



**HAL**  
open science

**Analyse paléotectonique de la plate-forme méridionale  
du bassin vocontien et de ses bordures, durant  
l'intervalle Barremo-albien (Ventoux-Lure-Baronnies,  
chaines subalpines méridionales, France)**

Denis Kandel

► **To cite this version:**

Denis Kandel. Analyse paléotectonique de la plate-forme méridionale du bassin vocontien et de ses bordures, durant l'intervalle Barremo-albien (Ventoux-Lure-Baronnies, chaines subalpines méridionales, France). Tectonique. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1992. Français. NNT: . tel-00802561

**HAL Id: tel-00802561**

**<https://theses.hal.science/tel-00802561>**

Submitted on 20 Mar 2013

**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.



050 032481 6



ACADÉMIE DE PARIS

UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

UNIVERSITÉ DE PARIS VI

KANDEL (D)

INSTITUT GEOLOGIQUE ALBERT de LAPPARENT  
CENTRE POLYTECHNIQUE SAINT-LOUIS

THESE

présentée devant

L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

pour l'obtention du

TITRE DE DOCTEUR D'UNIVERSITÉ

mention : Géologie Structurale

par

Denis KANDEL

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE I  
INSTITUT DE GÉOLOGIE  
DOCUMENTATION  
15, RUE MAURICE GIGNOUX  
F 38031 GRENOBLE CEDEX  
TÉL. (33) 76 63 59 66  
FAX. (33) 76 87 82 43

3 JUIN 1993

ANALYSE PALÉOTECTONIQUE DE LA PLATE-FORME  
MÉRIDIIONALE DU BASSIN VOCONTIEN  
ET DE SES BORDURES, DURANT L'INTERVALLE  
BARRÉMO-ALBIEN

(Massif Ventoux-Lure - Baronnies ; Chaînes subalpines méridionales, France).

*Soutenue publiquement le lundi 6 juillet 1992 devant la commission d'examen*

JURY

|     |                        |            |                            |
|-----|------------------------|------------|----------------------------|
| MM. | Alain POIGNANT         | Président  | UPMC                       |
|     | Jean DERCOURT          | Rapporteur | UPMC, membre de l'Institut |
|     | Philippe OTT d'ESTEVOU | Rapporteur | IGAL                       |
|     | Pierre MASSE           | Examineur  | Elf-Aquitaine              |
|     | Christian MONTENAT     | Examineur  | IGAL - CNRS                |
|     | Luigi TORTORICCI       | Examineur  | Univ. de Catania (Italie)  |

18 AOÛT 2003



## AVANT PROPOS

3 JUIN 1993

Je tiens tout d'abord à remercier le jury devant lequel ce mémoire de thèse est présenté,

- tout particulièrement Monsieur le Professeur Jean Dercourt, qui m'a fait l'honneur de présider ce jury;
- Monsieur Alain Poignant, professeur, lui aussi, au Laboratoire des Bassins Sédimentaires de l'Université Pierre et Marie Curie;
- Monsieur Luigi Tortorici, professeur à l'Université de Catagne, qui n'a pas hésité à faire le voyage;
- Monsieur Pierre Masse, qui m'a fait le plaisir de m'accompagner quelques jours sur le terrain. Ses remarques, en terme d'analyse structurale, ont été très utiles pour les conclusions régionales;
- Je remercie vivement Monsieur Christian Montecat pour m'avoir sensibilisé, sur le terrain, à l'intérêt d'une étude sur la structuration mésocrétacée de la plate-forme provençale. Que ce mémoire soit à la hauteur de la confiance qu'il m'a accordé en me guidant sur ce sujet, dans une région qu'il connaît particulièrement bien.
- Ma reconnaissance et mon amitié s'adresse spécialement à Monsieur Philippe Ott d'Estevou, à qui je dois mon initiation à la géologie structurale. Il m'a fait bénéficier de son expérience dans ce domaine, tant sur le terrain qu'au Laboratoire. Ses remarques et conseils ont été fondamentaux pour l'élaboration de ce travail.

Ce mémoire, aboutissement de quatre mois de relevés sur le terrain et de six années d'études suivies à l'IGAL, a pu être réalisé grâce au soutien technique des autres professeurs de l'Igal, notamment Gilles Coppier, dont les remarques pertinentes ont fait progresser ma réflexion au sujet de l'évolution dynamique crétacée de la plate-forme Ventoux-Lure.

Ma reconnaissance cordiale s'adresse également à mes amis et collègues de l'IGAL, Jean-Loup Montecat, Fabrice Becue, Marc Blanquefort, Michel Macarit, Eric Cauquil, Francis Kezirian, et Christian Hibschi.

J'adresse toute mon affection à Monique Galecki, Emilienne Balourd et Izabela Eksanow, pour leurs sourires quotidiens et pour leur assistance à la finition technique du mémoire. A cette occasion, je remercie également Raymond Desparmet, pour l'aide matériel et informatique qu'il m'a accordé.

Enfin, toute ma gratitude s'adresse à Jacques Kandel, mon Père, qui a consacré bon nombre de ses soirées à relire ce document dans son intégralité. Ses corrections contribuent largement à assurer la bonne lecture du mémoire.



## SOMMAIRE

|                    |    |
|--------------------|----|
| AVANT-PROPOS ..... | 1  |
| SOMMAIRE .....     | 2  |
| RESUME .....       | 12 |

|                   |    |
|-------------------|----|
| INTRODUCTION..... | 13 |
|-------------------|----|

### PREMIERE PARTIE

#### LES SEQUENCES SEDIMENTAIRES MESOZOIQUES

|  |    |
|--|----|
| I - LE BASSIN SUBALPIN AU MESOZOIQUE.....  | 19 |
| A - SITUATION ET FORMATION DU BASSIN.....  | 19 |
| B - LA SERIE MESOZOIQUE ET LES GRANDES DISCONTINUITES .....  | 20 |
| 1 - Les formations du Lias-Dogger.....   | 20 |
| 2 - Du Bathonien au Barrémo-Bédoulien .....  | 22 |
| 3 - De l'Aptien au Sénonien .....  | 24 |
| II - LA PALEOGEOGRAPHIE DU CRETACE INFERIEUR<br>DE LA PLATE-FORME MERIDIONALE DU BASSIN VOCONTIEN..... | 26 |
| III - DIVISIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES<br>DE L'INTERVALLE BARREMO-ALBIEN .....                          | 29 |
| A - LES DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES .....   | 29 |
| B - LES SEQUENCES SEDIMENTAIRES.....   | 32 |
| 1 - Les séquences calcaires du Barrémo-Bédoulien .....   | 32 |
| 2 - Les séquences marneuses de l'Aptien .....  | 34 |
| 3 - Les séquences marno-sableuses de l'Albien.....   | 35 |

\* \*

\*

18 AOUT 2003

### CHAPITRE PREMIER : PRINCIPES ET METHODE DE L'ANALYSE TECTONO-SEDIMENTAIRE

|   |    |
|---|----|
| INTRODUCTION .....  | 38 |
| I - LES METHODES D'INVESTIGATION PALEOTECTONIQUE.....   | 41 |
| II - L'ANALYSE TECTONO-SEDIMENTAIRE :<br>PRESENTATION GENERALE.....                             | 44 |
| III - DEFORMATIONS D'UN SEDIMENT CARBONATE<br>SELON SA RHEOLOGIE .....                          | 46 |
| 1 - Rhéologies de type fluide - fluide .....  | 48 |
| 2 - Rhéologies de type plastique - plastique.....   | 48 |
| 3 - Rhéologies de type rigide -plastique .....  | 50 |
| 4 - Rhéologies de type rigide -rigide .....   | 50 |
| IV - LES DEFORMATIONS TECTONIQUES PRECOCES .....  | 51 |
| A - CONTEXTE SEDIMENTAIRE DE LA FRACTURATION PRECOCE.....                                       | 51 |
| B - LES FRACTURES OUVERTES A REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE.....                                      | 53 |
| 1 - Les remplissages karstiques .....   | 53 |
| 2 - Les filons sédimentaires.....   | 54 |
| 3 - Analyse tectonique des paléo-fractures ouvertes .....                                       | 55 |
| C - LA FRACTURATION HYDROPLASTIQUE.....   | 57 |
| 1 - Validité d'interprétation de la fracturation hydroplastique.....                            | 59 |
| 2 - Caractères morphologiques des failles hydroplastiques.....                                  | 59 |
| D - LES FLEXURES SUR FAILLES .....  | 65 |
| V - LES PERTURBATIONS SEDIMENTAIRES .....   | 67 |
| A - TYPES DE DEPOT OU PHENOMENES SEDIMENTAIRES<br>SIGNIFICATIFS D'UN EVENEMENT TECTONIQUE ..... | 68 |
| 1 - Les remobilisations sédimentaires .....   | 68 |
| 2 - Processus chimiques et biologiques .....  | 82 |
| B - GEOMETRIE INDUITE DES DEPOTS ET VALIDITE<br>DE L'ANALYSE TECTONO-SEDIMENTAIRE.....          | 84 |



## CHAPITRE SECOND : METHODOLOGIE DE L'ANALYSE STRUCTURALE

|  |     |
|--|-----|
| INTRODUCTION .....   | 87  |
| I - STRUCTURES ETUDIEES.....                                 | 87  |
| II- ANALYSE DES DONNEES STRUCTURALES.....                    | 90  |
| A- PRISE DES DONNEES.....                                    | 90  |
| B - TRI DES DONNEES .....                                    | 92  |
| C - ELEMENTS DE CHRONOLOGIE .....                            | 92  |
| 1- Critères stratigraphiques .....                           | 92  |
| 2- Critères sédimentologiques .....                          | 93  |
| 3- Critères tectoniques.....                                 | 93  |
| D - METHODE DE CALCUL.....                                   | 94  |
| 1- Calcul du tenseur .....                                   | 94  |
| 2- Test du tenseur .....                                     | 95  |
| 3- Limites de la méthode.....                                | 95  |
| E - PRESENTATION GRAPHIQUE DE L'ANALYSE STRUCTURALE.....     | 96  |
| F - INTERPRETATION DES REGIMES TECTONIQUES .....             | 98  |
| III - EXPLOITATION DES DONNEES DE L'ANALYSE STRUCTURALE..... | 100 |
| A - VALIDITE DES RESULTATS DU CALCUL.....                    | 100 |
| B - DEBASCULEMENT DES SITES DE MESURES.....                  | 100 |
| 1 - Valeur unique de débasculement.....                      | 101 |
| 2 - Valeurs multiples de débasculement.....                  | 101 |
| C - DEMARCHE POUR L'INTERPRETATION DES RESULTATS.....        | 101 |
| 1 - Comparaison des résultats .....                          | 102 |
| 2 - Compilation des mesures .....                            | 102 |
| 3 - Compilation des données tectono-sédimentaires.....       | 102 |

TROISIEME PARTIE  
ANALYSE PAR SECTEUR

### PREMIER SECTEUR : PEIPIN

#### CHAPITRE PREMIER : PRESENTATION GEOLOGIQUE GENERALE

|   |     |
|---|-----|
| I- CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL .....                  | 106 |
| A - LES UNITES MORPHOLOGIELOGIQUES REGIONALES ..... | 106 |

|   |     |
|---|-----|
| 1 - La Montagne de Lure .....                         | 106 |
| 2 - La terminaison sud-est des Baronnies.....         | 106 |
| 3 - La nappe de Clamensane.....                       | 108 |
| 4 - La terminaison nord du Bassin de Valensole.....   | 108 |
| B - JEU SYNSEDIMENTAIRE DES GRANDS ACCIDENTS .....    | 108 |
| II - PRESENTATION DE LA SERIE BARREMO-APTIENNE .....  | 109 |
| A - LES SEQUENCES CALCAIRES BARREMO-BEDOULIENNES..... | 109 |
| B - LES SEQUENCES MARNEUSES APTIENNES .....           | 109 |

#### CHAPITRE SECOND : ANALYSE TECTONIQUE DES DEFORMATIONS BARREMIENNES

|  |     |
|--|-----|
| I - LOCALISATION GEOGRAPHIQUE.....   | 111 |
| II - PROBLEMATIQUE DE LA TECTONIQUE CRETACEE.....                                  | 111 |
| III - METHODE D'ANALYSE.....   | 113 |
| IV - ANALYSE PAR SITE .....  | 113 |
| A - SITE DE GRANGES - STATIONS 1 ET 2 .....  | 113 |
| 1 - Position géographique et cadre géologique.....                                 | 113 |
| 2 - Chronologie des déformations synsédimentaires .....                            | 115 |
| 3 - Caractérisation microstructurale des déformations infra-aptiennes .....        | 118 |
| - Fiche signalétique de la station 1 : Les Granges (canevas A et B)                |     |
| - Fiche signalétique de la station 2 : Les Granges (canevas C et D)                |     |
| 4 - Conclusions .....  | 120 |
| B - SITE DE PEVOYER - STATION 3 - .....  | 122 |
| 1 - Position géographique et cadre géologique.....                                 | 122 |
| 2 - Chronologie des déformations synsédimentaires .....                            | 123 |
| 3 - Caractérisation microstructurale des déformations infra-aptiennes .....        | 124 |
| - Fiche signalétique de la station 3 : canevas E                                   |     |
| 4 - Conclusions .....  | 124 |
| C - SITE DU GRAVAS - STATION 4 - .....   | 126 |
| 1 - Position géographique et cadre géologique.....                                 | 126 |
| 2 - Chronologie des déformations synsédimentaires .....                            | 128 |
| 3 - Caractérisation microstructurale des déformations du Crétacé inférieur : ..... | 131 |
| - Fiche signalétique de la station 4 : canevas F, G, H et I                        |     |
| 4 - Conclusions .....  | 135 |
| D - SITE DES JAS - Station 5 - .....   | 136 |
| 1 - Position géographique et cadre géologique.....                                 | 136 |
| 2 - Description des objets tectono-sédimentaires .....                             | 136 |



|  |     |
|--|-----|
| V - LES ARRACHEMENTS ET GLISSEMENTS SYNSEDIMENTAIRES .....   | 139 |
| A - RAPPEL DESCRIPTIF .....                                  | 139 |
| B - ANALYSE TECTONIQUE.....                                  | 140 |
| 1 - Site 1: Les Granges .....                                | 140 |
| 2 - Site 4: Le Gravas.....                                   | 140 |
| 3 - Site 5: Le Défend - Les Jas .....                        | 142 |
| C - INTERET TECTONIQUE POUR LE SECTEUR.....                  | 143 |
| D - COMPARAISON AVEC D'AUTRES GLISSEMENTS .....              | 144 |
| VI - SYNTHÈSE DES DONNÉES STRUCTURALES.....                  | 146 |
| A - CHRONOLOGIE DES DEFORMATIONS .....                       | 146 |
| 1 - Le premier stade structural .....                        | 146 |
| 2 - Le second événement structural.....                      | 148 |
| B - CARACTERISATION STRUCTURALE DES DEFORMATIONS CRETACEES . | 151 |
| - Fiches signalétiques du secteur Peipin : canevas J et K    |     |
| CONCLUSIONS .....  | 154 |

## SECOND SECTEUR : LE CHAMP DE FRACTURES DE BANON

|                    |     |
|--------------------|-----|
| INTRODUCTION ..... | 158 |
|--------------------|-----|

### CHAPITRE PREMIER : GEOLOGIE DU "CHAMP DE FRACTURES" DE BANON

|  |     |
|--|-----|
| I - ETUDES SEDIMENTOLOGIQUES ET PALEO-ENVIRONNEMENTALES<br>DE L'APTO-ALBIEN..... | 160 |
| A - L'APTIEN.....  | 160 |
| 1 - Les calcaires du Bédoulien .....   | 160 |
| 2 - Les marnes de l'Aptien .....   | 162 |
| B - L'ALBIEN.....  | 164 |
| 1 - Le faciès "bleu" .....   | 164 |
| 2 - Le faciès "Valsaintes" .....   | 164 |
| 3 - Le faciès "L'Abbadie" .....  | 164 |
| 4 - Le faciès "La Bane" .....  | 164 |
| II - PROBLEMATIQUE DE LA TECTONIQUE SYN-CRETACEE<br>ET OBJECTIF DE L'ETUDE.....  | 166 |

## CHAPITRE SECOND : ANALYSE TECTONIQUE DES DEFORMATIONS APTO-ALBIENNES

|  |     |
|--|-----|
| I - OBJECTIFS ET METHODES .....  | 168 |
| II - LES CRITERES DE LA STRUCTURATION APTO-ALBIENNE.....                     | 168 |
| A - LA DISCONTINUITÉ FINI-BEDOULIENNE.....                                   | 170 |
| B - LES "MARNES BLEUES" APTIENNES .....                                      | 170 |
| C - LA DISCONTINUITÉ ALBIENNE.....   | 171 |
| III - ANALYSE TECTONO-SEDIMENTAIRE DU SECTEUR<br>DE CARNIOL-OPPEDETTE .....  | 171 |
| A - PRÉSENTATION GÉNÉRALE DU SECTEUR .....                                   | 171 |
| B - SITE DES GRANGES - STATION 6 - .....                                     | 171 |
| C - RAVIN DE TIRECOUI - STATION 7 - .....                                    | 173 |
| 1 - Les déformations anté-gargasiennes.....                                  | 174 |
| 2 - Les déformations syn-gargasiennes.....                                   | 176 |
| D - RAVIN DES GAMATTES .....   | 178 |
| E - FERME DU CALAVON.....  | 178 |
| 1 - Structuration bédoulienne .....  | 179 |
| 2 - Structuration post-gargasienne - anté-albienne .....                     | 179 |
| F - CARACTERISATION STRUCTURALE DU SECTEUR D'OPPEDETTE .....                 | 180 |
| 1 - Fiche signalétique de la station 6 : Les Granges (canevas L).....        | 180 |
| 2 - Fiche signalétique de la station 7 : Ravin de Tirecoui (canevas M) ..... | 180 |
| 3 - Conclusions pour le site de Tirecoui.....                                | 182 |
| G - INTERPRÉTATIONS TECTONIQUES DU SECTEUR CARNIOL-OPPEDETTE                 | 184 |
| 1 - Rotation des contraintes tectoniques .....                               | 184 |
| 2 - Constance du régime de déformation plane.....                            | 185 |
| CONCLUSIONS POUR LE SECTEUR DE CARNIOL-OPPEDETTE.....                        | 185 |
| IV- ANALYSE TECTONO-SEDIMENTAIRE<br>DU SECTEUR ORIENTAL D'ONGLES.....        | 187 |
| A - PRÉSENTATION GÉNÉRALE DU SECTEUR .....                                   | 187 |
| B - SITE DE LA CHAPPELLIERE - Station 8 .....                                | 189 |
| 1 - Les mécanismes tectono-sédimentaires anté-albiens .....                  | 189 |
| 2 - Les mécanismes albiens .....   | 191 |
| 3 - Fiche signalétique de la station 8 : La Chapellière (canevas O).....     | 192 |
| C - SITE DE THIERS.....  | 194 |
| D - INTERPRÉTATIONS TECTONIQUES.....   | 195 |



|  |     |
|--|-----|
| CONCLUSIONS POUR LE "CHAMP DE FRACTURES" DE BANON.....                         | 196 |
| I - STRUCTURATION FIN-BEDOULIENNE - DEBUT GARGASIENNE.....                     | 196 |
| II - STRUCTURATION POST-GARGASIENNE<br>ET ANTERIEURE A L'ALBIEN SUPERIEUR..... | 201 |

