'un secteur relativement proche et si nous considérons que la nappe s'est déplacée du NE vers le SW, ce secteur se placerait approximativement sous le massif du Pelat.

Cette observation peut être étendue à toute la région qui concerne la nappe de l'Ubaye. On voit effectivement sur la fig. 52, que la limite de la nappe est jalonnée par une bande de calcaires néocrétacés (ayant parfois conservé leur couverture nummulitique), parautochtones, alors que la fenêtre de Barcelonnette ne montre aucune formation de cet âge. Cela revient donc à minimiser le rôle de l'érosion anté-nappe dans la région de Barcelonnette dont la série néocrétacée et tertiaire peut manquer, en partie, pour des causes tectoniques.

Dans l'état actuel des connaissances, (1) on peut donc penser que des séries néocrétacées et tertiaires subalpines ont été déplacés par l'avancée de la nappe dans une position plus méridionale, à partir des régions situées immédiatement au N de leur position actuelle, et que l'érosion anté-nappe n'est pas la seule cause de l'absence de ces séries sous la nappe, là où elles sont déposées.

3 - RECONSTITUTION DES STRUCTURES ANTE-NAPPES (FIG. 53 et 54)

Cette reconstitution peut être faite en procédant au "dépliage" de la nappe, à partir de deux coupes géologiques orientées perpendiculairement aux axes de plis parautochtones.

Ce travail est entaché d'incertitude car pour le faciliter, on est conduit à supposer l'horizontalité de la surface d'érosion anté-nappe. En plus, l'écaillage post-nappe gêne la connaissance de l'épaisseur originelle des terrains subalpins, actuellement empilés les uns sur les autres. Il est en effet difficile d'évaluer les étirements, les replis et autres déformations.

3-1 - Les plis anciens

L'existence des plis anté-nappes est évidente, mais on manque d'arguments pour déterminer leur âge : l'absence locale de Sénonien et de Tertiaire en continuité stratigraphique supprime toute possibilité de datation de ces plis. Mais on peut se placer dans le contexte géologique régional.

Les plissements précurseurs dit provençaux (direction N105) anté-turonien ont été décrits dans la région de la Javie à l'W d'Allos,

(1) Si l'on admet d'autres hypothèses, comme celle avancée par M. LEMOINE (1972), qui fait appel à "des chevauchements décrochants" induisant un déplacement de la nappe parallèlement à son front actuel (du S vers le N) ; il est bien évident qu'il faudra chercher ailleurs l'origine des séries subalpines déplacées et l'observation micro-structurale que nous avons pu faire dans le ravin de Bouchier (voir chapitre 2, la dalle du Sénonien-Tertiaire) montrant des indices de glissement dans une direction N115, est peut-être un des arguments qui étaye une telle hypothèse.



(M. LATREILLE et Cl. VUILLERMOZ, 1962).

Ils correspondent, par leur direction, aux plis E-NE - W-SW conservés dans la vallée du Var.

La région d'Allos située entre ces deux secteurs, a de toute évidence subi cette phase de déformation.

Il semble que cette déformation reste la plus marquante bien que ces plis aient pu être réactivés plus tardivement, avant la déformation alpine paroxysmale.

On a déjà signalé en effet que le Crétacé supérieur régional n'a pas subi une forte déformation anté-nummulitique puisque le Priabonien est faiblement discordant.

Quant à la tectonique liée à la surrection oligocène de toute la région, il semble qu'elle soit à l'origine de la formation d'un dôme provenant d'avantage de mouvements verticaux qu'horizontaux.

La plupart de ces anciens plis ont été repris dans la tectonique alpine post-nappe de direction moyenne N130 dans le secteur étudié. C'est à ce moment que c'est créé leur disymétrie actuelle avec des flancs SW surplissés et des plans axiaux déversés vers le SW.

### 3-2 - Les fractures anciennes

Deux familles de failles existaient avant le charriage des nappes.

- Une faille inverse ancienne connue seulement à Bouchier.
- des failles normales, subverticales N110-120.

La deuxième fracturation recoupe la première dans le ravin de Bouchier (voir étude de la faille de Rivachasse, chapitre 3). Elle ne recoupe pas la nappe. La première fracturation qui est inverse est liée à une déformation agissant en compression ; d'après l'étude des anciens plis, cette déformation ne peut être que celle qui est à l'origine de la formation des plis N105 dont l'âge semble être anté-turonien.