### TROISIEME SECTEUR : LE FOSSE DE SAULT

|   |     |
|---|-----|
| INTRODUCTION.....                                   | 204 |
| I - CADRE GEOLOGIQUE GENERAL.....                   | 204 |
| II - PRESENTATION DE LA SERIE MESOZOIQUE.....       | 206 |
| III - LES PALEO GEOGRAPHIES APTO-CENOMANIENNES..... | 206 |
| A - A L'APTIEN INFERIEUR.....                       | 207 |
| 1 - Le seuil sud du fossé.....                      | 207 |
| 2 - Le seuil de Sault.....                          | 209 |
| 3 - Le seuil d'Aurel.....                           | 209 |
| B - DE L'APTIEN SUPERIEUR AU CENOMANIEN.....        | 209 |
| CONCLUSION.....                                     | 211 |

### QUATRIEME SECTEUR : BORDURE SUD DU BASSIN DE MALAUCENE

|  |     |
|--|-----|
| INTRODUCTION.....  | 215 |
| <i>CHAPITRE PREMIER: PRESENTATION<br/>GEOLOGIQUE REGIONALE</i> |     |
| I - LES UNITES STRUCTURALES.....                               | 216 |
| A - AU NORD.....   | 216 |
| B - A L'OUEST.....   | 216 |
| C - A L'EST.....   | 218 |

|  |     |
|--|-----|
| II - LES PALEOENVIRONNEMENTS AU CRETACE INFERIEUR.....     | 218 |
| INTRODUCTION.....  | 218 |
| A - LES FACIES NEOCOMIENS.....                             | 219 |
| 1 - Les faciès vocontiens.....                             | 219 |
| 2 - Les faciès "infra-urgoniens".....                      | 219 |
| 3 - Le faciès urgonien.....                                | 219 |
| 4 - Le faciès de transition.....                           | 219 |
| B - LES PALEO GEOGRAPHIES SUCCESSIVES.....                 | 220 |
| 1 - Au Valanginien.....                                    | 220 |
| 2 - A l'Hautérvien.....                                    | 220 |
| 3 - Au Barrémo-Bédoulien.....                              | 222 |
| 4 - Au Gargasien.....                                      | 226 |
| C - CONCLUSIONS PALEO GEOGRAPHIQUES ET STRUCTURALES.....   | 228 |
| III - PRESENTATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE L'URGONIEN..... | 228 |
| A - COUPE DU MONT VENTOUX.....                             | 229 |
| B - COUPE DES CRETES DU RISSAS.....                        | 229 |

### CHAPITRE SECOND : ANALYSE STRUCTURALE DE LA BORDURE MERIDIONALE DU BASSIN DE MALAUCENE

|   |     |
|---|-----|
| I - CADRE GEOGRAPHIQUE DU BASSIN DE MALAUCENE.....            | 230 |
| II - CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL.....                      | 230 |
| A - STRUCTURE ACTUELLE.....                                   | 230 |
| B - LES SERIES DE COMPLEMENT.....                             | 232 |
| 1 - Le Gargasien.....   | 232 |
| 2 - Le Cénomanién.....  | 232 |
| 3 - L'Eocène.....   | 232 |
| 4 - L'Oligocène.....  | 233 |
| 5 - Le Miocène.....   | 233 |
| C - LES FAILLES.....  | 233 |
| III - PANORAMA DE LA BORDURE SUD DU BASSIN.....               | 234 |
| IV - ANALYSE TECTONO-SEDIMENTAIRE DU BLOC DE FERINGUANDE..... | 234 |
| A - ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE DE LA DALLE URGONIENNE.....      | 236 |
| B - LES MODES DE DEFORMATIONS.....                            | 238 |
| 1 - Les structures cassantes.....                             | 238 |
| 2 - Les déformations plastiques.....                          | 240 |
| C - CARACTERISATION STRUCTURALE.....                          | 242 |
| D - FICHE SIGNALETIQUE DE LA STATION 9 : CANEVAS P.....       | 243 |
| CONCLUSION POUR LE SECTEUR DE MALAUCENE.....                  | 245 |



**CINQUIEME SECTEUR :  
REGION DE BUIS-LES-BARONNIES**

**CHAPITRE PREMIER : PRESENTATION GENERALE  
DU DOMAINE D'ETUDE**

|      |   |     |
|------|---|-----|
| I -  | CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE.....             | 249 |
| II - | PRESENTATION DE LA SERIE BARREMO-BEDOULIENNE..... | 251 |
| A -  | CONTEXTE CARTOGRAPHIQUE.....                      | 251 |
| B -  | PALEOGEOGRAPHIE ET MODES DE DEPOTS.....           | 251 |
| C -  | ANALYSE LITHOLOGIQUE.....                         | 252 |

**CHAPITRE SECOND : ANALYSE TECTONIQUE  
DES DEFORMATIONS APTO-ALBIENNES**

|      |   |     |
|------|---|-----|
| I -  | OBJECTIFS ET METHODES.....                          | 253 |
| II - | ANALYSE PAR SECTEUR.....                            | 254 |
| A -  | SITE DE ROCHEBRUNE - STATION 10-.....               | 254 |
| 1 -  | Localisation.....                                   | 254 |
| 2 -  | Les objets tectoniques.....                         | 254 |
| 3 -  | Analyse tectonique.....                             | 254 |
| 4 -  | Fiche signalétique de la station 10: canevas Q..... | 255 |
| B -  | LE LINEAMENT DE MOLLANS-BUIS-TARENDOL (M.B.T.)..... | 255 |
| 1 -  | Site de Tarendol - Station 10-.....                 | 257 |
| 2 -  | Site de Vercoiran.....                              | 257 |
| 3 -  | Site du Mourre de Janus - Station 13-.....          | 262 |
| 4 -  | Site du Champ du Pin.....                           | 264 |
| C -  | SECTEUR DE PLAISIANS - STATION 14-.....             | 266 |
| 1 -  | Les stratifications obliques.....                   | 266 |
| 2 -  | La fracturation plastique.....                      | 268 |
| 3 -  | Les failles.....                                    | 268 |

**CHAPITRE TROISIEME : CHRONOLOGIE DES DEFORMATIONS  
ET INTERPRETATIONS**

|      |   |     |
|------|---|-----|
| I -  | LA STRUCTURATION APTIENNE.....            | 270 |
| II - | LES STRUCTURES CRETACEES ULTERIEURES..... | 273 |

**QUATRIEME PARTIE  
SYNTHESES ET CONCLUSIONS**

|       |   |     |
|-------|---|-----|
| I -   | LE CANEVAS STRUCTURAL ANTE-BARREMIEN.....                                     | 279 |
| 1 -   | La direction WNW-ESE.....   | 279 |
| 2 -   | La direction NE-SW.....   | 279 |
| II -  | CHRONOLOGIE DES DEFORMATIONS BARREMO-ALBIENNES.....                           | 281 |
| A -   | LE STADE INITIAL COMPRESSIF DECROCHANT.....                                   | 283 |
| 1 -   | La bordure Est de la plate-forme.....   | 283 |
| 2 -   | La terminaison Sud-Ouest vocontienne.....                                     | 285 |
| 3 -   | La bordure Ouest de de la plate-forme.....                                    | 285 |
| 4 -   | La plate-forme.....   | 285 |
| B -   | LE STADE DISTENSIF ULTERIEUR.....   | 287 |
| 1 -   | La bordure Est de la plate-forme.....   | 287 |
| 2 -   | La terminaison Sud-Ouest vocontienne.....                                     | 287 |
| 3 -   | La bordure Ouest de de la plate-forme.....                                    | 287 |
| 4 -   | La plate-forme.....   | 287 |
| C -   | LA COMPRESSION ALBO-CENOMANIENNE.....   | 288 |
| III - | SYNCHRONISME DES CRISES SEDIMENTOLOGIQUES,<br>EUSTATIQUES ET TECTONIQUES..... | 290 |
| IV -  | IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES.....   | 292 |
| A -   | INDIVIDUALISATION DU BASSIN DU SUD-EST.....                                   | 292 |
| B -   | EPISODE D'AGE JURASSIQUE TERMINAL NEOCOMIEN.....                              | 292 |
| C -   | EPISODE MESOCRETACE.....  | 293 |
|       | BIBLIOGRAPHIE.....  | 296 |
|       | LISTES DES FIGURES.....   | 318 |

**ANNEXE : VI PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES HORS-TEXTE**

**NB :** Le sommaire est présenté de façon plus détaillé en tête de la première partie, du premier et second chapitre de la deuxième partie, ainsi qu'au début des cinq secteurs de la troisième partie.



## RESUME

L'étude des phénomènes tectono-sédimentaires, dont nous proposons une méthodologie d'analyse, ainsi que l'utilisation du traitement numérique, appliqué à des déformations plastiques et synsédimentaires, permet de constituer le calendrier des événements tectoniques ayant affecté la plate-forme méridionale du bassin vocontien et ses bordures (Chaînes subalpines méridionales), durant l'intervalle barrémo-albien.

L'individualisation paléoenvironnementale de la plate-forme méridionale du bassin vocontien, au Crétacé inférieur, se surimpose aux accidents tardi-hercyniens majeurs du Bassin du Sud-Est.

1 - Ils sont remobilisés, durant le **Barrémien inférieur-Bédoulien supérieur**, lors d'une **compression modérée, orientée NNE-SSW**, traduite par une tectonique de décrochement. Cette structuration, diachrone, débutant le long des accidents majeurs NE-SW, migre de façon centripète, depuis les bordures vers le centre de la plate-forme. Les décrochements NE-SW sénestres et NNW-SSE dextres contrôlent la répartition des faciès bédouliens et urgoniens (sensu lato). Cet épisode compressif met en jeu deux familles principales de failles, N50-60 sénestres et N20-30 dextres, systématiquement scellées par les dépôts surincombants.

2 - A cet épisode compressif est substitué, de façon tout aussi diachrone, une **période distensive, d'âge barrémien supérieur-albien, d'orientation générale NNW-SSE**. Celle-ci est assimilée à une détente régionale des contraintes, lors d'une relaxation de la compression, le long des grands accidents cisailants.

3 - La **compression NNE-SSW** réapparaît à partir de l'**Albien** et se poursuit durant le **Cénomaniens**. Elle se traduit par le rejeu dextre des accidents NNW-SSE vaclusiens, ainsi que par l'ébauche du déplacement, vers le Nord, du Mont Ventoux et de la Montagne de Bluye. Ces déformations sont scellées, soit par l'Albien supérieur, soit par le Turonien, selon leur position géostructurale. Ce deuxième épisode compressif, prémice aux événements alpins, est à l'origine, à partir de l'Albien, de l'exondation progressive du massif Ventoux-Lure.

L'intégration de ces résultats dans le schéma géodynamique de la Méditerranée occidentale montre que ces événements compressifs sub-méridiens sont compatibles avec la rotation anti-horaire du bloc ibérique et avec le déplacement, vers le Nord, du bloc apulien. Le mouvement conjugué de ces deux blocs est à l'origine de la succession des jeux décrochants, aboutissant au compartimentage de la plate-forme sud-vocontienne, et à terme, à la fermeture progressive du bassin subalpin.

## INTRODUCTION

L'étude présentée se situe dans le Sud-Est de la France, sur les départements de la Drôme, du Vaucluse et des Basses-Alpes.

Ceinturée par les villes de Buis-les-Baronnies, Vaison-la-Romaine, Carpentras, Apt, Forcalquier, Sisteron et Montbrun, cette zone, étalée sur une superficie de 5000 km<sup>2</sup>, s'étend entre la Durance, à l'Est, et la plaine orientale du Rhône, à l'Ouest (fig. 1).

Elle correspond à deux régions morphologiquement très différentes, délimitées d'Est en Ouest par la ligne topographique remarquable que constituent le Mont Ventoux (1909 mètres) et la Montagne de Lure (1826 mètres) :

- Au Nord, les Baronnies, pays de moyennes montagnes, dont le relief tourmenté est armé de vives arêtes calcaires séparées par de larges cuvettes marneuses profondément ravonnées;

- Au Sud, la Haute Provence représentée par les plateaux du Vaucluse avec, à l'Est, le plateau de St-Christol et à l'Ouest, celui du Ventoux, profondément karstifié et surcreusé par la Nesque. Ce dernier ensemble tabulaire, légèrement penté vers le Sud, n'est entaillé que par deux dépressions sub-méridiennes, le graben de Sault-de-Vaucluse et les fossés en relais de Banon. Son ossature calcaire, rigide, et son chevauchement vers le Nord, ont déterminé les principales structures plicatives et orographiques est-ouest du domaine des Baronnies.

Ces deux entités se sont individualisées très tôt, dès le Jurassique supérieur, avec:

- au Nord, le domaine profond vocontien (Chaînes subalpines méridionales), appendice occidental du domaine téthysien (fig. 1);

- au Sud, le Plateau nord-provençal, constituant, durant le Crétacé, la plate-forme méridionale du bassin.

Cette différenciation marine continue est à son apogée au Barrémien, époque à laquelle intervient une puissante structuration de ces domaines, aboutissant à une importante subsidence de la plate-forme méridionale, sur laquelle, paradoxalement, se développent des faciès bioconstruits.

Les manifestations tectono-sédimentaires propres à ces événements sont étroitement liées au tracé d'accidents majeurs, dont au moins une partie d'entre eux est héritée d'événements orogéniques antérieures (notamment les failles de Nîmes et de la Durance).



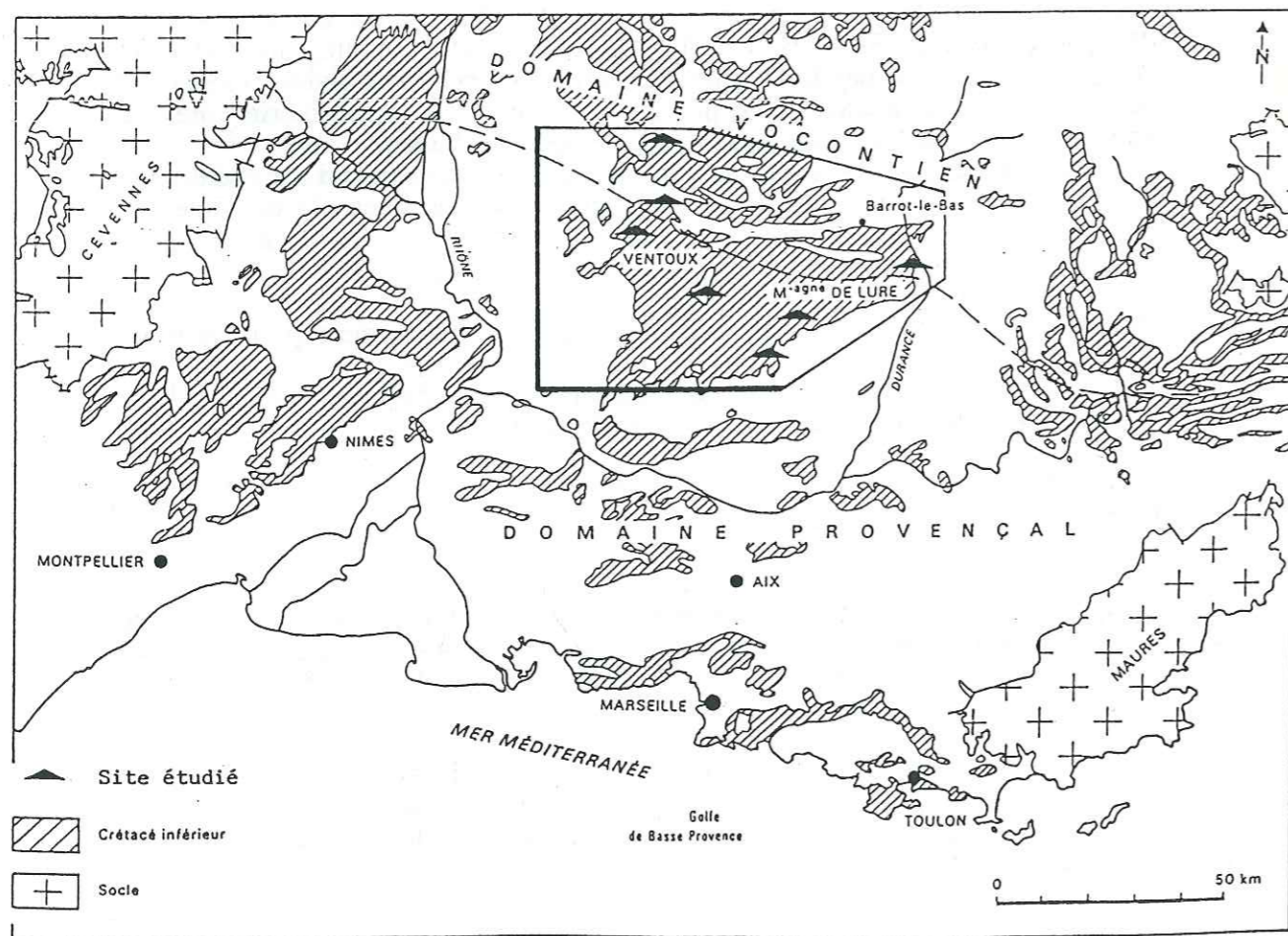
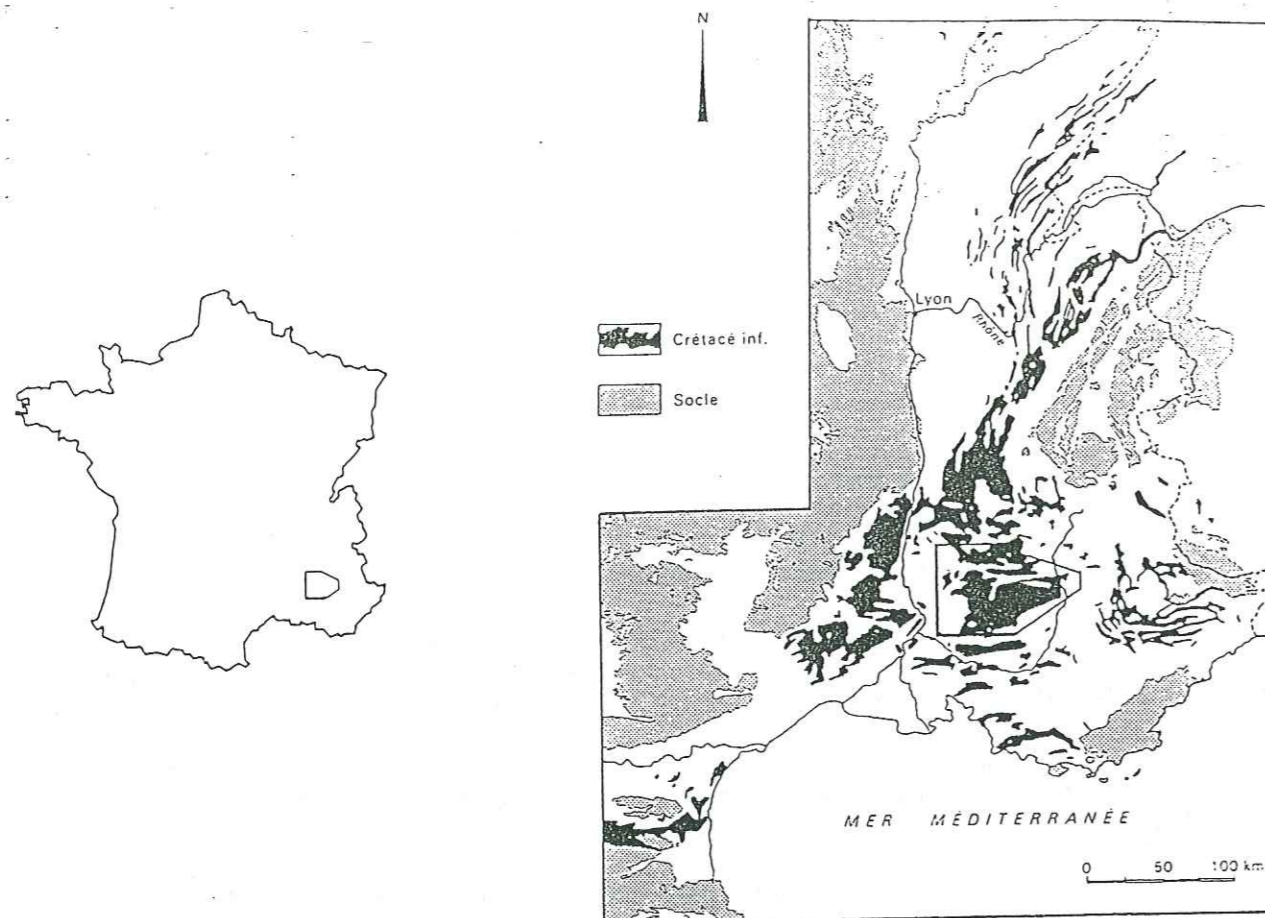


Figure 1 : AFFLEUREMENTS DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR DANS LE SUD-EST DE LA FRANCE  
(d'après Mém. BRGM n° 125, 1984)

LOCALISATION DU DOMAINE ÉTUDIÉ

L'activité tectonique contemporaine du Crétacé inférieur a été remarquée depuis quelques années déjà. La présente étude a eu pour objectif de caractériser cette tectonique, particulièrement active entre le Barrémien et l'Albien, en terme de contraintes et de cinématique des déformations, d'en établir le calendrier et d'en déterminer l'influence sur l'environnement sédimentaire.