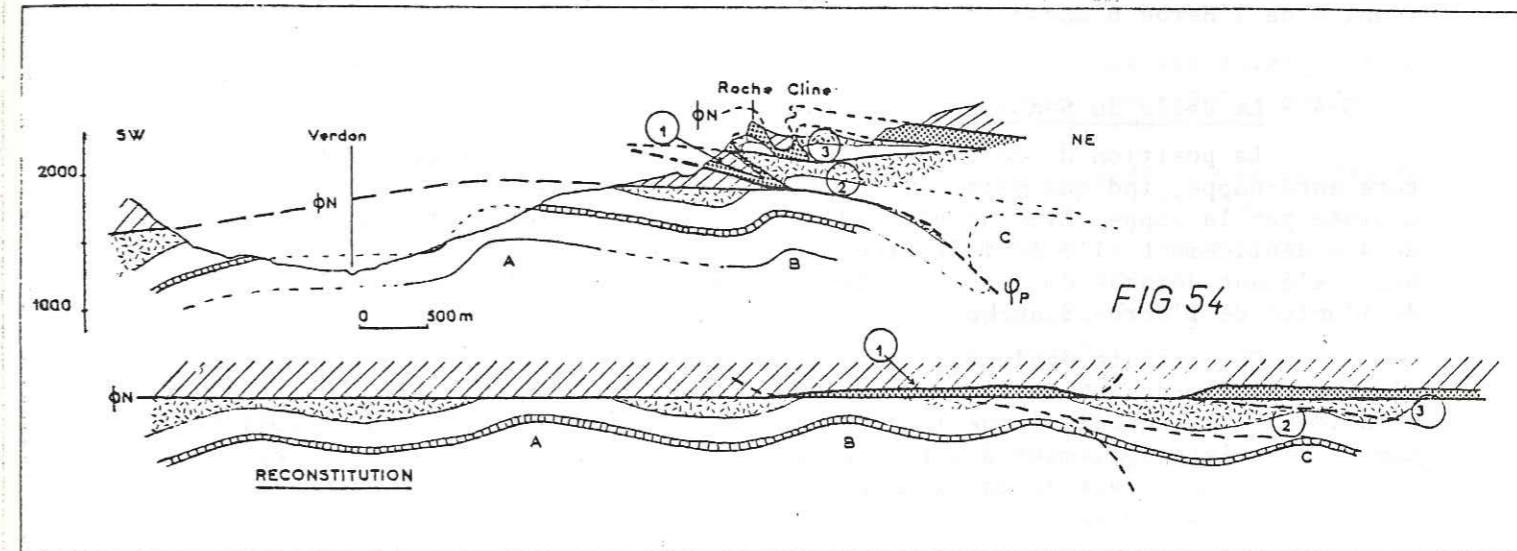
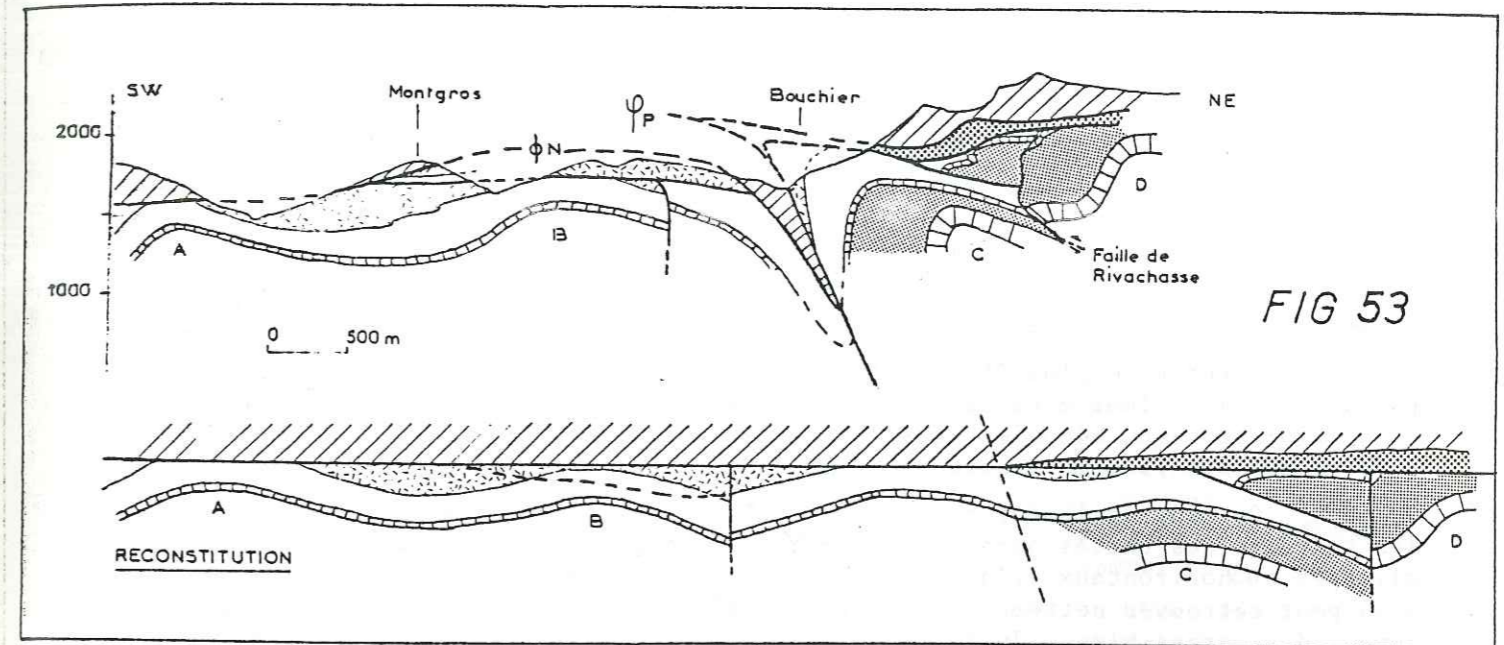
La fracturation normale, anté-nappe peut-être due à la formation du dôme d'Allos à l'Oligocène, elle a joué un rôle important dans les déformations post-nappes :

- la faille de Rivachasse a en effet été recomprimée et a joué secondairement en compression parallèlement aux structures parautochtones.

- Le redoublement tectonique de l'Unité de Montgros par chevauchement des marnes médiocrétacées décalées par la faille, peut s'expliquer comme on l'a envisagé précédemment (voir chapitre ), Unité de Montgros) fig. 53).

### 3-3 - La zone parautochtone

Elle apparaît comme liée à une structure anticlinale ancienne actuellement masquée sous le massif du Pelat. Du fait de cette structure, la partie haute où dominant les marno-calcaires albo-cénomaniens a été décapée par l'érosion anté-nappe, mettant en contact direct la nappe avec les marnes bleues gargaso-albiennes (au village de Bouchier).



LEGENDE FIG 53 et 54 : Reconstitution des structures anté-nappes.

- |   |                          |  |                          |
|---|--------------------------|--|--------------------------|
| ① | Unité de l'Herbe Blanche |  | Nappe de l'Ubaye         |
| ② | Unité de la Cluite       |  | Sénonien et Tertiaire    |
| ③ | Unité de Roche Cline     |  | Albo-cénomarien          |
|   |                          |  | Gargaso-albien           |
|   |                          |  | Gargasien                |
|   |                          |  | Néocomien                |
|   |                          |  | Tithonique et Berriasien |



Il est normal que la compression post-nappe ait provoqué un clivage dans ce secteur où l'érosion avait entaillé les parties supérieures plus dures, et établi ainsi une ligne de discontinuité dans les structures anté-nappes.

Ainsi, le contact général du parautochtone ( $\varphi$ P) s'est formé en jouant en faille inverse, enfouissant une partie de la nappe profondément sous les marnes médiocrétacées chevauchantes (fig. n° 53).

A une cote plus élevée, le contact se couche vers l'horizontale pour passer sous le calcaire néocrétacé de l'Herbe Blanche (fig. 54). C'est peut-être la présence du Sénonien plus dur qui a dévié le contact vers l'horizontale à moins que son ploiement soit dû à une déformation ultérieure.

On peut également constater qu'il est relativement aisé de replacer les terrains des unités parautochtones à leur place originelle, avant que les clivages subhorizontaux viennent les découper. C'est ainsi par exemple, que l'on peut retrouver nettement l'origine de l'unité de la Cluite, par un décollement des marnes bleues du flanc NE de l'anticlinal A1 de Bouchier comme nous l'avons déjà indiqué (fig. 41). Ce décollement a entraîné la formation d'un grand pli couché vers le SW, chevauchant les calcaires néocrétacés de l'unité de l'Herbe Blanche (fig. 54).