Sur la base d'une bonne connaissance de la stratigraphie du domaine, essentiellement bibliographique (Première Partie), et après la mise au point d'une méthodologie d'étude des phénomènes tectono-sédimentaires (Seconde Partie), nous sommes attachés à étudier en grand détail, sur le plan tant tectonique que sédimentologique, divers affleurements particulièrement significatifs, notamment en raison de la très bonne conservation des déformations syn-crétacées (Troisième Partie).

Cette analyse tectonosédimentaire a été effectuée dans cinq secteurs différents (fig. 2), équitablement répartis sur la plate-forme Ventoux-Lure et sur ces bordures. Ces secteurs, successivement présentés, correspondent respectivement, à l'Est, aux environs de Peipin, situés au Sud de Sisteron (fig. 2, A), au "champ de fractures de Banon" (B) et au fossé de Sault-de-Vaucluse (C), tous deux situés au coeur de la plate-forme, à la bordure méridionale du bassin de Malaucène (D), localisée en limite Ouest du domaine étudié, et à la région Buis-les-Baronnies (E), qui, situé au Nord-Ouest, se rattache au domaine vocontien.

La cohérence des résultats obtenus, malgré l'isolement respectif des zones étudiées, a permis une certaine régionalisation. Il devient alors possible d'envisager un modèle évolutif de la plate-forme méridionale du bassin vocontien, intégrant à la fois les aspects cinématiques, environnementaux et paléogéographiques (Quatrième Partie).

Enfin, ce modèle évolutif localisé est sommairement comparé aux études réalisées par les auteurs dans les régions avoisinantes et pour des intervalles de temps identiques ou proches. Ce modèle est intégré à une évolution géodynamique existante, définie pour le bassin du Sud-Est, dans le cadre de l'ouverture océanique et de la paléotéthys occidentale.

**N.B. :** Les numéros portés dans la marge de la Troisième Partie, (Analyse par secteur) renvoient aux photographies de l'annexe I (Planches hors-texte).



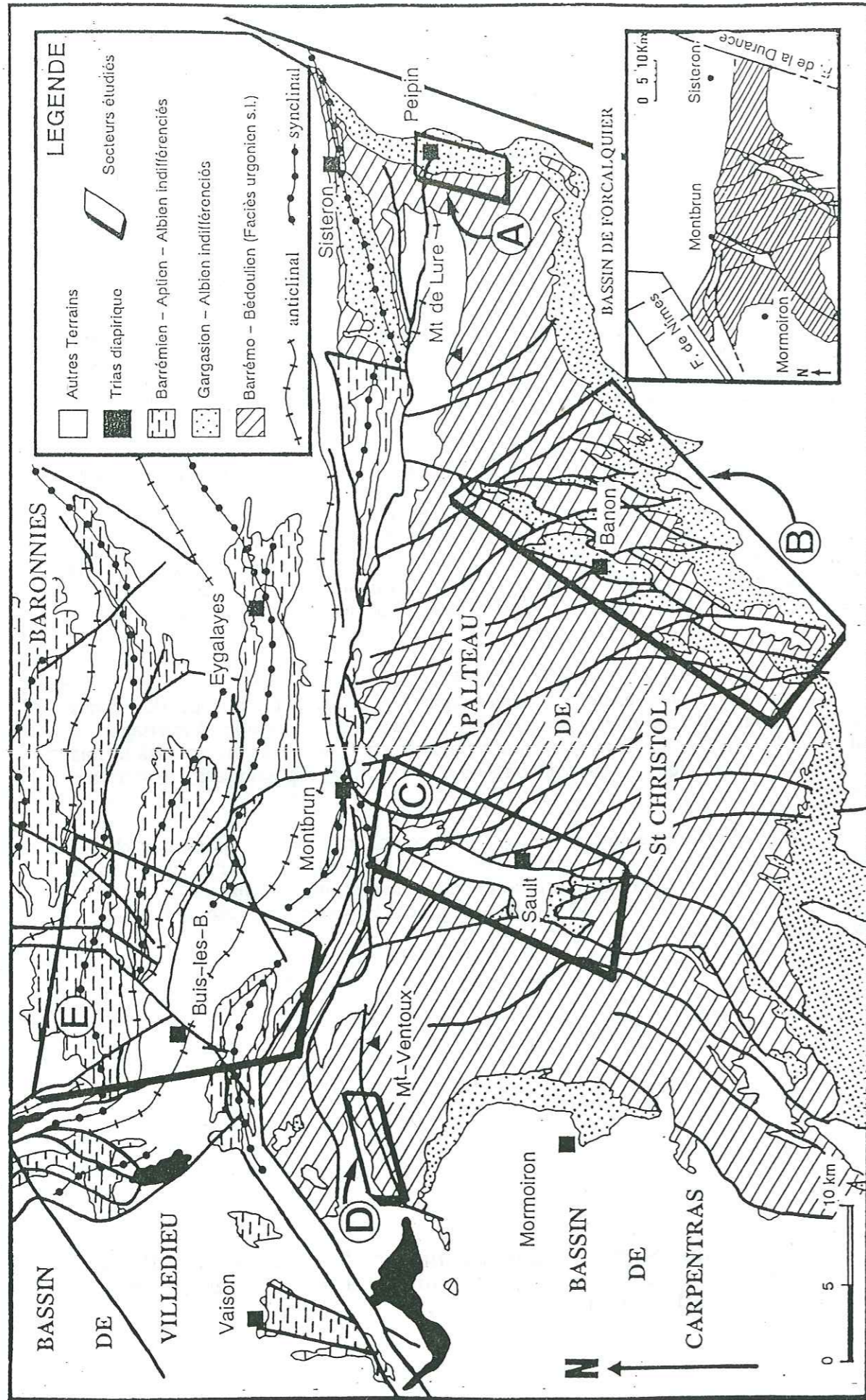


Figure 2 : Cadre géologique régional et localisation des secteurs étudiés

- A : Peipin
- B : Fossés en échelons de Banon
- C : Fossé de Sault
- D : Bordure sud de fossé de Malaucène
- E : Buis-les-Baronnies

"L'avenir est, là comme ailleurs, aux enquêtes méthodiques, dégagées de tout recours hâtif à des modèles préconçus, sous peine de ne trouver à l'arrivée que ce que l'on a postulé au départ".

F. ELLENBERGER



**PREMIERE PARTIE**  
**LES SEQUENCES SEDIMENTAIRES MESOZOIQUES**

**I - LE BASSIN SUBALPIN AU MESOZOIQUE****A - SITUATION ET FORMATION DU BASSIN****B - LA SERIE MESOZOIQUE ET LES GRANDES DISCONTINUITES**

- 1 - Les formations du Lias-Dogger
- 2 - Du Bathonien au Barrémo-Bédoulien
- 3 - De l'Aptien au Sénonien

**II - LA PALEOGEOGRAPHIE DU CRETACE INFERIEUR DE LA PLATE-FORME MERIDIONALE DU BASSIN VOCONTIEN****III - DIVISIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES DE L'INTERVALLE BARREMO-ALBIEN****A - LES DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES****B - LES SEQUENCES SEDIMENTAIRES**

- 1 - Les séquences calcaires du Barrémo-Bédoulien
  - a - Les séquences barrémiennes
    - a-1) - Le secteur de Buis-les-Baronnies (secteur E)
    - a-2) - Le secteur de Peipin (secteur A)
  - b - Les séquences bédouliennes
    - b-1) - Le faciès profond
    - b-2) - Le faciès intermédiaire
    - b-3) - Le faciès récifal urgonien (*s.l.*)

- 2 - Les séquences marneuses de l'Aptien
- 3 - Les séquences marno-sableuses de l'Albien

**PREMIERE PARTIE**  
**LES SEQUENCES SEDIMENTAIRES MESOZOIQUES**

**I - LE BASSIN SUBALPIN AU MESOZOIQUE**

Le secteur étudié est localisé au centre du bassin mésogéen du Sud-Est de la France, où les dépôts mésozoïques atteignent leur plus grande épaisseur (près de 10.000 mètres selon **Beaudoin, 1980**).

L'histoire complexe de ce bassin est directement liée aux principales discontinuités profondes tardi-hercyniennes, de directions sensiblement NE-SW et E-W, dont la réactivation polyphasée a contrôlé les aires de subsidence et la structuration de la couverture mésozoïque.

Nous allons donner un aperçu de ces différents épisodes sédimentaires du bassin subalpin, caractérisés par un emboîtement de paléogéographies contrastées, liées à la mobilité de l'architecture du bassin, et "contrôlées par d'importants déplacements tangentiels" (**Friès, 1987**).

**A - SITUATION ET FORMATION DU BASSIN**

Le Trias inférieur à moyen correspond au stade initial de mise en place des trois principaux bassins français, les bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. La vaste pénéplaine post-hercynienne est fragmentée par le jeu d'un certain nombre d'accidents tardi-hercyniens qui provoquent l'enfoncement de panneaux et de blocs, embryons des futurs bassins (**Curnelle et Dubois, 1986**).

Très tôt, la plate-forme occidentale subit une évolution relativement indépendante de la mer alpine (**Baudrimont et Dubois, 1977**). Les deux directions tardi-hercyniennes fondamentales (NE-SW et E-W) compartimentent le bassin mésogéen subalpin selon un large sillon NE-SW et commandent brusquement une augmentation de la subsidence à partir du Trias supérieur (**Debelmas, 1985**), sujet à d'importants dépôts argilo-évaporitiques (plus de 500 mètres). La subsidence maximale est localisée au voisinage des grands accidents, attestant ainsi le contrôle de ces failles sur le domaine confiné. Ces directions structurales contrôlent ensuite, durant toute la sédimentation mésozoïque, le fonctionnement de flexures vivantes sur les bordures du bassin, à partir desquelles les épaisseurs augmentent très vite.

Ces mêmes bordures sont l'objet, localement, d'une structuration précoce, synsédimentaire, d'âge jurassique.

Elles sont le lieu de l'individualisation de différents domaines paléogéographiques, contrôlés par une tectonique cassante en extension (**Dardeau, 1984a et 1984b**), dont on connaît de nombreuses manifestations dans l'ensemble des Alpes externes (**Arnaud et al., 1978b; Gidon et al., 1980; Lemoine et al., 1981; Barfety et al., 1984; Guiomar et al., 1984; Tricart et al., 1985; Mascle et al., 1986; Grand et al., 1987; Khanchoufi et al., 1987; Herbout et al., 1988; Atrops et al., 1989; Dardeau et al., 1990**).



Ces structures majeures ont été interprétées comme l'expression du rifting qui conduit à la structuration de la marge européenne de la Téthys ligure (Lemoine, 1984; Lemoine *et al.*, 1984; Arnaud *et al.*, 1985; Tricart *et al.*, 1985; Curnelle et Dubois, 1986; Graciansky *et al.*, 1989; Grand *et al.*, 1987; Herbout *et al.* 1988; Lemoine *et al.*, 1989; Dardeau *et al.*, 1990).

Les plus importants de ces traits structuraux sont:

- à l'Ouest et au Nord-Ouest, les accidents du rebord oriental du Massif Central: la bordure cévenole et ardéchoise;
- au Sud, le prolongement de la zone axiale pyrénéenne: haut fond à l'emplacement du golfe du Lion;
- au Sud-Est, le linéament Pelvoux-Agentera, de direction NW-SE;
- à l'Est, le seuil dauphinois et durancien.

## B - LA SERIE MESOZOIQUE ET LES GRANDES DISCONTINUITES

Après le Trias, discordant sur le Permien ou le Stéphanien, se développent des faciès marins argilo-carbonatés, regroupés en trois grandes séquences (Beaudoin, 1980), séparées par des discontinuités majeures : la séquence du Lias-Dogger *pro parte*, celle de l'ensemble Bathonien - Barrémo-Bédoulien et celle des formations comprises entre l'Aptien et le Sénonien.

### 1 - Les formations du Lias - Dogger *pro parte*

Le Jurassique inférieur et moyen est représenté par une superposition de mégaséquences de comblement (Beaudoin *et al.*, 1975) montrant une évolution continue d'un faciès marneux vers des calcarénites (fig. 3 A), sédimentation qui s'inscrit dans un cycle de variations eustatiques transgressif-régressif du Lias moyen et supérieur au Dogger (*s.l.*).

Le bassin du Sud-Est, tout en conservant sa disposition triasique, connaît une phase d'évolution particulièrement importante pendant l'intervalle du Lias-Dogger: forte subsidence de la partie centrale, où s'accumulent 3000 à 4000 mètres de dépôts, et mobilité des bordures, subissant les effets d'une tectonique synsédimentaire très active (Curnelle et Dubois, 1986).

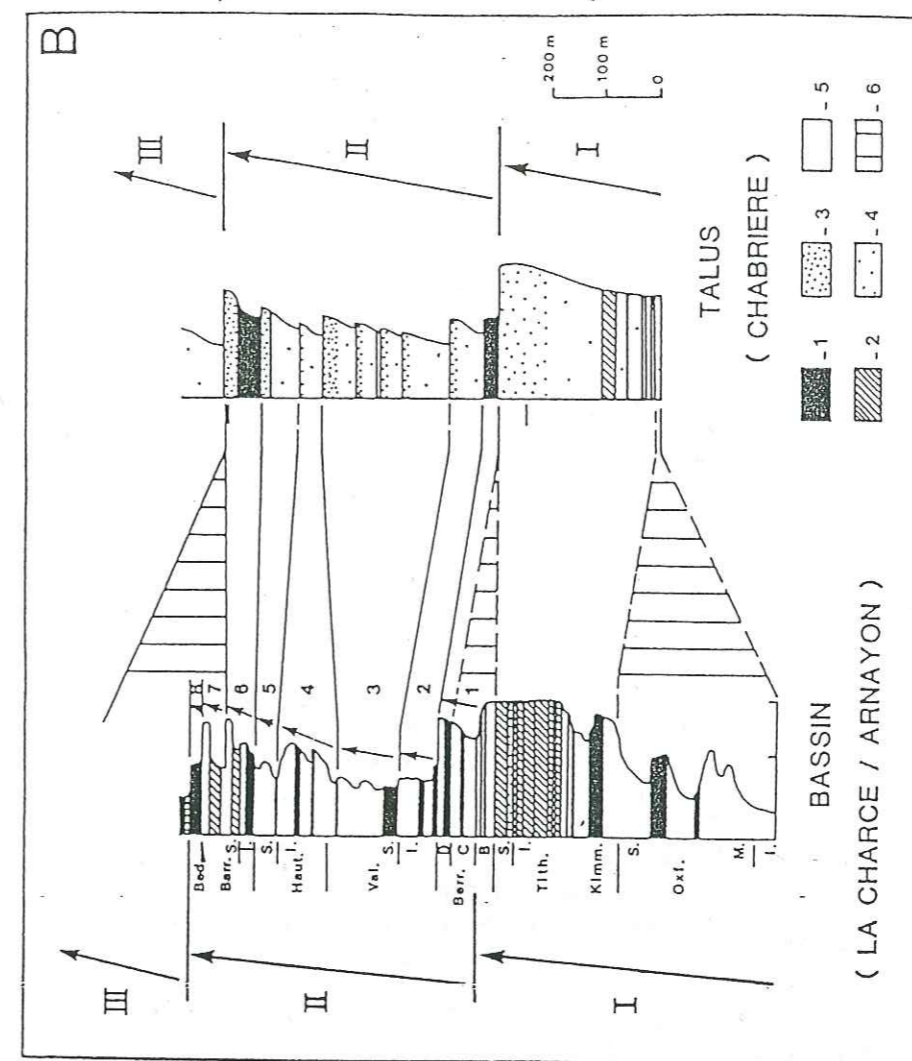
Cette première période marine, qualifiée de pré-vocontienne, correspond ainsi à des dépôts argilo-carbonatés de plate-forme externe de faible profondeur (Beaudoin *et al.*, 1975; Beaudoin et Coadou, 1984), à caractère rythmique et séquentiel (Beaudoin et Coadou, 1984), notamment sur les bordures du bassin. Celles-ci sont l'objet d'un empilement de séquences progradantes, enrichies en matériel argileux vers les domaines plus subsidents.

Durant le Lias et jusqu'à l'Aalénien, le bassin est le siège d'une sédimentation monotone et plus particulièrement subsidente, effectuée sous faible tranche d'eau, sans influence de pentes sédimentaires importantes.

Les fortes épaisseurs observées dans certaines zones, implique un affaissement régulier du substrat, équilibrant presque la sédimentation.