3-4 - La dalle du Sénonien - Tertiaire

La position de cette dalle sur les fig. 53 et 54, figurant la structure anté-nappe, indique nettement qu'il s'agit d'une série décollée et trainée par la nappe. Elle n'existe d'ailleurs pas partout ; il semble que lors de son déplacement elle se voit tronquée en plusieurs morceaux ; un des lambeaux s'étant détaché du corps principal forme notamment l'ossature sénonienne de l'unité de l'Herbe Blanche.

On constate également que le Sénonien et le Tertiaire semblent n'exister qu'au-dessus de la zone parautochtone, ce n'est peut-être qu'une coïncidence à laquelle il ne faut pas accorder une signification particulière, car il en existe également des témoins sur l'autochtone vrai, isolés en couverture tectonique (c'est le cas à la crête de l'Herbe Blanche qui n'apparaît pas sur les fig. 53 et 54).

4 - TECTOGENESE DE LA DEMI-FENETRE D'ALLOS

4-1 - Les premiers mouvements de la zone subalpine

Après la période d'instabilité des fonds marins qui se poursuit pendant tout l'Eocrétacé (glissements synsédimentaires dans le Néocomien, lacune partielle de l'Aptien et olistholites), les premiers plissements sont de direction provençale (axe N100 à N110) et d'âge post-cénomaniens.

Ils sont probablement liés à l'émersion de l'axe cristallin de l'Argentera situé en bordure NE du bassin vocontien.

On a déjà insisté sur la difficulté de dater ces plissements (absence de terrains autochtones post-cénomaniens), mais il semble dans le contexte géologique régional qu'ils soient anté-turonien.

4-2 - Les derniers mouvements avant l'émersion définitive anté-nappe

Un soulèvement de la zone subalpine intervient dans la région après la période marquée par les dépôts pélagiques profonds du Sénonien.

Cette émersion provoque l'érosion des terrains néocrétacés jusqu'au Campagnien inférieur à l'Encombrette, et le dépôt (d'âge probablement paléocène) de conglomérats continentaux peu épais du type du 'Conglomérat d'Argens'.

La transgression généralisée du Nummulitique marin venue de l'E se fait avec une très faible discordance angulaire. Les mouvements anté-nummulitiques sont donc à peine marqués dans la région ; il ne s'agit que de mouvements verticaux responsables du soulèvement, sans plissement. C'est un argument en faveur de l'âge anté-Sénonien du plissement précédemment cité (axe N100-110) qui n'affecte ni le Sénonien, ni le Nummulitique.

Au toit de la série Nummulitique, les schistes à blocs exotiques annoncent les premiers mouvements de nappes internes sous-marines.

4-3 - L'émersion définitive de la région

Probablement au début de l'Oligocène, l'autochtone est intensément soulevé et érodé (Cl. KERCKHOVE, 1970), sans plissement comme dans les zones internes (grandes phases des zones internes, J. DEBELMAS, 1964).

L'érosion anté-nappe qui décape la carapace néocrétacée et tertiaire, est indubitable car les terrains du même âge qui n'ont pas été enlevés (région de Villars-Colmars par exemple) ne montrent aucun faciès de bordure de bassin permettant d'envisager une lacune stratigraphique.

Il est cependant probable qu'au NE d'Allos, des paléoreliefs de Sénonien ayant conservé une partie de leur couverture tertiaire ont été épargnés par cette érosion. Ce sont eux qui seront ultérieurement entraînés avec la nappe sur la surface d'érosion anté-nappe.

La phase d'érosion sauboisienne est très intense puisqu'elle enlève à certains endroits près de 1000 m de couverture subalpine (Nummulitique, Néocrétacé et même une partie de l'Eocrétacé dans le ravin de Bouchier).

Cet épisode tectonique est surtout visible dans les failles normales subverticales (N110-120) qui découpent essentiellement les calcaires néocomiens. La faille de Rivachasse (ravin de Bouchier) qui recoupe d'anciennes structures et qui ne traverse pas les calcaires néocrétacés et la nappe sus-jacente, en est un exemple. Elle sera intensément tordue et récompressée par la suite lors de la compression post-nappe.

4-4 - Le charriage de la nappe de l'Ubaye

Les nappes épiglyptiques n'ont pas pu se mettre en place en Ubaye avant le Stampien (Cl. KERCKHOVE, 1970).

Leur arrivée a deux conséquences marquantes dans l'histoire géologique de la demi-fenêtre d'Allos :

- le "trainage" de paléoreliefs de Sénonien et de Tertiaire sur la surface d'érosion anté-nappe à la manière "d'écailles déracinées" (voir ce chapitre, paragraphe 2) ;



- la création de S1, clivage contemporain de la mise en place des nappes, de direction N130 à pendage faible vers le NE. Ce clivage affecte particulièrement les marnes médiocrétacées.

#### 4-5 - Edification d'un secteur parautochtone post-nappe

A la fin de l'Oligocène (à une période forcément post-stampienne puisque post-nappe), l'ensemble du domaine subalpin régional et de la nappe de l'Ubaye subit une phase de plissement importante (plissement N130 déjeté vers le SW) accompagnée d'un clivage de plan axial (S2). Cette déformation est plus intense dans la partie orientale de la fenêtre, et va être génératrice d'accidents chevauchants subhorizontaux, découpant l'autochtone en unités tectoniques, qui vont se chevaucher vers le SW ; la base de cet ensemble parautochtone est marqué par un grand accident chevauchant ( $\Psi$ P), qui doit se poursuivre dans la nappe en direction du NE (voir chapitre 2, contact basal de l'ensemble parautochtone).

Ce contact de base de l'ensemble parautochtone est subhorizontal à partir de la cote 1900, mais plus bas il s'infléchit jusqu'à prendre l'allure d'une faille inverse en profondeur. Il est probable que cette disposition est liée à la nature des roches mises en jeu : en profondeur, il s'agirait d'une grande faille inverse, découpant les calcaires néocomiens et jurassiques que l'on voit remonter dans le NE de la demi-fenêtre à la faveur de l'érosion profonde du ravin de Bouchier, alors que plus haut, les marnes médiocrétacées beaucoup plus plastiques se sont scindées en plusieurs unités qui se superposent et qui sont nettement plus chevauchantes.

Il semble d'ailleurs que les efforts tectoniques ne se soient pas uniformément répartis. En effet, les calcaires néocrétacés et de leur puissante couverture nummulitique ont gardé une certaine rigidité sous la nappe. Il est remarquable que lorsque les calcaires néocrétacés sont en faible épaisseur, comme dans l'unité de l'Herbe Blanche, ils sont alors intensément plissés avec la nappe qui les accompagnent sur les structures autochtones.

L'édification de ce secteur parautochtone est également accompagné de la formation de failles verticales de direction N50 à composante horizontale dextre non négligeable (ex. : faille de l'Encombrette). Dans le cas de la faille de l'Encombrette, l'accident qui affecte la nappe, le Tertiaire et le Néocrétacé subalpin, ne se poursuit pas en profondeur à travers l'Eocrétacé, mais il individualise cependant, dans un compartiment NW, un secteur où les structures N130 affectent l'autochtone éocrétacé alors qu'au SE (Haut-Var) les structures conservent une direction N105 ancienne.

Dans le Haut-Var, la tectonique post-nappe semble donc ne pas avoir atteint les niveaux profonds (anticlinaux de tithonique), mais en altitude, le contact de base de l'ensemble parautochtone doit s'y poursuivre dans les marnes médiocrétacées en direction du col de la Cayolle.

Des mouvements secondaires ont pu se produire ultérieurement, comme le témoigne l'avancée de l'unité de Roche-Cline qui tord l'axe du pli de l'unité sous-jacente.

#### 4-6 - Les accidents tardifs

Ce sont de grandes failles normales qui se prolongent dans les régions plus septentrionales occupées par les nappes ; elles sont peu nombreuses dans la région d'Allos ; ces accidents se voient surtout dans les niveaux élevés (Nappe, Nummulitique et Néocrétacé subalpin).

Il s'agit d'accidents subverticaux ou à pendage NE, orientés N-NW/S-SE qui recourent les failles N50. Les pittoresques tours du lac d'Allos doivent leur curieux profils au découpage provoqué dans le grès d'Annot par cette famille de failles.

Elles ne semblent produire que de faibles déplacements épidermiques, et sont dues aux dernières manifestations tectoniques qui peuvent provenir de réajustement de socle en profondeur dont les échos se répercutent dans les superstructures rigides.



CONCLUSIONS GENERALES



## CONCLUSIONS GENERALES

Cette étude de la demi-fenêtre d'Allos nous a permis de préciser la structure de l'"Autochtone" qui s'est révélée très complexe sous la nappe de l'Ubaye.

La période de déformation la plus intense (Oligocène) correspond à l'édification d'un secteur parautochtone, jusqu'alors méconnu dans toute la partie N et E de la demi-fenêtre ; cette tectonique de direction axiale N130 qui reprend d'anciens plis probablement anté-turonien (de direction N105) est post-nappe puisqu'elle affecte à la fois les terrains subalpins et des éléments de la nappe qui sont actuellement pincés dans les structures de l'"Autochtone". (Massif de Roche Cline) ; elle s'accompagne d'un clivage de plan axial qui recoupe un ancien clivage contemporain de la mise en place de la nappe.

La base de cet ensemble parautochtone est marquée par un contact chevauchant qui a clivé l'Autochtone et sa couverture tectonique de nappe ; ce contact doit se poursuivre aux extrémités NW (vers le col d'Allos) et SE (vers le Haut-Var) de la demi-fenêtre, dans des secteurs sortant du cadre de cette étude.

D'autre part, le Tertiaire, le Néocrétacé et même une partie des marnes médiocrétacées ont été érodés au Sannoisien. Ainsi s'est créée la surface d'érosion sur laquelle a avancé vers le SW la nappe de l'Ubaye en poussant sous elle des paléoreliefs de calcaires néocrétacés subalpins ayant parfois conservé leur couverture nummulitique.

Les résultats<sup>(1)</sup> de ce travail sont résumés dans le tableau qui suit.

(1) Un résumé des résultats est également donné à la fin de l'introduction.



OBSERVATIONS		AGE	INTERPRETATIONS
STRATIGRAPHIQUES	TECTONIQUES		
	Accidents N-NW/S-SE de faible rejet affectant les superstructures rigides.	↑ MIOCENE ↓	Dernières manifestations tectoniques, réajustements.
	Quelques clivages subhorizontaux recoupent les premières unités parautochtones (Roche Cline).  - Plis déversés vers le SW dans l'autochtone et la nappe, de direction N130, accompagnés d'un clivage de plan axial (S2). - Chevauchements et torsion d'anciennes fractures (N110) et de S1. - Failles N50 à composante horizontale dextre importante.		↑ ↓
	Création de S1. Arrivée de la nappe de l'Ubaye sur la surface d'érosion ; trainage de la Dalle du Sénonien-Tertiaire.	OLIGOCENE	Charriage épiglyptique de la nappe de l'Ubaye et de la Dalle du Sénonien-Tertiaire.
	Paléorelief de Sénonien-Tertiaire.	Sannoisien ?	Erosion anté-nappe accompagnée de mouvements verticaux. Soulèvement et émergence définitive de la région d'Allos.
	Faille N110-120 (faille de Rivachasse).		

FIN des dépôts marins		↓	
Schistes à blocs		↓	Premiers mouvements de nappes internes sous-marines.
Dépôts Nummulitiques faiblement discordants		EOCENE	
Conglomérats continentaux			Transgression nummulitique Erosion du Campanien Émergence de la zone subalpine
Calcaires fins du Sénonien		SENONIEN	Dépôts pélagiques dans un bassin profond.
?		TURONIEN	
Plis N105	↑ ? ↓	CENOMANIEN	Surrection de l'Argentera. Plissements "Pyrénéo-provençaux" probablement à cette époque.
		ALBIEN	
		APTIEN	Indices de soulèvement au NE - absence de dépôts aptiens - remaniements de faunes - érosion sous-marine - glissements sous-marins
		BARREMIEN	
		HAUTERIVIEN	
		VALANGINIEN	

Terrains enlevés par l'érosion anté-nappe.