Les discontinuités qui séparent les séquences sont localement marquées par des morphologies d'origine tectonique, actives pour certaines depuis le Lias et successivement cicatrisées, telle la bordure sud-ouest de l'Argentera, objet d'une structuration synsédimentaire durant l'intervalle Hettangien-Bajocien (Herbout *et al.*, 1988).

Curnelle et Dubois (1986) rapportent cette activité tectonique à une forte extension crustale, et Lemoine (1984) l'associe à l'ouverture de l'océan liguro-piémontais en cours de réalisation durant cette période.



1: Slumps. 2: Brèches/Coulées à débris. 3: Calcarénites/Grès.  
4: Calcaires hémipélagiques. 5: Calcaires et marnes pélagiques. 6: Lacune.

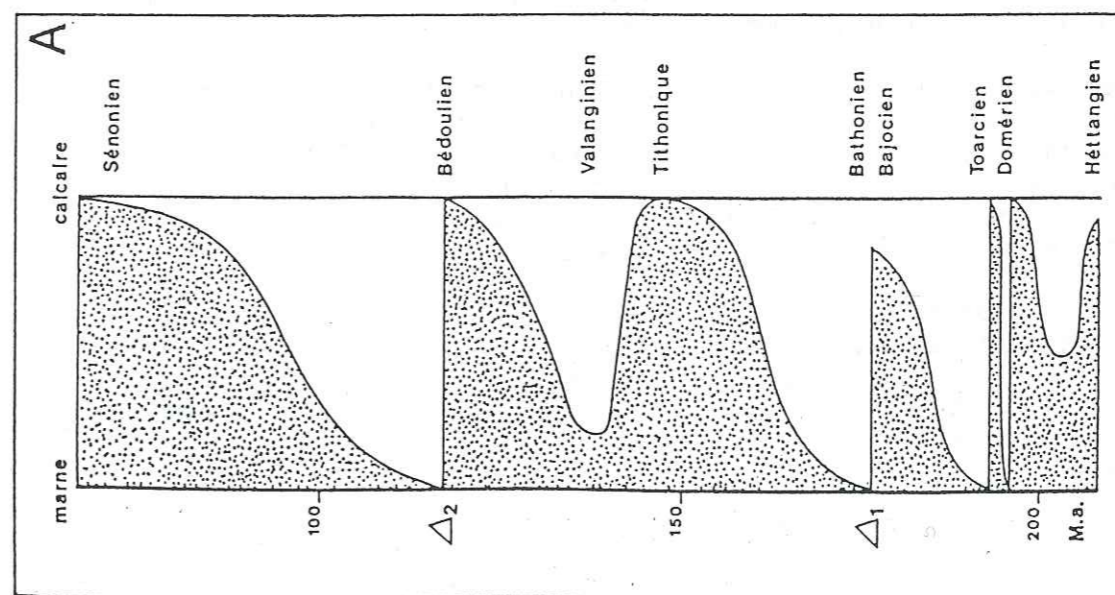


Figure 3 : LES SEQUENCES SEDIMENTAIRES MESOZOIQUES DU BASSIN VOCONTIEN

- A: Evolution de la sédimentation argilo-carbonatée (d'après Beaudoin, 1980, modifiée).

- B: Analyse séquentielle du Jurassique supérieur-Gréacé inférieur (d'après Joseph, 1986).



Les termes moyens du Dogger (Bajocien) révèlent les premières manifestations de pentes (présence de turbidites, slumps,...), auxquelles succèdent un approfondissement brutal et l'installation d'un vrai domaine de bassin. A cette époque correspond la première différenciation du seuil Ventoux-Lure, siège d'une intense sédimentation syntectonique de plus de 2.000 mètres de puissance.

## 2 - Du Bathonien au Barrémo-Bédoulien

Cet intervalle lithostratigraphique montre la prédominance des sédiments liés à l'action des pentes (Beaudoin, 1972; Ferry, 1976; Beaudoin, 1977; Le Doeuff, 1977; Ferry et Flandrin, 1979; Joseph, 1983).

Des dépôts pélagiques épais d'environ 500 mètres se déposent au cours de cette mégaséquence. Ils se divisent en deux sous-séquences, dont l'évolution générale conduit d'un pôle marneux vers un pôle calcaire (Beaudoin et Coadou, 1984):

- séquence Bathonien-Berriasien (séqu. I, fig. 3 B),
- séquence Valanginien-Bédoulien (séqu. II, fig. 3 B).

Cette deuxième période, dite vocontienne, est marquée par une progradation des plates-formes entourant le bassin (Jura et Vercors au Nord, domaine provençal au Sud), dont l'extension maximale intervient au Tithonique/Berriasien (faciès purbeckien, au Nord, calcaires blancs de Provence, au Sud) et surtout au Barrémien/Bédoulien (faciès Urgonien *sensu lato*).

La paléogéographie pérenne du bassin vocontien est dominée par de nombreux phénomènes gravitaires (slumpings, turbidites, *debris-flows*, niches de décollement/mégabèches). Ils coïncident avec une nouvelle et vigoureuse structuration des bordures (Arnaud *et al.*, 1978b; Ferry et Flandrin, 1979; Beaudoin *et al.*, 1986a et 1986b; Friès, 1987; Joseph *et al.*, 1987; Monieux *et al.*, 1987), et assurent le transfert des sédiments en direction des zones basses, notamment par l'intermédiaire des zones de transit que sont les canyons sous-marins (Ferry et Flandrin, 1979; Beaudoin et Friès, 1984), eux-mêmes contrôlés, selon Joseph *et al.* (1989), par une tectonique synsédimentaire.

Utilisant les travaux de différents auteurs (Beaudoin, 1977; Le Doeuff, 1977; Ferry et Flandrin, 1979; Vially, 1985; Friès, 1987), Joseph *et al.* (1989), reconstituent les paléogéographies successives depuis le Tithonique jusqu'à l'Albien (fig. 4), et en proposent un contrôle tectonique, partiellement identifiable:

- les vallées sous-marines correspondent systématiquement aux parties basses de blocs basculés multidirectionnels, contrôlés par une tectonique distensive et reposant sur des niveaux de décollement (exemple pris des Terres Noires);
  - l'intersection de ces blocs avec les linéaments majeurs d'héritage hércynien semble favoriser le développement d'un diapirisme synsédimentaire, reconnu au Jurassique à l'aplomb d'accidents majeurs, comme le linéament NNE-SSW de Clamensane (Arnaud *et al.*, 1978b), le linéament NW-SE de Montrond-Hongrie (Glenat, 1979; Beaudoin *et al.*, 1987), ou encore à l'intersection du faisceau NE-SW de Nîmes et les failles NW-SE du secteur de Nyons, à la terminaison occidentale des Baronnies (diapirs de Propiac et de Condorcet-Montaulieu) (Bouladon et Graciansky, 1985; Gaillard *et al.*, 1985; Lemoine *et al.*, 1986; Desmaison *et al.*, 1988; Dardeau *et al.*, 1990).
- Encore faut-il souligner que, pour vraisemblable qu'elle soit, cette activité diapirique jurassique n'est pas encore établie sur des données d'analyse parfaitement fiables.

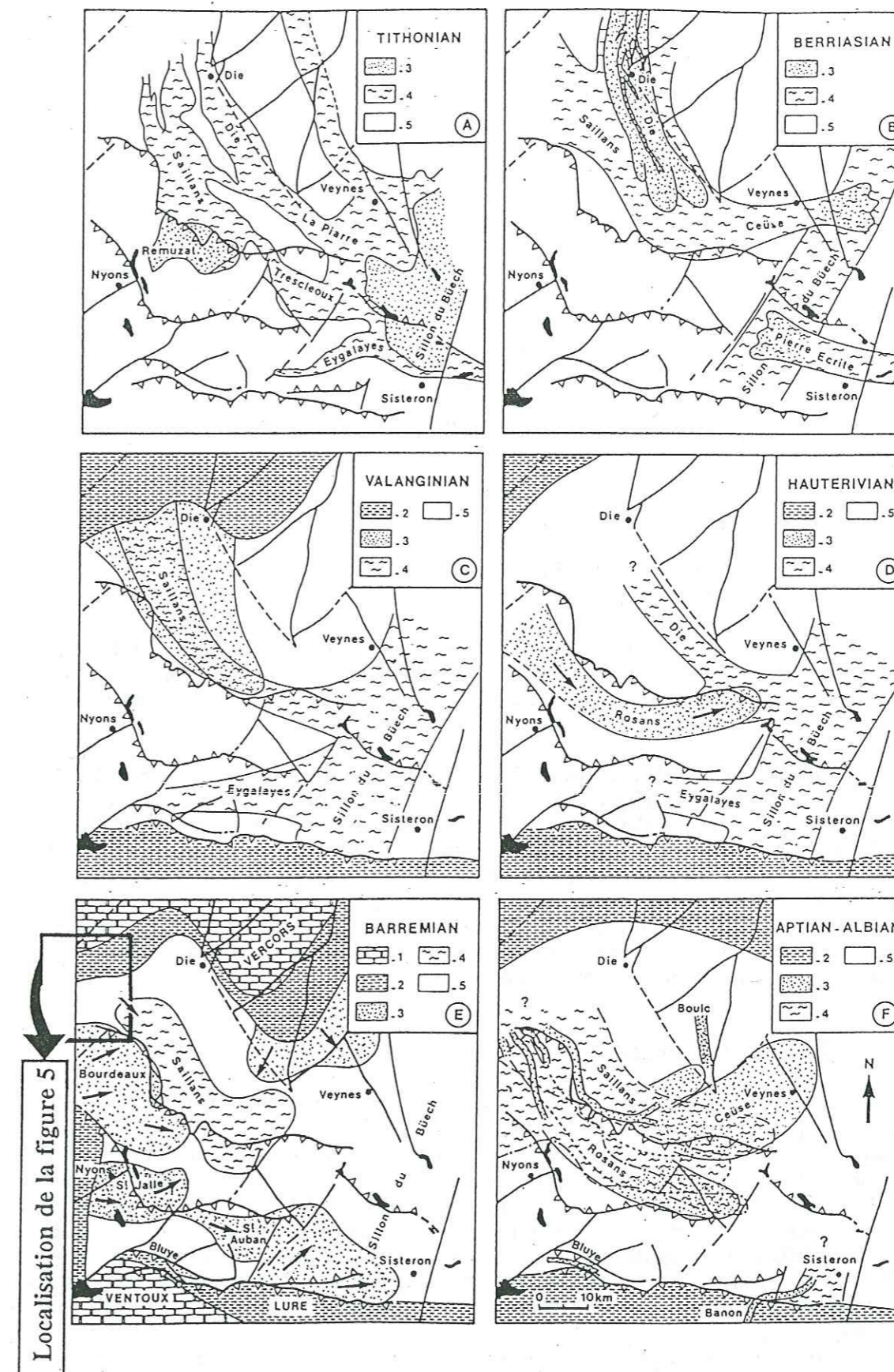


Figure 4 : LE BASSIN VOCONTIEN AU JURASSIQUE TERMINAL-CRETACE INFERIEUR. (d'après Joseph *et al.*, 1989)

- 1 : Urgonien
- 2 : Hemipélagique
- 3 : Turbidites
- 4 : Slumpings et debris flows
- 5 : Pélagique



Les surfaces inférieure et supérieure de la série vocontienne sont délimitées par de véritables discontinuités sédimentaires, identifiables surtout au centre du bassin: discontinuités  $\delta 1$  (delta 1) et  $\delta 2$  (Beaudoin, 1980; Friès, 1987) (fig. 3 A). Ces surfaces correspondent couramment à la lacune partielle du toit des calcaires bathoniens et bédouliens.

Cette lacune a été diversement interprétée selon les endroits et plus particulièrement pour le Bédoulien, pouvant ainsi être associée à un non dépôt (Flandrin, 1974), à un niveau de condensation (bioturbation complexe, glauconitisation, phosphatisation, etc., décrits par Cotillon, 1971, 1975), ou à des courants normaux descendants (Barusseau et Vianney, 1978). Ferry et Flandrin (1979) associent cette lacune à des phénomènes momentanés de déréption de type décollement-glisement en masse, créés par des topographies sous-marines en creux, mécanismes comparables à certains processus morphogéniques actuels (ou anciens) conditionnant le modelé des pentes bathyales néo-calédoniennes (Cotillon *et al.*, 1991; Rio *et al.*, 1991; Vanney, 1991).

Ces discontinuités sont généralement soulignées par une bioperforation et une patine ferrugineuse, cette dernière ayant été différemment interprétée par les auteurs: Flandrin (1974) y voit l'indice d'un durcissement précoce (type "hard-ground") des calcaires; Porthault (1978) envisage un léger confinement du corps d'eau inférieur, alors que Ferry et Flandrin (1979) considèrent qu'elle résulte simplement de l'oxydation météorique de la pyrite diffuse des sédiments.

Quelle qu'en soit l'origine, ces discontinuités coïncident à une modification radicale de la paléogéographie et du type de dépôt, passant d'un pôle franchement calcaire à un pôle marneux de sédimentation plus profonde.

Ainsi en est-il de la discontinuité  $\delta 2$  (qui correspond à #4 dans notre étude, cf. ci-après) qui suit l'apparition de la plate-forme récifale urgonienne traduisant la surrection progressive des bordures. Cette discontinuité a été ennoyée par la série des "marnes bleues" gargasiennes.

Ferry et Flandrin (1979) proposent une reconstitution paléogéographique de la plate-forme urgonienne du Vercors (figure 5, voir la localisation de la bordure occidentale du sillon vocontien des figures 4 et 6). Bien qu'elle ait trait à une région distante de la plate-forme urgonienne méridionale de notre domaine d'étude, cette figure illustre clairement la dynamique sédimentaire des bordures vocontiennes pour les séries calcaires barrémo-aptiennes. La coïncidence entre l'orientation des talus hémipélagiques, celle des glissements sédimentaires et celle de certains traits structuraux majeurs, notamment NE-SW, suggère à ces auteurs l'influence précoce des accidents en question sur la genèse des bordures du bassin vocontien au cours d'événements séismiques.

### 3 - De l'Aptien au Sénonien

A partir de l'Aptien, on assiste à une troisième séquence marnes-calcaires (séqu. III), qui mène du faciès des "marnes bleues" aux calcarénites gréseuses et aux grès du Sénonien. Comme au cours de la période précédente, cet ensemble lithologique est découpé par plusieurs discontinuités de sédimentation, dont la plus remarquable intervient durant l'Albien (#8, cf. ci-après). Cette période, dite "post-urgonienne", est caractérisée par une réduction continue du domaine de sédimentation pélagique, par le jeu d'accidents synsédimentaires (Beaudoin *et al.*, 1986a; Montenat *et al.*, 1986; Friès, 1987; Joseph *et al.*, 1987, 1989), et par l'apparition de plis. C'est l'époque de l'émergence de l'isthme Durancien, constitué d'une succession de synclinaux et d'anticlinaux Est-Ouest (Masse et Philip, 1976).

Cette vive structuration est à l'origine du maximum des transits gravitaires, de l'apparition des sables quartzeux et de véritables discordances internes: durant l'Albo-Cénomaniens du synclinal d'Eygalières (Birdjo, 1989; Kandel, 1989), à la base du Turonien (Porthault, 1974) et à la base du Sénonien (Flandrin, 1966; Porthault, 1974).

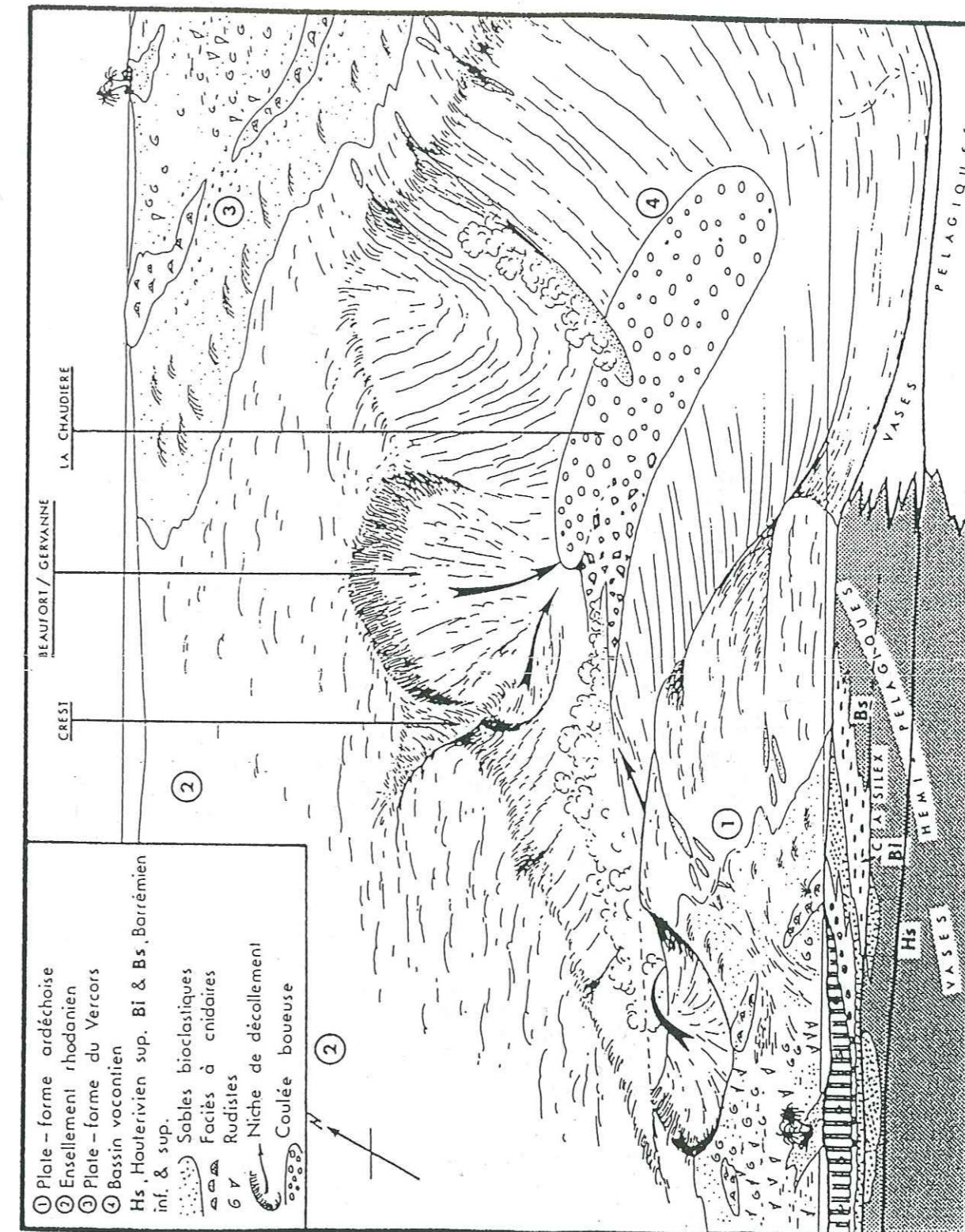


Figure 5: Reconstitution de la partie occidentale du bassin vocontien et de ses bordures au Barrémien. Paléogéographie des plates-formes urgoniennes. Le cône d'épandage bioclastique profond du Pays de Bourdeaux n'a pas été représenté (d'après Ferry et Flandrin, 1979).