Lacunes au NE

Hard ground

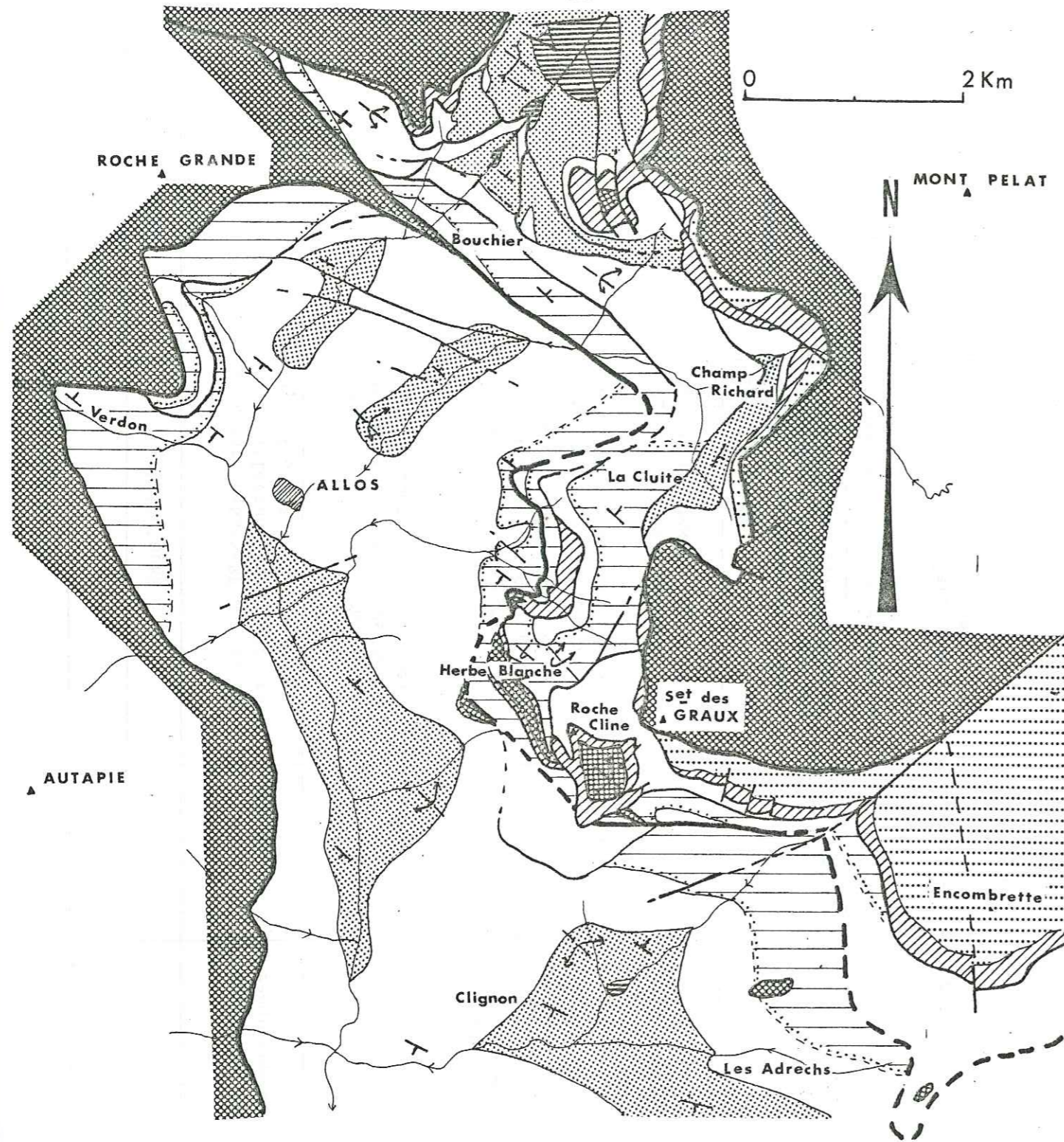
Faunes benthiques remaniées

Olistholites

Slumpings

TABLEAU RESUMANT LES RESULTATS DE L'ETUDE GEOLOGIQUE DE LA DEMI-FENETRE D'ALLOS



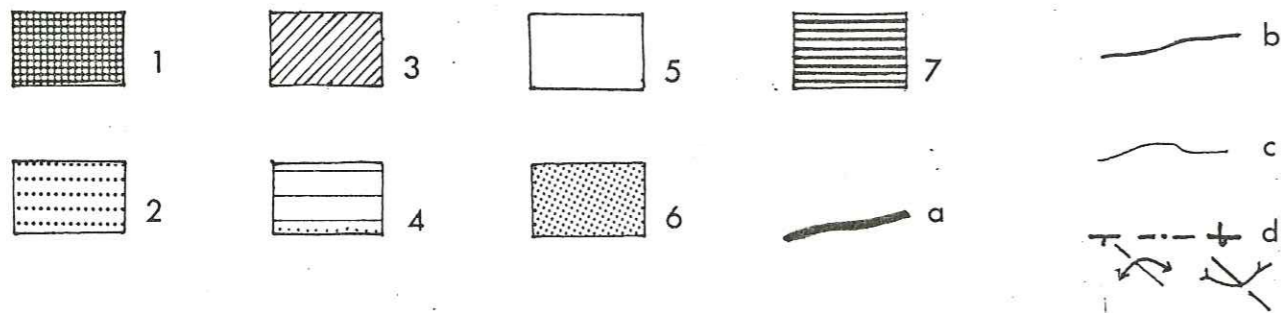


LEGENDE FIG. 55

CARTE GEOLOGIQUE DE LA DEMI-FENETRE D'ALLOS

- 1 - Flyschs de la Nappe de l'Ubaye
- 2 - Tertiaire
- 3 - Sénonien
- 4 - Albo-cénomannien
- 5 - Gargaso-albien
- 6 - Néocomien
- 7 - Berriasien et jurassique supérieur
  - a - Limite du corps principal de la nappe de l'Ubaye, et limite du secteur parautochtone.
  - b - Chevauchements et failles
  - c - Contour géologique
  - d - Pendages et axes de pli

FIG 55 CARTE GEOLOGIQUE (sans Quaternaire)