## II - LA PALEOGEOGRAPHIE DU CRETACE INFERIEUR DE LA PLATE-FORME MERIDIONALE DU BASSIN VOCONTIEN

Comme nous venons de le voir, les limites entre Jurassique supérieur et Crétacé inférieur d'une part, et Crétacé inférieur et Crétacé supérieur d'autre part, ne sont pas pure convention stratigraphique. Elles sont l'expression de profondes différences d'évolutions paléogéographiques, qui sont marquées autant dans les sédiments que dans les communautés biologiques.

De même en est-il de l'intervalle lithostratigraphique barrémo-aptien, période charnière entre les deuxième et troisième méga-séquences (cf. fig. 3B), qui sont propres, chacune, à une pulsation eustatique de type transgressif-régressif. Cet intervalle correspond à une étape majeure de l'histoire du domaine vocontien, celle où il commence à se refermer.

Dans le secteur étudié, tout comme au Nord de celui-ci, les dépôts anté-valanginiens sont tous de type pélagique (fig. 4 A et 4B) et ont des épaisseurs similaires de part et d'autre de l'axe actuel Ventoux-Lure, lequel n'a pas encore de signification environnementale pour cette période. Ce dernier s'individualise à partir du Valanginien, période pendant laquelle les faciès hémipélagiques de plate-forme externe progradent jusqu'à la faille de Menée, au Nord, et l'accident Ventoux-Lure, au Sud du bassin (Joseph *et al.*, 1989) (fig. 4). C'est ainsi que se préfigure la plate-forme méridionale vaclusienne du Bassin vocontien. Cette paléogéographie est pérenne jusqu'à l'Hautérivien et correspond à la dernière extension du domaine vocontien alors très subsident (notamment dans la zone de Lure), dont le milieu marin ouvert s'étendait des Cévennes à la région d'Aix-en-Provence (Baudrimont et Dubois, 1977).

Les grands traits paléogéographiques du domaine sud vocontien sont contrôlés par deux directions structurales majeures:

- la direction cévenole NNE-SSW, qui, pour le domaine profond, correspond à la position du sillon du Büech, individualisé dès le Bériasien sous forme de slumps et *debris-flows*, et qui perdure jusqu'à l'Hautérivien (fig. 4 B à 4 D);
- la direction provençale E-W, qui correspond, d'une part à d'importants chenaux turbiditiques mis en place dès le Jurassique supérieur, dans le domaine profond, et d'autre part à la première différenciation de la plate-forme méridionale, au Valanginien (selon Joseph *et al.*, 1989, mais que Curnelle et Dubois (1986) attribuent au Jurassique terminal). Cette ligne paléogéographique pérenne (fig. 4 A à 4 F) correspond à l'actuel front de chevauchement de l'axe Ventoux-Lure.

Ces deux directions, et notamment la direction cévenole, s'expriment encore plus clairement à l'Est du domaine étudié, dans la partie sud-est du domaine vocontien (domaine sud-provençal, arc de Castellane, Alpes-Maritimes): à partir du Malm, pour les failles NNE-SSW (Atrops *et al.*, 1989) devenant très actives au Crétacé inférieur (Cotillon, 1971, Hibschi, 1988 (inédit); Hibschi *et al.*, 1990a et 1990b); et dès le Lias pour la direction E-W (Assenat *et al.*, 1972; Dardeau, 1978; 1984b; 1987; 1988; Jautée, 1980; Atrops *et al.*, 1989), mais dont la caractérisation structurale au Crétacé inférieur reste encore problématique (failles normales ou décrochantes?).

La coupe de Ferry (1984), transversale à la marge, en limite de la plate-forme et du bassin, permet un raccord des domaines du Bassin alpin avec les séries moins profondes, mais nettement plus subsidentes (fig. 6 B), du domaine hémipélagique.

Cette tendance à individualiser bathymétriquement les bordures nord et sud évolue au Barrémien vers une augmentation du niveau d'énergie et une diminution de la tranche d'eau, toutes deux propices au développement du faciès urgonien, dont l'apogée intervient à l'Aptien inférieur (Urgonien *sensu stricto* du Bédoulien).

Cette période urgonienne (*s.l.*, intervalle Barrémien-Bédoulien) correspond à la plus forte dissymétrie de subsidence et des types de dépôts de l'histoire du bassin:

- au Nord de l'axe Ventoux-Lure, les dépôts sont de type micritique, et atteignent environ une centaine de mètres d'épaisseur,
- au Sud de cet axe, les dépôts sont six fois plus épais (et ce, de plus en plus vers le Sud) et correspondent à une sédimentation moins profonde qui revêt successivement, d'Est en Ouest, les types biocalcarénitique à chailles, sub-récifal, puis récifal (Mont Ventoux, cf. fig. 6 A, c).

L'apparition de ces faciès biocalcarénitiques sub-récifaux, progradant depuis les bordures et sur les hauts-fonds, marque le rétrécissement et le début de comblement du bassin profond.

Fortement progradant vers le Nord, la bordure nord-occidentale du complexe récifal du Ventoux est néanmoins limitée par le fonctionnement de la faille NE-SW de Nîmes (secteur de Ste Marguerite, fig. 6 A, c). Sa bordure septentrionale est vraisemblablement contrôlée par l'accident Ventoux-Lure (Joseph *et al.*, 1989). Quant à la limite orientale de l'Urgonien, elle emprunte une direction tectonique NW-SE (type Pelvoux-Argentera), à travers l'actuel plateau de St-Christol. Cette progradation entraîne la disparition du Sillon rhodanien, à l'Ouest.

Plus au Nord et en aval, des cônes d'épandage bioclastique est-ouest chenalisent les débris récifaux sous forme de coulées boueuses ou turbiditiques (Brantes et Ste Jalle, dans le secteur de Buis-les-Baronnies (fig. 6 A, d), St Auban, Nord de Lure).

La disparition brutale des calcaires urgoniens précède un brusque approfondissement des milieux de dépôts durant la séquence marneuse aptienne. Les sédiments marneux du Gargasien puis ceux marno-sableux de l'Albien sont plus littoraux et moins épais sur la plate-forme ennoyée qu'au Nord de l'axe Ventoux-Lure, où ils constituent des dépôts encore pélagiques (sillon des Baronnies).

L'épisode albien correspond à une recrudescence du détritisme argilo-siliceux, parfaitement bien chenalisé au creux des fossés tectoniques N30 de la plate-forme Ventoux-Lure, dépourvue de l'Albien inférieur et moyen, tandis que le sillon à turbidites pélagiques de Ste Jalle s'estompe.

La marge occidentale du bassin vocontien, également siège de dépôts turbiditiques et resédimentés, est localement dépourvue de l'Albien inférieur et moyen du fait, comme sur la plate-forme, de l'importance de tronçures sédimentaires. Ce domaine plus profond est localement le siège de dépôts néritiques conglomératiques, issus du démantèlement de la plate-forme urgonienne.

Cette différenciation paléobathymétrique et lithologique correspond à l'apparition de la ride ESE-WNW que constitue l'"isthme" durancien, limité au Nord par la ligne Ventoux-Lure. Cette surrection, conduit par le développement de "rides anticlinales", aboutit, à l'Aptien supérieur (Gargasien, Clansayésien), à l'émersion et à la karstification des calcaires barrémo-bédouliens du Luberon (Blanc et Gouvernet, 1967). La ride durancienne est à l'origine des érosions et du détritisme qui, dès lors, alimente le bassin. Cette zone haute correspond durant le Cénomaniens pourtant transgressif, à une grande zone émergée, soumise à l'érosion et recevant des dépôts continentaux avec développement de latérites et bauxites (Blanc et Gouvernet, 1967; Porthault, 1974). Le bassin du Sud-Est est alors fragmenté en deux sous-bassins: le sous-bassin vocontien où persistent des dépôts pélagiques peu épais, et le sous-bassin provençal, terminaison orientale d'un sillon de sédimentation ouvert sur le domaine pyrénéen, où subsistent des dépôts littoraux et une plate-forme externe.

\* \*

\*



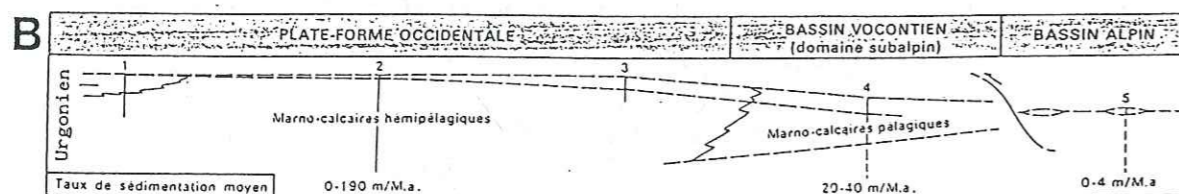
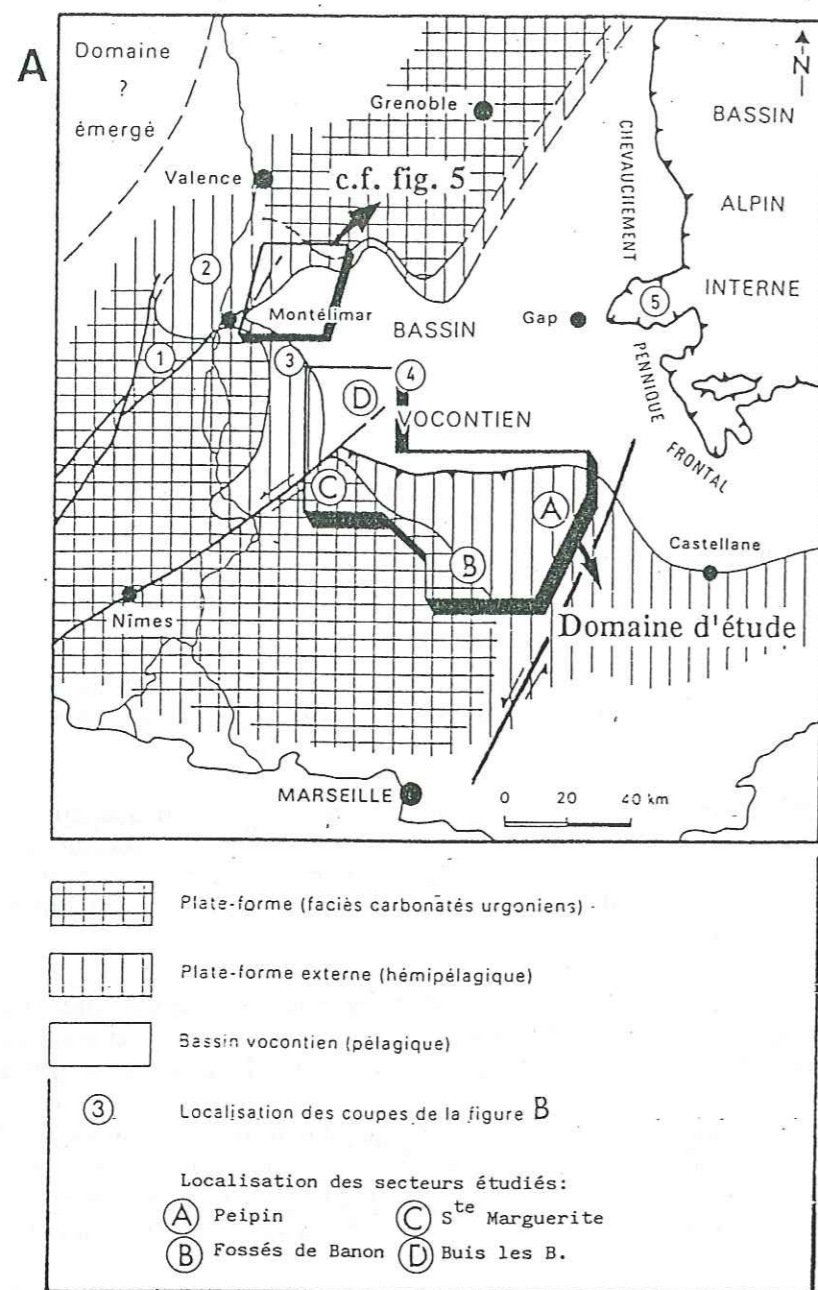


Figure 6 : Paléogéographie du Crétacé inférieur dans le domaine vocontien (d'après Ferry, 1984, modifié).

- A : Carte de répartition des faciès, localisation des secteurs étudiés et de la figure 5.
- B : Evolution des séries entre la plate-forme et le bassin.

### III - DIVISIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES DE L'INTERVALLE BARREMO-ALBIEN

Les séquences de dépôts et les discontinuités lithologiques que nous présentons maintenant seront mieux détaillées par la suite selon les différents secteurs étudiés. Le découpage lithostratigraphique présenté ici, synthèse de différents travaux stratigraphiques et sédimentologiques, a pour objet d'appeler quelques réflexions concernant la dynamique sédimentaire et de poser le problème des relations existant entre sédimentation et tectonique, ou sédimentation et cadre océanographique. Ce qui revient à poser ensuite le problème du rôle respectif de la tectonique et de l'eustatisme dans l'évolution sédimentaire complexe du Crétacé inférieur du domaine péri-vocontien.

La genèse structurale de la plate-forme méridionale du bassin vocontien concerne l'intervalle lithostratigraphique barrémo-cénomaniens. Elle coïncide donc avec le passage de la seconde à la troisième grande séquence sédimentaire. Cette série mésocrétacée évolue, de la base vers le sommet, d'un pôle calcaire barrémo-bédoulien (fin de la séquence II), à un pôle franchement marneux aptien (base de la séquence III), devenant de plus en plus sableux à partir de l'Aptien terminal. Ces trois unités lithologiques, calcaires, marnes et marnes sableuses, correspondent chacune à une paléomorphogénèse et à un contexte structural particulier. Elles sont délimitées par les deux principales discontinuités tectono-sédimentaires (#4 et #8, fig. 7).

En dépit de considérables variations d'épaisseur et de sensibles modifications de faciès (notamment avec le complexe récifal urgonien), on peut découper cette série en séquences plus fines, identifiables dans les différents secteurs étudiés, lorsqu'elles y sont représentées, grâce aux discontinuités sédimentaires observées sur le terrain, lesquelles sont au nombre de neuf.

Reprenant en partie le découpage séquentiel de Friès (1987), nous scindons cette série en treize unités lithologiques, réparties entre l'Hauterivien terminal et le Cénomaniens basal.

Les relations entre les séquences et les discontinuités sédimentaires sont relativement claires. Leur illustration simplifiée fait l'objet de la figure 7.

#### A - LES DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES

Au sein de ces treize unités lithologiques, réparties entre l'Hauterivien terminal et le Cénomaniens basal, pas moins de neuf discontinuités tectono-sédimentaires ont pu être repérées, chacune d'entre-elles correspondant à la base d'une séquence de dépôt. Le terme de "séquence" est utilisé ici dans le sens d'unité lithostratigraphique et ne définit pas cortège sédimentaire de cycle eustatique, selon les concepts de la stratigraphie séquentielle *sensu* Vail (Vail *et al.*, 1987).

Ces accidents de sédimentation s'expriment de différentes manières selon l'âge et la nature des dépôts qu'ils affectent. Nous en présentons les caractères principaux en figure 7 :

\* - ils correspondent à une nette rupture lithologique, brutale au passage entre le Bédoulien calcaire et le Bédoulien ou le Gargasien marneux (#3 et #4), par exemple.

\* - le toit des séquences, quand il est calcaire, est marqué par une surface à encroûtements biologiques et/ou ferrugineux et (bio)perforations de type "hard-ground" (ou "surface durcie");

\* - le toit des séquences, autres que calcaires (marneuses, par exemple) est souligné par des niveaux bréchiques, auquel cas certains minéraux (glauconie, pyrite), des intraclastes et/ou des lithoclastes (galets verdés ou phosphatés) peuvent y être associés.



\* - Les discontinuités #6, #7 et #8 (fig. 7), réparties entre le Gargasien supérieur et l'Albien supérieur, sont précédées, sur quelques mètres, par des horizons à forte concentration en nodules barytiques. D'origine diagénétique précoce, ils résulteraient d'arrêts ou de forts ralentissements de la sédimentation, entraînant la stabilisation d'un front de cristallisation du baryum (Bréhéret et Delamette, 1989); mécanisme décrit par Brumsack *et al.* (1986) à propos des sédiments récents du Golfe de Californie. Cette concentration en baryum proviendrait, selon les mêmes auteurs, de la compaction, de la dégradation et de la migration de la matière organique des niveaux apto-albiens sous-jacents. Ce qui pose le problème de l'origine primaire du baryum.

Des mécanismes physico-chimiques identiques ont été évoqués pour les *black shales* à francolite (Bréhéret, 1983, 1985, 1988b) et pour les niveaux apto-albiens à sapropel (Friès, 1987). Ces nodules barytiques témoignent, selon Bréhéret et Delamette (1989), d'une cristallisation dans un sédiment anisotrope en voie de compaction et permettent de détecter les ruptures sédimentaires peu apparentes annonçant les discontinuités majeure.

\* - les discontinuités précèdent parfois des figures sédimentaires soulignant un accroissement ou une modification de l'hydrodynamisme (progradation, turbidites, rides et chenaux), dont la tendance est d'augmenter en nombre et en importance depuis l'Aptien supérieur jusqu'au Cénomaniens (fermeture progressive du bassin vocontien).

\* - les discontinuités correspondent, dans le temps, à une modification des équilibres biologiques. Le renouvellement ou la disparition de foraminifères peuvent être liés à un endémisme paléo-écologique, par la mise en place de haut-fonds, ou, selon Magniez-Jannin et Jacquin (1990) et Magniez-Jannin (1991), à des variations relatives du niveau marin.

\* - ces niveaux ferruginisés soulignent souvent, mais très localement, une lacune d'un intervalle lithologique d'épaisseur métrique à hectométrique; lacune par non dépôt, ablation gravitaire (démantèlement synsédimentaire) ou par érosion sous-marine (processus cursitaire), auquel cas la surface des dépôts est parfois fragmentée alors que le sédiment n'est que partiellement lithifié.

\* - enfin, ces discontinuités sédimentaires traduisent ou scellent une activité tectonique synsédimentaire, vigoureuse et quasi-instantanée (de type séismique). Les discontinuités #1, #2, #3, et #4 coïncident d'une part avec des perturbations gravitaires (surfaces de glissement, d'ablation et/ou des troncatures), et d'autre part à des déformations tectoniques cassantes ayant affecté des dépôts partiellement ou totalement lithifiés (structuration syn- ou post diagénétique, cf. Deuxième Partie: Méthodologie de l'analyse tectono-sédimentaire). La création brutale de pentes sédimentaires lors des événements tectoniques successifs suppose non seulement des remaniements proximaux (bancs glissés sur escarpement de faille, démantèlement bréchiqne au sommet de bloc basculé,...) ou plus distaux (slump, olistolithe), mais également et corrélativement, des lacunes sédimentaires (non-dépôt, érosion, ablation). Ces phénomènes tectono-sédimentaires impliquent généralement une ablation du toit de la séquence sous-jacente et un non dépôt local ou une variation d'épaisseur de la série sus-jacente (biseau sédimentaire, éventail, onlap).