## BIBLIOGRAPHIE

- BERTRAND L. (1922) - Sur la superposition de la tectonique alpine à une tectonique pyrénéo-provençale dans les Alpes maritimes. *Congrès géol. internat., XIIIe session, Belgique, 2e fasc. p. 693-706*
- BOUDON J., GAMOND J.-F., GRATIER J.-P., ROBERT J.-P., DEPARDON J.-P., GAY M., RUHLAND M., VIALON P. (1976) - L'arc alpin occidental : réorientation de structures primitivement E-W par glissement et étirement dans un système de compression global N-S. *Eclogae géol. Helv.*
- BOUSSAC J. (1912) - Etude stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. carte géol. Fr., 657 p.*
- CAMPREDON R. (1968) - Sur la découverte d'Aptien supérieur et sur l'existence de faciès détritiques anté-éocènes dans la série du col de Tende. (Alpes maritimes). *C.R.Ac.Sc. Paris t. 267, p. 1031-1034.*
- CHAMLEY H. (1973) - Minéraux argileux de roches, sols et sédiments fluviatiles dans le bassin du Haut-Verdon (Alpes de Haute-Provence). *Sci. Géol. Bull. 26, 4, p. 279-303, Strasbourg.*
- DEBELMAS J. (1964) - Essai sur le déroulement du paroxysme alpin dans les Alpes franco-italiennes. *Geol. Rdsch. 53 p. 133,151.*
- DEBELMAS J. (1974) - Géologie de la France, Tome 2 : Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays. *Doin - Paris.*
- EL'KHOLY Y. (1972) - Stratigraphie et sédimentologie du Crétacé supérieur entre le Var et la Bléone (Alpes de Haute-Provence) *Thèse Lyon 115 p. 51 pl.*
- FALLOT P. et FAURE-MURET A. (1949) - Sur l'extension du décollement de la série de couverture subalpine. *C.R.Ac.Sc. t. 228, p. 616-619.*
- GIDON M. et PAIRIS J.-L. (1969) - Sur l'existence et la signification d'un système de fractures subméridiennes dans le Dévoluy méridional environ de Veynes (Hautes-Alpes). *C. R. Ac. Sc., Fr., 268, série D p. 1570-1573.*



- GOGUEL J. (1964) - Duplicatures de la crête de la Blanche près Seyne (Basses-Alpes) ; *Bull. S.G.F., 7e série, t. VI, n° 1.*
- De GRACIANSKY P.C., LEMOINE M., SIGAL J. et THIEULOY J.-P. (1972) - Sur l'existence de lentilles calcaires d'âge barrémien et bédoulien interstratifiés dans les marnes gargasiennes du Synclinal de Barrême (Alpes de Haute-Provence). *C. R. Ac. Sc., Paris t. 274, p. 3368-3371.*
- GROLIER J. (1961) - La projection stéréographique et ses applications en géologie. *Extrait de Rev. Ind. Min. Vol. 43, n° 3.*
- GUBLER-WAHL Y. (1928) - La nappe de l'Ubaye au sud de la vallée de Barcelonnette. *Thèse, Paris.*
- GUBLER Y. (1952) - Déformations posthumes de la nappe de l'Ubaye. *C.R. Somm. Soc. Geol. Fr., p. 31-34.*
- GUBLER Y. (1967) - Carte géologique d'Allos 1/50 000, XXXV-40 B.R.G.M.
- HERITIER F. (1950) - Contribution à l'étude géologique de la vallée du Haut-Var et de la couverture sédimentaire du Dôme de Barrot. *D.E.S. Grenoble (non publié).*
- KERCKHOVE C1. (1964) - Mise en évidence d'une série à caractère "d'Olisthostrome" au sommet des Grès d'Annot (Nummulitique autochtone) sur le pourtour des nappes de l'Ubaye (Alpes franco-italiennes : Basses-Alpes, Hautes-Alpes, province de Cuneo). *C. R. Ac. Sc., t. 259 p. 4742-4745.*
- KERCKHOVE C1. (1965) - Structure du massif du Pelat et des environs du lac d'Allos - Problèmes de paléogéographie subbrionçonnaise au Sud de l'Ubaye. *T.L.G. t. 41, p. 33-35.*
- KERCKHOVE C1. (1968) - Olisthostromes et tectogenèse dans les nappes de l'Embrunais - Ubaye. *Série doc. int. T.L.G.*
- KERCKHOVE C1. (1970) - La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais - Ubaye (Alpes occidentales). *T.L.G. t. 45 publié en 1969 (thèse soutenue en 1970).*
- KERCKHOVE C1. (1975) - Guides géologiques des Alpes Maritimes - Guides géologiques régionaux, *Masson ed.*
- KILIAN W. (1897) - Sur la constitution géologique des massifs de la Haute Bléone et du Haut-Verdon. *C. R. Ac. Sc. p. 516-518.*
- LATREILLE M. et VUILLERMOZ C. - Données nouvelles sur la structure géologique de la région de Prads, près la Javie (B.A.). *C.R. Ac. Sc. t. 256 p. 3388-3390.*
- LEMOINE M. (1972) - Rythme et modalités des plissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises. *Géol. Rdsch. Bd. 61, 3, p. 975-1010.*

- LOMBARD A. (1972) - Séries sédimentaires - Genèse - évolution. *Masson et Cie Editeur.*
- MATTAUER M. (1973) - Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. *Collection méthodes, Hermann, Paris.*
- MOULLADE M. (1966) - Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la fosse vocontienne. *Thèse Doc. Lab. Geol. Fac. Lyon, n° 15, fasc. 1.*
- PAIRIS J.-L. (1965) - La demi-fenêtre d'Embrun (Hautes-Alpes et Basses-Alpes) *T. L. G., t. 41*
- PAIRIS J.-L. (1968) - Nouvelles données sur le massif de Lan, au sud de Barcelonnette. *T. L. G., t. 44, p. 325-328.*
- PAIRIS J.-L. (1971) - Effets de la tectonique en coins sur la marge orientale du synclinal d'Annot, (Alpes de Haute-Provence). *T. L. G., t. 47, p. 215-222.*
- PLAN J. (1964) - Essai d'interprétation de la fenêtre de Barcelonnette (Basses Alpes). *T. L. G., t. 40.*
- SCHLUND J.-M. (1950) - Tectonique et stratigraphie de la couverture jurassique supérieur, crétacée et nummulitique du NW du Dôme de Barrot (entre Colmars et St-Martin d'Entraunes). *D.E.S. Grenoble (non publié).*
- STRURANI C. (1962) - Il complesso sedimentaris autochtone all' estremo Nord-occidentale del Massiccio dell' Argentera (Alpi Marittime). *Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova, vol. XXIII.*
- VERRIER G. (1950) - Etude géologique de la Haute-vallée du Var de la Cayolle à Entraunes. *D.E.S. Grenoble (non publié).*
- VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J. (1976) - Eléments de tectonique analytique. *Masson - ed.*
- VUILLERMOZ C. (1961) - Contribution à l'étude géologique de la région de Prads, Saume-Longe (Basses-Alpes). *D.E.S. Grenoble (non publié).*



LISTE DES FIGURES

=====

	Pages
1 - Schéma orohydrographique.....	4
2 - Cadre structural de la région d'Allos.....	6
3 - Situation de la demi-fenêtre d'Allos.....	6
4 - Série stratigraphique de la coupe du Pich.....	19
5 - Série stratigraphique de la coupe de Clignon.....	21
6 - "Slumpings" de la coupe de la vallée du Verdon.....	24
7 - Détail d'un pli synsédimentaire.....	24
8 - Série stratigraphique de la coupe de la route de Bouchier.....	26
9 - Série stratigraphique de la coupe de Champ Richard.....	28
10 - Détail du litage dans le Valanginien de Champ Richard.....	28
11 - Série stratigraphique de la coupe de la route du col d'Allos...	32
12 - Série stratigraphique de la coupe du Rouchet.....	34
13 - Série stratigraphique de la coupe de l'Encombrette.....	36
14 - Contact Néocrétacé-Tertiaire.....	36
15 - Série stratigraphique synthétique de l'"Autochtone".....	40
16 - Comparaison avec les régions voisines.....	42
17 - Coupe schématique de la demi-fenêtre d'Allos.....	50
18 - Carte structurale de la demi-fenêtre d'Allos.....	52
19 - Structure de la nappe sur l'Autochtone.....	53
20 - Schéma structural de la demi-fenêtre d'Allos.....	55
21 - Localisation des coupes géologiques.....	57
22 et 23 - Coupes géologiques du secteur de Clignon.....	58
24 et 25 - Coupes géologiques du secteur d'Allos.....	59
26, 27, 28, 29 et 30 - Coupes géologiques du secteur de Bouchier	64 et 65
31 - Panorama de la rive droite de Bouchier.....	66
32 - Genèse de la faille de Rivachasse.....	69
33 - Schéma structural de Roche Cline.....	70
34, 35, 36, 37, 38 et 39 - Coupes géologiques du secteur du massif de Roche Cline.....	73 et 74



	Pages
40 - Situation de l'unité de la Cluite.....	76
41 - Structure de l'unité de la Cluite.....	76
42 - Coupe géologique de Champ Richard.....	79
43 - Edification d'un paléorelief de Sénonien-Tertiaire.....	83
44 - Déformation dans la dalle du Sénonien-Tertiaire.....	83
45 - Définition des différents clivages.....	87
46 - La torsion de S <sub>1</sub> .....	87
47 - Réfraction de S <sub>2</sub> .....	87
48 - Projections stéréographiques.....	89
49 - La faille de l'Encombrette.....	92
50 - Différents rejets de la faille de l'Encombrette.....	92
51 - Fréquence et répartition des indices de remaniements dans la série éocrétacée.....	99
52 - Situation et faciès des calcaires néocrétacés subalpins.....	100
53 et 54 - Dépliage des structures.....	105
55 - Carte géologique.....	116

TABLE DES MATIERES

=====

	Pages
AVANT-PROPOS	
SOMMAIRE	
INTRODUCTION	
1 - <u>SITUATION GEOGRAPHIQUE</u> .....	3
2 - <u>CADRE GEOLOGIQUE</u> .....	5
2-1- Aperçu sur la série autochtone.....	5
2-2- Les terrains allochtones.....	8
2-3- Aperçu sur le quaternaire et les conditions d'observations	8
3 - <u>ETAT DES CONNAISSANCES ET PROBLEMES A L'ORIGINE DE CETTE ETUDE (1975)</u> .....	8
3-1- Les documents existants.....	8
3-2- Synthèse des connaissances en 1975 (sur l'autochtone).....	9
3-2-1- Stratigraphie.....	9
3-2-2- Paléogéographie.....	9
3-2-3- Tectonique.....	9
3-3- Les problèmes posés en 1975.....	10
3-3-1- Les marnes médiocrétacées.....	10
3-3-2- Nature du contact basal de la dalle formée par les calcaires néocrétacés et leur couverture nummulitique.....	10
3-3-3- Rapports entre la structure de la nappe et celle de l'autochtone.....	11
3-4- La méthode de travail.....	11
4 - <u>RESUME DES RESULTATS</u> .....	11
4-1- Réponse aux problèmes posés.....	11
4-1-1- La série marneuse médiocrétacée.....	11
4-1-2- Le contact basal des calcaires néocrétacés.....	12
4-1-3- Les rapports entre la structure de la nappe et de l'autochtone.....	12



	Pages
4-2- Les nouveaux éléments apportés.....	12
4-3- Les problèmes en suspens.....	13
<u>CHAPITRE I : STRATIGRAPHIE</u> .....	15
1 - <u>GENERALITES</u> .....	17
2 - <u>ETUDE DESCRIPTIVE DE LA SERIE STRATIGRAPHIQUE DE L'AUTOCHTONE</u> ....	18
2-1- La coupe du Pich (F1, F2, F3).....	18
2-1-1- F1 : Les "Terres noires oxfordiennes".....	18
2-1-2- F2 : Les calcaires tithoniques et berriasiens.....	20
2-1-3- F3 : Les marno-calcaires valanginiens.....	20
2-2- La coupe de Clignon (F3, F4).....	20
2-2-1- <sup>F3</sup> Les marno-calcaires valanginiens.....	22
2-2-2- F4 : les calcaires hauterivo-barrémiens.....	22
2-3- La coupe de la vallée du Verdon (glissements synsédimen- taires dans F4).....	23
2-3-1- Description des glissements synsédimentaires.....	23
2-3-2- Relation entre pendage stratigraphique et glissement synsédimentaire.....	23
2-4- La coupe de la route du Bouchier (F4, F5).....	25
2-4-1- F4 : Les calcaires hauterivo-barrémiens.....	25
2-4-2- F5 : Les marno-calcaires gargasiens.....	25
2-4-3- F6 : Les marnes bleues.....	27
2-5- Coupe de Champ Richard (F3, F4, lacune de F5, F6).....	27
2-5-1- F3 : Les marno-calcaires valanginiens.....	27
2-5-2- F4 : Les calcaires hauterivo-barrémiens.....	29
2-5-3- F6 : Les marnes bleues.....	29
2-6- La coupe du ravin de Bouchier (F4, lacune de F5, F6).....	30
2-6-1- F4 : Les calcaires hauterivo-barrémiens.....	30
2-6-2- Le passage Barrémien-Aptien.....	30
2-7- La coupe de la route du col d'Allos (F6, F7, F8).....	31
2-7-1- F6 : Les marnes bleues.....	31
2-7-2- F7 : Les marno-calcaires albo-cénomaniens.....	31
2-7-3- F8 : Les calcaires marneux gris.....	33