Ces différentes discontinuités traduisent toujours des modifications paléoenvironnementales et/ou bathymétriques, révélatrices de l'activité du bassin vocontien et de ses bordures, actives à partir du Barrémien. Ces modifications peuvent être liées soit à une activité tectonique répétitive, génératrice de reliefs mouvants, soit à des variations eustatiques positives ou négatives et climatiques du bassin vocontien, soit encore, elles peuvent résulter de la combinaison d'un événement tectonique synchrone d'une pulsation eustatique.

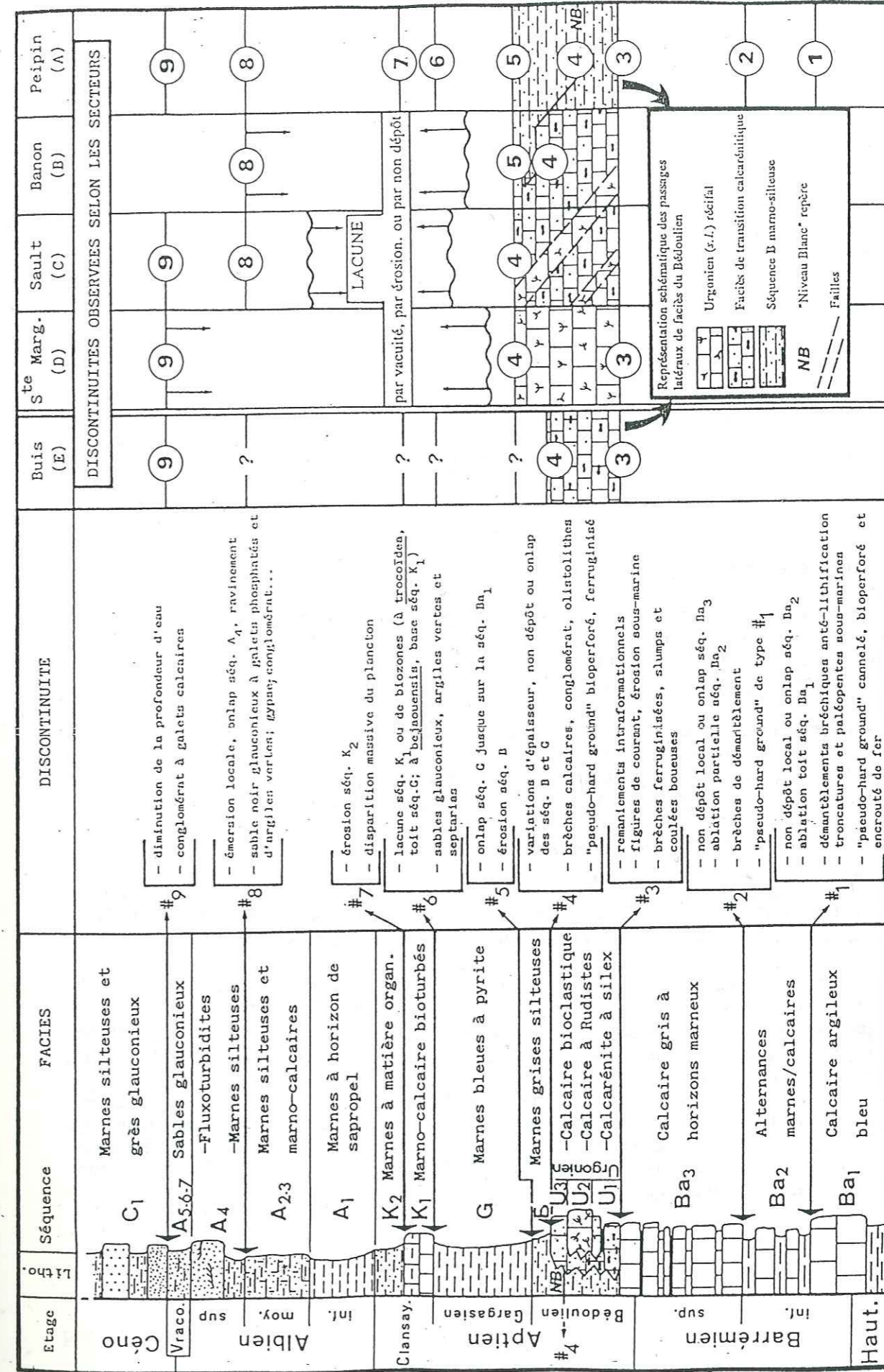


Figure 7 : Coupe virtuelle de la série lithologique étudiée. Position stratigraphique et géographique des discontinuités sédimentaires. (Noter la variation dans le temps de la discontinuité #4).



## B- LES SEQUENCES SEDIMENTAIRES

### 1 - Les séquences calcaires du Barrémo-Bédoulien

L'examen des discontinuités de sédimentation, des structures tectono-sédimentaires et des différentes coupes relevées par les auteurs (Masse, 1976; Le Doeuff, 1977; Beaudoin et Friès, 1984; Beaudoin *et al.*, 1986a; Friès, 1987; Monieux *et al.*, 1987) permet de dénombrer quatre séquences sédimentaires, limitées à leur sommet par autant de discontinuités, telles que #1, #2, #3 et #4. Seules cette dernière a pu être reconnue dans chaque secteur du domaine étudié.

#### a - Les séquences barrémiennes

Les dépôts calcaires barrémiens ont été observés dans deux secteurs différents.

a-1) - Tout d'abord dans le secteur de Buis-les-Baronnies (secteur E), situé en avant de la ligne est-ouest Ventoux-Lure. Cette région est le siège soit de dépôts pélagiques, soit de dépôts hémipélagiques. Dans ce dernier cas, le Barrémien est représenté par des calcarénites à *mudstones* ou *grainstones*, correspondant à de puissants cônes d'épandages bioclastiques, chenalisés par une paléotopographie est-ouest, dont nous avons partiellement et localement identifié l'origine tectonique (cf. Troisième Partie, Cinquième secteur).

Ces mêmes faciès turbiditiques sont localement affectés de glissements en masse qui envahissent les séries pélagiques concomitantes.

a-2) - La série barrémienne a surtout pu être définie dans le secteur de Peipin (secteur A), en bordure orientale de la Montagne de Lure (Beaudoin *et al.*, 1986a; Friès, 1987), à la limite entre les domaines hémipélagique et pélagique. Elle y est constituée de trois séquences calcaires, notées Ba1, Ba2 et Ba3, soit:

- **Ba1**: les calcarénites de Lure, d'âge hauteriviens terminal à barrémien basal. Cet ensemble massif est localement affecté de slumps et de tronçures sous-marines et il est interrompu par la discontinuité #1 (fig. 7): celle-ci est soulignée par une coloration ocre, des terriers en U (*Rhizocorallium*) et des arrachements-démantèlements gravitaires bréchiques, qui sont associés à un contrecoup tectonique de la bordure occidentale de l'accident durancien.

- **Ba2**: c'est une alternance irrégulière atypique de marnes et marno-calcaires datées du Barrémien inférieur. Elle est localement discordante en "onlap" sur l'unité Ba1, lacunaire au Sud de Peipin et limitée au sommet par la discontinuité #2.

- **Ba3**: calcaires massifs d'âge barrémien supérieur-bédoulien basal. Cet ensemble est relativement monotone sur la plate-forme orientale, où il est limité au sommet par la discontinuité majeure #3, équivalente de la discontinuité "δ2" de Friès (1987). Il est totalement lacunaire pour le secteur de Peipin que nous avons cartographié.

Le sommet de la série subit quelques variations latérales de faciès vers le bassin, notamment dans le secteur de Buis-les-Baronnies, ou encore immédiatement vers l'Ouest, sur la plate-forme de Lure, où la série s'enrichit en matériel bioclastique, pour devenir ensuite bioconstruite sur la plate-forme du Ventoux (séquence sus-jacente du Bédoulien "moyen").

### b - Les séquences bédouliennes

Le sous-étage Bédoulien (Aptien inférieur) est représenté sous trois types de faciès très différents: 1) les marnes silteuses de la séquence B, correspondant à la base de la série compréhensive des "marnes bleues" gargasiennes, 2) les calcaires hémipélagiques des bordures et de la plate-forme méridionale du bassin, à fortes énergies, appelés les "calcaires de transition" et 3) les calcaires récifaux du faciès type Urgonien (*s.l.*), nommés U.

Les corrélations entre ces différents faciès restent difficiles à appréhender. C'est à cette époque que la différenciation entre la plate-forme et le bassin profond est la plus marquée et elle se traduit par d'importantes variations latérales de faciès, passant d'un type récifal, à l'Ouest, à un domaine profond marneux, à l'Est (cf. fig. 7).

b-1) - Le faciès profond (séquence B) n'est bien représenté que dans l'Est du domaine étudié, dans le secteur A. Ces dépôts marno-silteux succèdent directement à la séquence barrémienne Ba3, par l'intermédiaire de la discontinuité #3, et atteignent localement 50 mètres d'épaisseur.

b-2) - Le faciès intermédiaire est l'équivalent un peu plus profond des faciès récifaux urgoniens. Il est visible:

- dans le champ de fractures de Banon (secteur B), à l'Est de la faille de Carniol-Oppedette, où les calcaires bédouliens sont représentés par des calcarénites fines à sillex de milieu hémipélagique ou de pente. La séquence B n'est que très localement représentée au sommet de ces calcaires par l'intermédiaire de la discontinuité #4. Elle est alors réduite à quelques mètres d'épaisseur. Cette réduction de série est due à un non dépôt ou à une érosion.

- il est également bien représenté dans la région de Sault-de-Vaucluse (secteur C), et à l'Ouest du bassin de Ste-Marguerite (secteur D), avec des calcaires moins profonds que les précédents. C'est un faciès biocalcarénitique très épais (non représenté sur la figure 7), à stratifications de progradation du talus récifal.

Pour ces deux secteurs, les marnes bleues surincombantes débutent avec la séquence G, par l'intermédiaire de la discontinuité #4, la séquence B n'étant plus représentée.

- dans le secteur E, de Buis-les-Baronnies, les calcaires bédouliens, beaucoup moins épais que les précédents, sont des calcaires hémipélagiques à sillex. Ce faciès correspond à des dépôts de zones hautes de forte énergie ou de zones de transit du matériel bioclastique issu de la plate-forme urgonienne frangeante. La discontinuité #4 n'est que localement observable et les "marnes bleues" de ce domaine n'ont pas été différenciées en séquences.

b-3) - Le faciès récifal urgonien (*s.l.*) est divisé en trois unités lithologiques, U1, U2, U3, dont seul le terme intermédiaire (calcaires à Madrépores) est purement bioconstruit (Urgonien *sensu stricto*). Cet ensemble lithologique est représenté sur la moitié ouest de la plate-forme à partir d'une ligne NW-SE (fig. 4 E, 6 A et 7) d'origine tectonique (accidents vauclusiens N150), allant d'Aurel (au NW) à Carniol (au SE).

- Il affleure localement dans les secteurs B et C, le long de certains des grands accidents qui découpent la plate-forme du Ventoux et qui délimitent ainsi des compartiments tectoniques, dont les coins constituent des zones hautes relatives.

- Ce faciès très peu profond est surtout bien caractérisé sur le secteur D, qui correspond, aux alentours du Mont Ventoux, au domaine urgonien par excellence.

Dans ces deux cas, les séries marneuses surincombantes sont gargasiennes et débutent par la discontinuité #4, sans l'intermédiaire de la séquence B.



La discontinuité #3 n'est observable sur le Barrémien supérieur de la plate-forme qu'en présence de la séquence B (sauf peut-être à l'Ouest du secteur D). Cette séquence B est l'équivalent latéral des faciès bédouliens péri-récifaux et calcarénitiques de la plate-forme. Elle n'existe qu'à l'Est du domaine d'étude, surmonte encore localement les calcaires de transition dans le centre de la plate-forme et disparaît totalement vers l'Ouest, domaine de surrection tectonique. Autrement dit, la séquence B n'existe jamais au sommet du système urgonien, ce dernier montant plus haut dans la série.

De plus, les calcaires bédouliens, quels qu'ils soient, sont systématiquement surmontés par la discontinuité #4, alors que la séquence marneuse B se termine avec la discontinuité #5 (cf. fig. 7). Il y a donc diachronisme d'Est en Ouest de la perturbation sédimentologique #4, qui débute plus tôt à l'Est. Ce qui semble traduire une surrection progressive du domaine occidental de la plate-forme bédoulienne.

L'Aptien inférieur (Bédoulien) correspond, certes, à une période de brusque approfondissement du milieu de sédimentation dans le bassin, mais également et corrélativement à un vigoureux événement tectonique qui délimite des zones hautes, propices à l'installation de récifs.

## 2 - Les séquences marneuses de l'Aptien

Ce sont quatre unités lithologiques, nommées B (Bédoulien), G (Gargasien), K1 et K2 (Clansayésien) par *Beudoin et al.* (1986), limitées à leurs base et sommet par cinq discontinuités.

Ces niveaux constituent le membre inférieur de la formation compréhensive des "marnes bleues".

- B : A la base, le faciès des "marnes bleues" constitue une rupture lithologique majeure avec les calcaires barrémiens supérieurs (à l'Est), par l'intermédiaire de la discontinuité #3. Cette séquence est constituée de marnes grises contenant un horizon de sapropel (niveau  $\sigma 1$  de Friès, 1987) à débris de poissons et un niveau médian marno-calcaire blanc repère, appelé "NB" par Friès (1987), corrélatif par le même auteur dans l'ensemble du bassin. Ce niveau repère correspond peut-être à la discontinuité #4 (fig. 7).

La discontinuité #5 limitant le sommet de cette séquence est précédée d'un net assombrissement des marnes, ou bien elle se marque par l'érosion ou la lacune par non dépôt de cette séquence B (environ de Banon, secteur B et bassin de Malaucène, secteur D). Cette discontinuité est bien visible dans la région de Peipin, là où les séquences B et G sont représentées. Ce qui est plus délicat pour les autres domaines, en raison de l'absence de la séquence B sur les faciès urgoniens et du probable diachronisme de la discontinuité #4, laquelle peut alors être confondue avec la discontinuité #5. Pour simplifier l'analyse, la discontinuité comprise entre les faciès urgoniens et la séquence G est appelée #4.

- G : La seconde séquence des marnes bleues, beaucoup plus sombres et mieux feuilletées, est d'âge gargasien. Elle débute avec la zone à *Schackoina cabri*. C'est une longue vire marneuse marquée par des horizons à nodules de pyrite et barytine autochtones (Bréhéret, 1985, 1988a, 1988b et 1991), par un second niveau de sapropel (S'1 de Friès, 1987), ainsi que par des bancs plus calcaires au sommet.

La discontinuité sommitale #6 se manifeste de différentes façons selon la position distale ou proximale du site d'étude dans le bassin:

par la présence d'un horizon lithologique particulier:

- à structures calcaires de type septaria, remplies de calcite et de barytine (Friès, 1987);
- à niveaux sableux glauconieux;
- à niveaux centimétriques d'argiles plastiques rouges.

par l'absence locale du sommet de la série, diversement affectée:

- absence par érosion (dans le fossé de Sault et à l'Est du champ de fracture de Banon), marquée alors d'horizon glauconieux, d'âge généralement albien;
- absence par vacuité (au Sud de Peipin) ou par non dépôt, processus partiellement identifiés par le passage progressif d'un faciès de type hémipélagique à la base (environnement épibathyale), à un faciès de plate-forme sub-émergeante au sommet (environnement littoral dans le bassin de Malaucène [secteur D], et circolittoral, au Sud-Est du fossé de Sault-de-Vaucluse; Saillard, 1992).

- K1 : Le Clansayésien inférieur débute par une corniche marno-calcaire, abondamment bioperforée, localement riche en Ammonites, et corrélatif dans tout le bassin.

Ce niveau disparaît au Nord de Peipin (Friès, 1987) par l'intermédiaire de la discontinuité #7.

- K2 : Cette unité du Clansayésien supérieur correspond à un retour à la sédimentation marneuse. Elle débute par un troisième niveau de sapropel (niveau Jacob de Bréhéret, 1983, 1985, 1988a, 1988b et 1991; ou S'1 de Friès, 1987). Sa limite supérieure est donnée par un assombrissement des marnes et la disparition, au centre du bassin, des petits bancs calcaires et des nodules de barytine qui y sont intercalés.

## 3 - Les séquences marno-sableuses de l'Albien

Elles constituent, avec l'unité K2, le membre supérieur des marnes bleues, qui se distinguent du membre inférieur par des venues détritiques plus ou moins massives. Friès (1987) découpe les séries albiennes du bassin en sept séquences sédimentaires (de A1 à A7), débutant chacune par une couche marneuse de quelques mètres d'épaisseur. On y trouve successivement des turbidites gréseuses discrètes, puis des bancs calcaires, enfin, un enrichissement en glauconie.

Les séquences albiennes ont souvent été regroupées cartographiquement avec les séquences aptiennes, du fait de l'absence locale de certains niveaux repères: le faisceau calcaire clansayésien (K1) et les "grès sus-aptiens" (base séquence A1) ne sont représentés que dans les parties proximales du bassin.

De même, cet ensemble lithologique n'est que partiellement représenté sur la plate-forme vaclusienne (fossés de Banon et de Sault), où il ne débute qu'avec la quatrième séquence (Albien supérieur), soulignée par une discontinuité fortement érosive jusque sur les calcaires bédouliens (#8). Les séquences albiennes sont les suivantes :

- A1 : Ce sont les marnes de l'Albien inférieur, localement enrichies en niveaux gréseux (grès sus-aptiens) et d'horizons à sapropel (notamment S2 de Friès, 1987, équivalent du niveau P de Bréhéret, 1983 et 1985).



- A2-3 : C'est un ensemble de marnes silteuses et de marnes calcaires, intercalées de rares horizons de turbidites, de nodules barytiques et de *black shales*. Ces mêmes niveaux ont, comme nous l'avons déjà vu, un lien très étroit avec les discontinuités sédimentaires.

Ces deux séquences sédimentaires, constituant l'Albien moyen, ont été regroupées dans cette étude, car elles n'ont été que localement observées. Dans la partie centrale du bassin et vers le sommet de la série, Bréhéret et Delamette (1989) décrivent deux discontinuités (D1 et D2), coïncidant avec des horizons laminés très riches en Inocérames et Ammonites, localement perturbés par des apports turbiditiques. Chacune de ces discontinuités est soulignée par un lit de nodules barytiques situé quelques mètres plus bas dans la série.

Cette discontinuité D2 équivaut à #8, constituée d'un horizon gypseux, de marnes altérées et bioperforées et d'un niveau décimétrique de sables noirs glauconieux à galets phosphatés ou d'argile verte.

- A4 : Cette séquence est caractérisée à la base par des termes assez marneux et vers le sommet par une unité essentiellement sableuse et turbiditique. C'est une séquence régressive, débutant sous une faible tranche d'eau (environ 50 mètres), pour s'achever dans la zone intertidale. Son terme médian (le faciès "Valsaintes"; Friès, 1987) correspond à des turbidites gréseuses, chenalisées au coeur de structures effondrées qui découpent la plate-forme du Nord au Sud.

- A5-6-7 : Les séries vraconiennes sus-jacentes correspondent à trois autres séquences régressives (Friès, 1987). Le retour à des termes plus marneux cénomaniens (séquence C1) se fait par l'intermédiaire de la discontinuité sommitale #9, également très érosive et soulignée par un conglomérat fortement glauconieux à galets calcaires.

\* \*

\*

## SECONDE PARTIE

### *METHODOLOGIE DE L'ANALYSE TECTONIQUE*

#### INTRODUCTION

#### CHAPITRE PREMIER

### *PRINCIPES & METHODE DE L'ANALYSE TECTONO-SEDIMENTAIRE*

#### CHAPITRE SECOND

### *METHODOLOGIE DE L'ANALYSE STRUCTURALE*



## SECONDE PARTIE

### METHODOLOGIE DE L'ANALYSE TECTONIQUE

#### INTRODUCTION

La terme de tectonique nous vient du grec "*Tektonikos*", adjectif qui signifie propre au charpentier, à l'architecte.

La **Tectonique** est "la science de la déformation des roches, des structures acquises par celles-ci et, par là, de la déformation des chaînes de montagnes" (Mercier et Vergely, 1992), permettant de rendre compte de l'évolution géodynamique du globe terrestre.

Cette discipline est, par définition, l'"étude destinée à mettre en évidence et à dater les différentes phases tectoniques ayant affecté un même ensemble de terrains" (Dict. de Géol., 1980).

Son objectif est de reconnaître puis de déterminer, pour chacune de ces phases, les conditions et les causes des déformations subies par les roches.

Cette analyse suppose, au départ, que l'on précise l'échelle d'observation des structures étudiées et que l'on définisse clairement dans l'espace l'unité lithologique affectée.

Ainsi, elle passe d'abord par la description des structures d'échelle locale, dont l'étude géométrique constitue la **Géologie structurale**, qui débouche sur les mécanismes de la déformation.

Cette approche est ensuite complétée par une description régionale des structures, la **Tectonique** ("*Tectonics*"), qui permet de traduire les déformations en terme de cinématique (mouvements) et de les aborder d'un point de vue dynamique (contraintes).

Ces approches, prises individuellement, peuvent être relativement bien identifiées, mais la superposition d'événements tectoniques successifs, différents dans l'espace et le temps, complique notablement l'analyse.

En effet, l'acquisition des déformations subies par les roches peut être instantanée ou progressive, pour un même état de contrainte tectonique, puis être successive et polyphasée pour un ou plusieurs états de contraintes différents et surimposés au premier.

C'est pourquoi les études mécanique et géométrique de la déformation des roches doivent être associées à une approche chronologique des contraintes qui l'engendre.

Il faut alors tenir compte de l'héritage structural, dont le principe est de reconnaître l'ampleur des discontinuités préexistantes de la roche et dont l'incidence sur les structures ultérieures sera appréciée par soustraction des morphologies qu'elles ont créées.



Cette notion d'héritage est capitale pour comprendre les périodes successives de déformations des Chaînes subalpines. La structuration mésozoïque du domaine vocontien, puis les déformations plicatives alpines au Tertiaire sont largement conditionnées par les grands traits structuraux hercyniens.

L'étude de la chronologie des contraintes peut être abordée par différentes techniques d'investigation paléotectonique, telle que la méthode retrotectonique, ou l'analyse tectono-sédimentaire.

Cette dernière a pour objet de déterminer, à différentes échelles d'observation, l'incidence des événements tectoniques successifs sur la morphologie et sur les modes de dépôts.

L'analyse sédimentaire a un double avantage:

- d'une part elle permet d'évaluer l'importance réelle de chaque épisode tectonique dans son contexte local ou régional (zones de stabilité tectonique, opposées aux zones "sensibles" aux contraintes, proches des linéaments majeurs ou à l'aplomb d'accidents anciens; modulation progressive des contraintes dans l'espace et le temps);

- d'autre part, elle permet de dater l'âge des déformations avec parfois beaucoup de précision.

L'évolution tectono-sédimentaire que l'on dessine pour un domaine sédimentaire donné peut être alors comparée et intégrée à celle des régions voisines.

Après avoir brièvement répertorié les différentes méthodes d'investigation paléotectonique, le premier chapitre consiste à définir les principes, les méthodes, la validité et les limites de l'analyse tectono-sédimentaire, qui a constitué, dans ce mémoire, un support important de l'analyse tectonique.

Le second chapitre aborde la méthodologie structurale utilisée parallèlement pour l'analyse géométrique des microstructures observées, l'identification des mécanismes de la déformation et la détermination qualitative des états de contraintes tectoniques.



**CHAPITRE PREMIER**  
**PRINCIPES ET METHODE DE L'ANALYSE**  
**TECTONO-SEDIMENTAIRE**

**I - LES METHODES D'INVESTIGATION PALEOTECTONIQUE**

**II - L'ANALYSE TECTONO-SEDIMENTAIRE : PRESENTATION GENERALE**

**III - DEFORMATIONS D'UN SEDIMENT CARBONATE SELON SA RHEOLOGIE**

**IV - LES DEFORMATIONS TECTONIQUES PRECOSES**

**A - CONTEXTE SEDIMENTAIRE DE LA FRACTURATION PRECOCE**

**B - LES FRACTURES OUVERTES A REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE**

- 1 - Les remplissages karstiques
- 2 - Les filons sédimentaires
  - a - Ouverture tectonique néoformée
  - b - Ouverture héritée d'une discontinuité
- 3 - Analyse tectonique des paléo-fractures ouvertes

**C - LA FRACTURATION HYDROPLASTIQUE**

- 1 - Validité d'interprétation de la fracturation hydroplastique
- 2 - Caractères morphoscopiques des failles hydroplastiques
  - a - Les plans de failles
  - b - Les tectoglyphes

**D - LES FLEXURES SUR FAILLES**

**V - LES PERTURBATIONS SEDIMENTAIRES**

**A - TYPES DE DEPOT OU PHENOMENES SEDIMENTAIRES SIGNIFICATIFS D'UN EVENEMENT TECTONIQUE**

- 1 - Les remobilisations sédimentaires
  - a - Les déformations hydroplastiques
    - a-1) - Les failles de compaction
    - a-2) - Les figures de liquéfaction
      - a-2-1) - Génèse et mécanisme du processus de liquéfaction
      - a-2-2) - Les formes sédimentaires possibles
      - a-2-3) - Contexte lithologique des figures de liquéfaction
      - a-2-4) - Exemples de terrain
  - b - Les démantèlements gravitaires
    - b-1) - Les démantèlements de pente
      - b-1-1) - Classification des démantèlements de pente
      - b-1-2) - Caractères des démantèlements de pente
      - b-1-3) - Les tronçatures sous-marines et les surfaces d'ablation
      - b-1-4) - Géométries des tronçatures sous-marines
      - b-1-5) - Exemples de tronçatures sous-marines
    - b-2) - Les démantèlements d'escarpement
- 2 - Processus chimiques et biologiques

**B - GEOMETRIE INDUITE DES DEPOTS ET VALIDITE DE L'ANALYSE TECTONO-SEDIMENTAIRE**

**CHAPITRE PREMIER**  
**PRINCIPES ET METHODE DE**  
**L'ANALYSE TECTONO-SEDIMENTAIRE**

**I - LES METHODES D'INVESTIGATION PALEOTECTONIQUE**

L'un des principaux problèmes dans l'étude tectonique d'une unité géologique est d'en dater les différents stades de déformations.

Or, et jusqu'à une période récente, l'analyse tectonique était menée indépendamment de l'approche sédimentologique et se trouvait alors rapidement confrontée à la difficulté de dater les différentes phases de déformations.

En effet, l'analyse tectonique, utilisée seule, permet de caractériser des géométries, des régimes de déformations et des phases tectoniques successives dont la superposition relative peut être connue, mais l'âge respectif de chaque événement reste incertain.

Dans la même optique, la seule analyse sédimentologique permet couramment de préciser l'âge des déformations ayant influencé une période de dépôt, mais ne caractérise pas le régime tectonique.

Il est aujourd'hui courant d'associer un événement tectonique à une irrégularité de sédimentation, et les exemples d'accidents "syndéposimentaires" cachetés ne manquent pas dans la littérature; mais rares sont les exemples où cette relation a pu être clairement démontrée, d'autant que, la plupart du temps, les déformations syndéposimentaires ont été reprises et exagérées lors de structurations ultérieures.

En effet, la tectonique est le plus souvent appliquée à l'analyse des déformations ayant affecté des dépôts déjà lithifiés. Dans ces conditions, les structures cachetées ne sont syndéposimentaires que d'un intervalle de temps relativement flou et la datation de la déformation n'est qu'approximativement évaluée: l'objet tectonique est postérieur à la lithification du dépôt déformé (on évalue mal la vitesse des processus diagénétiques) et sa datation est fonction de l'âge des dépôts "cicatriciels", pouvant être largement postérieurs à l'événement tectonique.

La datation des déformations, dont l'approche tectonique est restreinte à l'analyse des structures portées par un matériel parfaitement lithifié, est donc uniquement dépendante de la fiabilité du calage sédimentaire.

Des observations récentes (Petit, 1976; Montenat, 1980; Montenat *et al.*, 1980; Ott d'Estevou, 1980; Guiraud, 1983; Ott d'Estevou *et al.*, 1986, 1991; Guiraud et Séguret, 1987; Petit et Laville, 1987; Genna, 1988, 1989, 1990; J.-L. Montenat, 1988a, 1988b, 1990; Kandel, 1989; Kandel *et al.*, 1990; J.-L. Montenat et Coppiér, 1989; J.-L. Montenat *et al.*, 1989; Hibschi, 1991; Hibschi *et al.*, 1990a, 1990b, 1992; Paturel et Ott d'Estevou, 1991) ont permis de montrer qu'un matériel sédimentaire partiellement induré pouvait, de façon plus ou moins plastique, enregistrer une déformation d'origine tectonique.

Ces déformations syndiagénétiques ont été longtemps considérées comme mineures et désorganisées. En réalité, leur mise en place s'est faite à la faveur de conditions rhéologiques et diagénétiques bien particulières au cours desquelles est intervenu l'événement tectonique. Les implications sédimentologiques environnementales de ces déformations "plastiques" nous permettent d'élargir le champ d'investigation de l'analyse paléotectonique à la notion d'"évolution tectono-sédimentaire".



Lorsque les conditions lithologiques ne permettent pas l'enregistrement de déformations plastiques précoces, il existe plusieurs techniques permettant, avec plus ou moins de précision, d'appréhender une chronologie des périodes tectoniques successives. Le mieux étant, bien sûr, de faire appel à au moins deux d'entre elles pour chaque région étudiée.

Mais comme nous l'avons dit auparavant, et quelque soit la méthode utilisée, les unités géologiques les plus favorables à une analyse paléotectonique sont celles où les influences de la tectonique postérieure sont faiblement enregistrées, ou caractérisées, pour être ensuite soustraites. C'est pourquoi les milieux de plates-formes carbonatées, et plus particulièrement leurs bordures, sont les plus propices à la détermination d'événements tectoniques fossiles, "notamment sur les fonds plats ou supposés tels" (Elmi, 1984).

Ces conditions, bien que non restrictives, s'appliquent à la plate-forme urgonienne du massif Ventoux-Lure, dont les structures tectoniques d'âge médio-crétacé ont été relativement bien préservées.

Il existe deux *approches sédimentaires* principales, permettant de révéler une anomalie d'origine tectonique, telles que:

- la comparaison des enchaînements séquentiels (verticaux ou horizontaux), dans la mesure ou, au préalable, les lithologies ont été bien identifiées et les corrélations biostratigraphiques reconnues comme étant fiables;
- l'analyse des courbes isopiques, isopaques et isobathes d'une unité lithostratigraphique ou d'une séquence sédimentaire (*sensu* Vail). Elle peut révéler des anomalies synsédimentaires d'origine tectonique (exemple de l'alignement structural NE-SW des lignes isopaques pour les séries triasiques sur la bordure vivaro-cévenole). Certains des secteurs que nous avons étudiés ont été soumis à une telle analyse, dont la validité est confirmée par l'observation sur le terrain et la mesure de structures tectoniques synsédimentaires (secteur de Malaucène, au Nord-Ouest du Ventoux; secteur de Tirecoui, au Sud du champ de fracture de Banon).

Il existe aussi différents moyens d'*investigation paléotectonique*, tels que:

- la *méthode rérotectonique*, qui consiste en la partition d'un grand nombre de plans striés, correspondant à plusieurs stations de mesures, en familles directionnelles de déformations, puis en familles de paléo-tenseurs de contraintes. Cette partition peut s'opérer de façon manuelle, en fonction de la cohérence apparente des plans striés entre eux, ou faire appel à différentes techniques, telles que:

- \* - le calcul d'un tenseur moyen des contraintes, effectué à partir de la totalité des stries mesurées. Celui-ci, appliqué à chacun des plans de failles, détermine trois contraintes orthogonales ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$ ) moyennes pour ce groupe de mesures. Le degré de cohérence entre la strie mesurée sur la faille et la strie théorique que devrait porter le plan pour s'intégrer dans le calcul est reporté sur un histogramme d'écart angulaire. On effectue ensuite un nouveau calcul pour le premier groupe de stries dont l'écart est inférieur ou  $20^\circ$ , puis un troisième sur les stries moins bien classées, et ainsi de suite selon le nombre de classes de mesures déterminé par le calcul initial.

- \* - Le tri des mesures de plans striés peut également faire appel à la méthode des nuées dynamiques, celle des dièdres droits ou inclinés, la focalisation de stries, etc.

On considère alors que pour une même famille de déformation, la structuration est contemporaine ou postérieure au dernier niveau affecté.

Les familles de déformations ou de tenseurs de contraintes ainsi obtenues peuvent être également ordonnées par les chronologies relatives des tectoglyphes (recoupements de stries, superpositions obliques de stylolites et de fentes de tension...etc.), mais ce tri n'en reste pas moins relatif et ne permet pas de datation directe des déformations.

On obtient ainsi une datation relative d'un épisode tectonique par rapport à un autre. Cependant, cette approche ne permet généralement qu'une datation très approximative des épisodes tectoniques successifs. De plus, sa validité peut être amputée par divers phénomènes, tels que:

- \* - enregistrement lithologique sélectif de l'événement tectonique, selon la variabilité locale du degré de lithification du dépôt affecté;
- \* - récurrence de cinématiques similaires à différentes époques ne pouvant être distinguées par cette méthode;
- \* - déviation locale du champ de contraintes lors d'une même phase, comme c'est couramment le cas le long des grands décrochements, et création d'événements tectoniques fictifs;
- \* - permutation locale des contraintes au cours d'un même événement tectonique sans modification régionale du régime de déformation ;
- \* - non découverte d'une famille de déformation à partir d'un certain niveau stratigraphique, qui ne prouve pas l'arrêt de cette déformation (Hibsch, 1991).
- \* - création de chronologies relatives artificielles, dans le cas :
  - d'une modification locale du champ de contrainte, qui engendre des failles annexes, dont les contraintes génératrices n'ont pas valeur régionale, ou
  - d'un guidage de blocs hétérométriques, désolidarisés et entraînés le long des deux lèvres d'un accident plus important. Ces blocs, qualifiés de navettes tectoniques, sont fréquemment affectés de rotations, lesquelles génèrent, par recoupement, de nouvelles générations de stries.

- La seconde méthode d'investigation paléotectonique, l'analyse tectono-sédimentaire, est basée sur la mise en évidence des critères de précocité des paléostructures et de leur incidence sur le milieu de dépôt. Cette approche consiste à associer l'analyse structurale à l'étude sédimentologique. Elle a pour objet de mettre en évidence l'activité synsédimentaire de certaines structures tectoniques (les "déformations tectoniques précoces"), dont la mise en place intervient, dans certains cas, avant la complète lithification du sédiment.

La géométrie et les conséquences paléoenvironnementales de ces structures, et plus particulièrement celles des escarpements de faille, peuvent être estimées par l'analyse des modifications sédimentologiques environnantes, les "perturbations sédimentaires".

Les mesures microtectoniques permettent de calculer le paléo-tenseur des contraintes. La précocité de la déformation est attestée par son caractère couramment plastique, sinon par son incidence sur le milieu de sédimentation et l'analyse sédimentaire cale parfaitement bien l'âge et l'ampleur des déformations tectoniques.

C'est cette dernière approche paléotectonique que nous avons appliquée aux déformations tectoniques "synsédimentaires" des calcaires barrémo-aptiens de la plate-forme Ventoux-Lure et de ses environs, dont les déformations ont pour caractère singulier d'être de type essentiellement "plastique-cassant" sinon plicatif au cours du dépôt.

Nous présentons maintenant les outils et la méthodologie utilisés pour cette analyse.



## II - L'ANALYSE TECTONO-SEDIMENTAIRE : PRESENTATION GENERALE

La notion de tectonique synsédimentaire ou de preuves de l'existence d'une paléo-structure est relativement ancienne. Cependant, cette approche n'a guère été codifiée. Les objets paléotectoniques sont donc différemment décrits et interprétés d'une personne à l'autre, selon l'analyse qui en est faite.

C'est pourquoi nous avons cherché à constituer un catalogue (non exhaustif) des phénomènes sédimentologiques et tectoniques permettant d'aborder une analyse tectono-sédimentaire (cf. fig. 8 et annexe des publications: "Critères et méthodes d'analyse des objets tectono-sédimentaires", Ott d'Estevou *et al.*, 1991). En effet, et comme nous l'avons dit précédemment, l'expérience montre que c'est le plus souvent l'étude conjointe d'objets sédimentaires et tectoniques, soumise à une confrontation critique, qui seule permet à la fois d'estimer les conséquences paléoenvironnementales et de dater avec précision les événements orogéniques, dont on pourra ensuite définir les régimes successifs de paléocontraintes. C'est alors seulement que l'on peut définir les notions de continuum ou de superposition des régimes tectoniques.

Les phases tectoniques correspondent ainsi à un paroxysme de la déformation pour une ou plusieurs vastes régions, dont les manifestations préliminaires ou terminales, contemporaines ou non de la sédimentation, peuvent être enregistrées au sein du sédiment, sans pour autant que cela suppose nécessairement une modification radicale de la géométrie des couches sédimentaires.

De cette façon, on démontre :

- que l'activité tectonique constitue un élément fondamental de contrôle de la sédimentation;
- que cette activité est relativement continue à l'échelle des temps géologiques. On peut ainsi distinguer des déformations instantanées et des déformations continues dans le temps, pour un même état de contrainte tectonique, puis des familles de déformations différentes, correspondant à plusieurs états de contraintes superposées.

Pour être fiable, l'analyse tectono-sédimentaire doit accorder autant d'importance à chaque composante: la tectonique et la sédimentation.