	Pages
2-8- La coupe du Rouchet (F7, F8).....	35
2-8-1- Les marno-calcaires albo-cénomaniens.....	35
2-8-2- Les calcaires marneux gris.....	35
2-9- La coupe de l'Encombrette.....	35
2-9-1- F 9 : Les calcaires néocrétacés.....	35
2-9-2- F10 : Les calcaires à Nummulites.....	37
2-9-3- F11 : Les schistes à globigérines.....	38
2-9-4- F12 : Les grès d'Annot.....	38
3 - <u>CONCLUSIONS DE L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE</u> .....	39
F1 : Les terres noires oxfordiennes.....	39
F2 : Les calcaires tithoniques et berriasiens.....	39
F3 : Les marno-calcaires valanginiens.....	39
F4 : Les calcaires hauterivo-barrémiens.....	39
F5 : Les marno-calcaires gargasiens.....	43
F6 : Les marnes bleues.....	43
F7 : Les marno-calcaires albo-cénomaniens.....	44
F8 : Les calcaires marneux gris.....	44
F9 : Les calcaires néocrétacés.....	45
F10: Les calcaires nummulitiques.....	45
F11: Les schistes à Globigérines.....	46
F12: les grès d'Annot.....	46
4 - <u>RESUME</u> .....	46
<u>CHAPITRE 2 : TECTONIQUE</u> .....	47
1 - <u>GENERALITES</u> .....	51
2 - <u>ENSEMBLE I : L'AUTOCHTONE</u> .....	54
2-1- Introduction.....	54
2-2- Les environs de Clignon.....	56
2-3- Les environs d'Allos.....	56
3 - <u>ENSEMBLE II : LE PARAUTOCHTONE</u> .....	60
3-1- Introduction.....	60
3-2- La limite inférieure de l'ensemble parautochtone ( $\Psi$ P).....	61
3-2-1- Le prolongement du contact vers le SE.....	61
3-2-2- Le prolongement du contact vers le NW.....	62
3-3- Les écailles post-nappes.....	62
3-3-1- La structure dans la partie N de la demi-fenêtre.....	62



	Pages
A.- Le secteur de Montgros.....	62
B.- Le secteur du ravin de Bouchier.....	63
a) Généralités.....	63
b) La faille de Rivachasse.....	67
c) Essai d'interprétation.....	68
C.- Le secteur du massif de Roche Cline.....	72
a) Les unités parautochtones de base.....	72
b) L'unité de l'Herbe Blanche.....	72
c) L'unité de la Cluite.....	75
d) L'unité de Roche Cline.....	77
D.- Le secteur de Champ Richard.....	78
3-4- La dalle du Sénonien-Tertiaire.....	80
3-4-1- Introduction.....	81
3-4-2- Preuves de la nature tectonique du contact.....	81
3-4-3- Genèse de cette structure.....	82
A.- Aspect stratigraphique et paléogéographique.....	82
B.- Aspect tectonique.....	82
4 - <u>ETUDE DES MICROSTRUCTURES</u> .....	85
4-1- Définition des différentes familles de clivages.....	86
4-1-1- Description des clivages.....	86
A.- Le synclinal d'Allos.....	86
B.- L'anticlinal de la Chapelle Saint-Pierre.....	86
4-1-2- Résultat de l'analyse.....	88
4-2- Les variations des différents clivages et les observations microstructurales localisés.....	90
4-2-1- Anticlinal de Clignon.....	90
A.- Dans le secteur de la Chaumie.....	90
B.- Dans le secteur du ravin de l'Eyssanet.....	90
4-2-2- Les microstructures liées à la faille de l'Encombrette.....	91
4-2-3- Le secteur du massif de Roche Cline.....	93
4-2-4- Le secteur du ravin de Bouchier.....	93
4-3- Conclusions de l'analyse structurale.....	93

	Pages
5 - <u>CONCLUSIONS</u> .....	94
<u>CHAPITRE 3 : PROBLEMES DIVERS CONCERNANT L'EVOLUTION TECTO-</u> <u>SEDIMENTAIRE DE LA REGION D'ALLOS</u> .....	95
1 - <u>INSTABILITE ET REMANIEMENTS SEDIMENTAIRES DANS LA SERIE</u> <u>EOCRETACEE</u> .....	97
2 - <u>LE PROBLEME DE LA POSITION ORIGINELLE DE LA DALLE DU SENONIEN-</u> <u>TERTIAIRE</u> .....	102
3 - <u>RECONSTITUTION DES STRUCTURES ANTE-NAPPES</u> .....	103
3-1- Les plus anciens.....	103
3-2- Les fractures anciennes.....	104
3-3- La zone parautochtone.....	104
3-4- La dalle du Sénonien-Tertiaire.....	106
4 - <u>TECTOGENESE DE LA DEMI-FENETRE D'ALLOS</u> .....	106
4-1- Les premiers mouvements de la zone subalpine.....	106
4-2- Les derniers mouvements avant l'émersion définitive anté- nappe.....	107
4-3- L'émersion définitive de la région.....	107
4-4- Le charriage de la nappe de l'Ubaye.....	107
4-5- Edification d'un secteur parautochtone post-nappe.....	108
4-6- Les accidents tardifs.....	109
CONCLUSIONS GENERALES.....	111
BIBLIOGRAPHIE.....	119
LISTE DES FIGURES.....	123
TABLE DES MATIERES.....	125

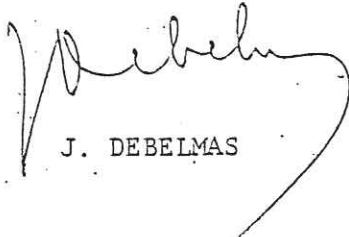


Dernière page d'une thèse

VU

Grenoble, le 9 Juin 1977

Le Président de la thèse

  
J. DEBELMAS

Vu, et permis d'imprimer,

Grenoble, le

Le Président de l'Université  
Scientifique et Médicale

  
Laurent Cau