En effet, son objectif est de reconnaître l'existence et l'importance d'un événement tectonique par l'ensemble des modifications qu'il impose à la sédimentation contemporaine de la déformation. Ces modifications sont de deux types et permettent deux approches différentes et complémentaires:

- l'événement tectonique est postérieur ou contemporain au dépôt structuré. Ce dernier est alors diversement déformé selon son degré de lithification et l'intensité de la contrainte qu'il subit.
- les processus sédimentologiques, postérieurs à l'événement tectonique, cicatrisent la déformation. Ils permettent d'en fixer l'âge et d'apprécier les conséquences paléoenvironnementales de la déformation.

Mais une perturbation ou un changement de la lithologie en place ou encore une modification de l'environnement de dépôt ne traduisent pas nécessairement une origine tectonique, car ils peuvent également résulter d'une compaction différentielle ou d'un processus diagénétique particulier.

La mise en évidence de paléostructures à jeu précoce (*s.l.* = synsédimentaire ou syndiagénétique) fait appel à l'utilisation de deux catégories d'objets, qui se distinguent selon leur caractère *directement* ou *indirectement* interprétable en terme de tectonique. Autrement dit, la distinction porte sur le fait qu'ils correspondent ou non à un critère structural pouvant être mesuré et permettant de définir l'état des contraintes tectoniques.

Dans cette optique, on est conduit à distinguer des déformations tectoniques précoces (critères tectoniques directs) et des perturbations synsédimentaires (induites par un événement tectonique qui n'est pas directement caractérisable).

La nature et l'importance de certaines perturbations ou déformations sont fonction, pour une bonne part, de la rhéologie du sédiment affecté, autrement dit de son degré de lithification.

Nous présentons d'abord les principaux types de comportement mécanique d'un sédiment carbonaté selon son degré de lithification. Cela nous permet ensuite de répertorier les différents cas de figure de déformations synsédimentaires (*sensu lato*) selon la rhéologie du matériel affecté et de présenter ensuite les perturbations sédimentaires qui y sont associées.

Cette démonstration correspond à la logique de la figure 8, organisée en abscisse selon trois colonnes principales, telles que "*Rhéologie du dépôt*", "*Déformations tectoniques précoces*" et "*Perturbations sédimentaires*", que nous détaillons successivement.

\* \*  
\*



### III - DEFORMATIONS D'UN SEDIMENT CARBONATE SELON SA RHEOLOGIE

Un dépôt enregistre différemment un événement tectonique selon la durée et l'intensité de la contrainte appliquée et selon sa compétence mécanique. Cette dernière, également appelée *rhéologie* (du grec *rhéo*, signifiant fluer, couler), dépend :

- des conditions physiques inhérentes au dépôt et pouvant influencer la déformation, telles que la *pression hydrostatique* et la *température*, variables selon la profondeur à laquelle se produit la déformation;
- de ses caractéristiques intrinsèques, telles que la *nature minérale* du sédiment (argileuse, détritique ou carbonatée), et sa *cohésion* inter-granulaire.

Cette variable détermine un certain degré de lithification qui évolue dans le temps selon le type de processus *diagénétique*. Ce dernier est fonction, entre autres, des *composantes chimiques du sédiment*, de sa *granulométrie*, du *taux de sédimentation* contrôlant l'enfouissement et même de l'événement tectonique.

La vitesse de lithification des calcaires barrémo-aptiens, concernés par cette étude, est un élément important pour déterminer l'âge et le caractère des déformations synsédimentaires observées.

Il ne s'agit pas ici de faire l'inventaire des conditions physiques de la compétence mécanique des roches; on pourra utilement se référer aux ouvrages spécifiques traitant de la question (Nicolas et Poirier, 1976; Goguel, 1983; Henry, 1983; Nicolas, 1984; Grolier *et al.*, 1991; Mercier et Vergely, 1992). D'autant plus que la rhéologie d'un dépôt calcaire non lithifié est différente de celle d'un dépôt sableux ou argileux et que les déformations synsédimentaires seront donc différentes pour chacune de ces lithologies.

Nous cherchons seulement à valider l'apport de l'analyse rhéologique à la méthode tectono-sédimentaire utilisée dans le présent travail.

En terme de mécanique des matériaux, la rhéologie, c'est-à-dire l'étude de la déformation des corps réels, montre que le changement de forme d'un solide idéal (\*), sous l'influence d'une contrainte et selon les conditions de pression et de température, peut s'opérer de trois façons différentes:

- la déformation élastique, qui cesse lorsque disparaît la contrainte qui lui a donné naissance (\* : solide de Hooke);
- la déformation visqueuse, proportionnelle à la force appliquée et qui est permanente lorsque la contrainte disparaît (\* : liquide de Newton);
- et la déformation plastique (ou encore rigide-plastique), également permanente après disparition de la contrainte, mais qui correspond au dépassement d'un certain seuil de la force appliquée (\* : corps de Saint-Venant).

Appliquée à un matériau quelconque, la déformation se traduit par des termes intermédiaires (visco-élastique, élasto-plastique...), le changement de forme du corps pouvant se faire de façon *continue*, à savoir sans cassure visible, ou de façon *discontinue*, c'est-à-dire qu'elle permet l'apparition d'une discontinuité séparant le corps en parties disjointes.

Le passage de la *déformation continue* à la *déformation discontinue* suppose:

- le dépassement d'une certaine contrainte limite  $\sigma_0$ , ou seuil de rupture, pouvant apparaître soit par cisaillement, soit par traction (Grolier *et al.*, 1991);
- le durcissement du matériau, devenant plus fragile et plus compétent.

Les calcaires hémipélagiques ou pélagiques à grains fins du Barrémo-Bédoulien, se sont déposés sous la forme d'une boue, présentant à l'origine une porosité considérable, principalement occupée par de l'eau. Entre la mise en place de ce dépôt saturé en eau et son état rocheux stable, le sédiment passe progressivement par trois stades de comportement mécanique distincts, proportionnels au degré de lithification: **fluide**, **plastique**, puis **rigide**.

Pour un échantillon argileux, sa rhéologie est fluide ou plastique, selon la quantité d'eau emprisonnée entre les feuillettes.

Les sédiments carbonatés ou sableux peuvent, quant à eux, passer successivement par les trois états rhéologies différents.

Les trois termes, fluide, plastique et rigide, ne correspondent pas, pour notre analyse, à la classification rhéologique utilisée en mécanique des matériaux. Ils définissent trois types de cohésion intergranulaire différents et graduellement croissants selon la maturité diagénétique du dépôt. La description de l'état rhéologique d'un sédiment implique donc que son comportement mécanique corresponde à une certaine tranche de temps.

Une contrainte tectonique appliquée à un dépôt sédimentaire se traduit soit par une déformation continue, c'est-à-dire sans fracture, soit par une déformation discontinue, autrement dit cassante. L'utilisation de ces deux termes suppose que l'on définisse l'échelle d'observation. En effet, un pli d'ordre plurimétrique correspond globalement à une déformation continue, mais il peut être également affecté à plus petite échelle par une fracturation (d'intrados ou d'extrados). L'emploi de ces termes est limité ici à des échantillons d'ordre tout au plus métrique.

Les deux types de déformations, continue et discontinue, peuvent exister à l'état fossile, la seconde pouvant succéder, voire coexister avec la première. Le seuil de rupture correspond à l'apparition d'une *fracture (sensu lato)*, si l'intensité de la contrainte et si le degré de cohésion inter-granulaire sont suffisants pour le permettre. Ce qui suppose que le sédiment ait une certaine rhéologie et donc une certaine compétence au cisaillement. Une fracture peut apparaître dans un matériau de rhéologie plastique, intermédiaire entre les domaines fluide et rigide, si la contrainte est brutale ou si elle est continue dans le temps.

Autrement dit, un sédiment fin, carbonaté ou gréseux (Petit et Laville, 1987), en cours de lithification et à consistance plastique, peut très bien faire l'objet de déformations continues puis (ou simultanément) discontinues (un matériau plastique pouvant se déformer de façon continue jusqu'au dépassement de son seuil de rupture où il se fracture, si la contrainte se poursuit ou s'amplifie). Le dépôt peut donc être corrélativement fracturé en un point et se démanteler sous forme de paquets contournés en un autre point.

Cela signifie que les déformations continue et discontinue ne traduisent pas un état rhéologique, mais qu'elles sont la somme d'une contrainte d'intensité déterminée, appliquée à un dépôt, présentant un degré donné de lithification.

Le passage et la vitesse de cette évolution d'un état rhéologique à un autre lors des processus diagénétiques sont avant tout fonctions de la nature même du sédiment. C'est pourquoi ces transitions progressives **fluide-plastique** et **plastique-rigide** sont relativement floues.

L'analyse tectono-sédimentaire procède donc de la détermination du type de déformation que peut subir le sédiment lors de sa mise sous contrainte, et ce, corrélativement à sa rhéologie.

- Si le sédiment est trop meuble et donc gorgé d'eau, c'est toute sa masse qui se déforme par fluage.
- Si le dépôt est partiellement, voire totalement, lithifié, la contrainte tectonique se traduit par l'apparition d'une fracture de type plastique-cassant ou rigide-cassant.



On est ainsi amené à distinguer, selon l'existence ou non de fractures, deux grandes familles d'objets pouvant être d'origine tectonique, et qui ne sont pas incompatibles entre elles:

- des **déformations hydroplastiques**, *sensu lato*, pour le domaine rhéologique *fluide-plastique*. En terme de résistance à la contrainte, elles correspondent à des "déformations continues" et sont, du point de vue tectono-sédimentaire, rattachées aux "perturbations sédimentaires".

Le mot hydroplastique désigne surtout une rhéologie de dépôt peu ou pas lithifié, déformé dans toute sa masse, sans fracturation. Cependant, ce terme sera parfois utilisé pour qualifier les déformations d'un matériel faiblement lithifié et de compétence plastique, devenant cassantes à terme. Ces dernières sont alors qualifiées de "fracturations hydroplastiques".

- Les **déformations rigides**, plicatives ou cassantes, concernant le domaine *plastique-rigide*, et qui sont rattachées aux "déformations tectoniques précoces" lorsqu'elles interviennent de façon *syngénétique*.

Si l'objet tectonique est représenté par une faille active, contemporaine de la sédimentation, il délimite deux compartiments, **A** et **B**, avec ou sans rejet vertical, dont les dépôts et leurs rhéologies respectives, sont identiques ou différents.

A partir des trois états physiques, fluide, plastique ou rigide, que peut avoir un sédiment carbonaté au cours de sa diagenèse, tous les cas de figures peuvent être représentés.

A ceci près que le compartiment **A**, compartiment surélevé (au sens morphologique du terme), ne peut présenter un moindre degré de lithification que le compartiment **B**, abaissé.

Nous présentons cinq situations différentes permettant de représenter la quasi-totalité des observations tectoniques et sédimentaires faites sur le terrain (on considère ici que la rhéologie plastique est susceptible d'enregistrer des déformations cassantes). La répartition verticale, sur la figure 8, des déformations tectoniques précoces et des perturbations sédimentaires associées à un événement tectonique est reportée selon chaque compartiment (fig. 8).

### 1- Rhéologies de type fluide-fluide

Le comportement de type fluide-fluide ne permet pas l'enregistrement d'une activité cassante et ne peut donc pas créer d'escarpement de faille en surface.

L'existence d'un événement tectonique *syngénétique* vrai, c'est-à-dire contemporain du dépôt, peut néanmoins être visible. Le passage d'ondes sismiques dans le sol peut engendrer des "séismes"; il peut y avoir un rejet structural en profondeur au sein de matériaux déjà lithifiés. Cette déformation se traduit à l'interface eau-sédiment par des turbidites, des slumps, etc. Mais toutes les modifications subies par le dépôt ne sont pas nécessairement d'origine tectonique; elles peuvent traduire des mécanismes de compaction ou de diagenèse (souvent différentielles, sinon précoces ou tardives).

### 2- Rhéologies de type plastique-plastique

A priori, les dépôts en **A** et **B** sont de même âge. La fracturation est *syndiagenétique* car elle affecte un sédiment partiellement lithifié. Il s'agit donc d'une déformation *synlithification* et "syngénétique relative" (*cf.* chapitre suivant).



| EVENEMENT TECTONIQUE | RHEOLOGIE DU DEPOT PAR RAPPORT A LA FAILLE |           | DEFORMATIONS TECTONIQUES PRECOCES |                     |                 |        |                      |                      |                       | PERTURBATIONS SEDIMENTAIRES |  |                   |                |                  |                    |                                |                    |                      |                |                         |                      |                     |                       |                  |                      |                                     |                              |                       |                            |                             |             |               |       |                            |           |                       |                         |                   |                     |                               |                                      |                            |                          |              |
|----------------------|--|-----------|-----------------------------------|---------------------|-----------------|--------|----------------------|----------------------|-----------------------|-----------------------------|--|-------------------|----------------|------------------|--------------------|--------------------------------|--------------------|----------------------|----------------|-------------------------|----------------------|---------------------|-----------------------|------------------|----------------------|-------------------------------------|------------------------------|-----------------------|----------------------------|-----------------------------|-------------|---------------|-------|----------------------------|-----------|-----------------------|-------------------------|-------------------|---------------------|-------------------------------|--------------------------------------|----------------------------|--------------------------|--------------|
|                      | COMPARTIMENT A                             |           | TECTOGLYPHES                      | OBJETS TECTONIQUES  |                 |        |                      |                      |                       |                             | TYPES DE DEPOT ET PHENOMENES SIGNIFICATIFS |                   |                |                  |                    |                                |                    |                      |                |                         |                      |                     |                       |                  |                      |                                     |                              |                       |                            |                             |             |               |       |                            |           |                       |                         |                   |                     |                               |                                      |                            |                          |              |
|                      | FAILLE                                     |           |                                   |                     |                 |        |                      |                      |                       |                             | SUR LA FAILLE                              |                   |                |                  |                    |                                |                    | PROCHES DE LA FAILLE |                |                         |                      |                     | DISTANTS DE LA FAILLE |                  |                      |                                     | GEOMETRIE INDUITE DES DEPOTS |                       |                            |                             |             |               |       |                            |           |                       |                         |                   |                     |                               |                                      |                            |                          |              |
|                      | COMPARTIMENT B                             |           | DEGRE DE FIABILITE                |                     |                 |        |                      |                      |                       |                             |  |                   |                |                  |                    |                                |                    |                      |                |                         |                      |                     |                       |                  |                      |                                     |                              |                       |                            |                             |             |               |       |                            |           |                       |                         |                   |                     |                               |                                      |                            |                          |              |
| FLUIDE               | FLUIDE                                     | PLASTIQUE | PLASTIQUE                         | STRIE MOLLE, COURBE | CANNELURE MOLLE | LUNULE | CUPULE D'ARRACHEMENT | CRAYON DE GLISSEMENT | PLAN DE FAILLE SINEUX | BOUDINAGE - ETIREMENT       | MICROSCHISTOSITE                           | CROCHON PLASTIQUE | DYKE NEPTUNIEN | FENTE DE TENSION | NICHE D'ECRETEMENT | DEMANTÈLEMENT DE L'ESCARPEMENT | INDURATION PRÉCOCE | KARSTIFICATION       | BIOPERFORATION | ENCROÛTEMENT BIOLOGIQUE | ENCROÛTEMENT MINÉRAL | BRÈCHE À "COUSSINS" | BRÈCHE AUTOCLASTIQUE  | DYKE D'INJECTION | FAILLE DE COMPACTION | SÉISMITE (EXPULSION DE FLUIDE S.L.) | TRONCATURE                   | CANNELURE DE COLLAPSE | FOND DURCI/NIVEAU CONDENSÉ | MODIFICATION HYDRODYNAMIQUE | OLIOLITHITE | MÉGATURBIDITE | SLUMP | BRÈCHE INTRAFORMATIONNELLE | TURBIDITE | DISCORDANCE ANGULAIRE | DISCORDANCE PROGRESSIVE | DRAPAGE - MOULAGE | BISEAU SÉDIMENTAIRE | VARIATION BRUTALE D'ÉPAISSEUR | CHENAL LONGITUDINAL (DÉPÔT - CENTRE) | CHENAL TRANSVERSE (CANYON) | PASSAGE LATÉRAL DE FACÈS | PROGRADATION |
| FLUIDE               | FLUIDE                                     | PLASTIQUE | PLASTIQUE                         | STRIE MOLLE, COURBE | CANNELURE MOLLE | LUNULE | CUPULE D'ARRACHEMENT | CRAYON DE GLISSEMENT | PLAN DE FAILLE SINEUX | BOUDINAGE - ETIREMENT       | MICROSCHISTOSITE                           | CROCHON PLASTIQUE | DYKE NEPTUNIEN | FENTE DE TENSION | NICHE D'ECRETEMENT | DEMANTÈLEMENT DE L'ESCARPEMENT | INDURATION PRÉCOCE | KARSTIFICATION       | BIOPERFORATION | ENCROÛTEMENT BIOLOGIQUE | ENCROÛTEMENT MINÉRAL | BRÈCHE À "COUSSINS" | BRÈCHE AUTOCLASTIQUE  | DYKE D'INJECTION | FAILLE DE COMPACTION | SÉISMITE (EXPULSION DE FLUIDE S.L.) | TRONCATURE                   | CANNELURE DE COLLAPSE | FOND DURCI/NIVEAU CONDENSÉ | MODIFICATION HYDRODYNAMIQUE | OLIOLITHITE | MÉGATURBIDITE | SLUMP | BRÈCHE INTRAFORMATIONNELLE | TURBIDITE | DISCORDANCE ANGULAIRE | DISCORDANCE PROGRESSIVE | DRAPAGE - MOULAGE | BISEAU SÉDIMENTAIRE | VARIATION BRUTALE D'ÉPAISSEUR | CHENAL LONGITUDINAL (DÉPÔT - CENTRE) | CHENAL TRANSVERSE (CANYON) | PASSAGE LATÉRAL DE FACÈS | PROGRADATION |

Figure 8 : Tableau des principaux objets nécessaires à l'analyse tectonosédimentaire (liste non exhaustive) (D'après Ott d'Estevou, Kandel, Montenat, Hibs, Barrier, 1991).



### 3- Rhéologies de type rigide-plastique

L'escarpement délimite des compartiments de rhéologies différentes. On distingue un rigide *actif* d'un rigide *inerte*.

3-a Le rigide *actif* est déterminé par une activité tectonique contemporaine de la diagenèse du compartiment B;

3-b le rigide *inerte* correspond à l'envoyement d'une morphologie positive que constitue le compartiment A. Celui-ci peut être d'origine tectonique, mais sa mise en place et sa délimitation sont antérieures au dépôt plastique situé en contrebas en B; raison pour laquelle nous n'y avons pas reporté de flèche indicatrice du mouvement de la faille.

Le contact entre un bloc "rigide inerte" et une série plastique de recouvrement ou de placage peut être sujet à la mise en place de tectoglyphes (stries "molles", étirement des couches, etc.), par simple compaction des couches plastiques (Beaudoin *et al.*, 1983). Ces déformations peuvent mimer parfaitement bien certaines structures tectoniques vraies (Beaudoin *et al.*, 1986; Bergerat et Csontos, 1987; Joseph *et al.*, 1987), mais elles n'ont, bien sûr, pas de signification tectonique. Pour autre exemple, des déformations atectoniques par compaction interviennent fréquemment dans les séries situées au droit d'un accident "ancien" déjà cicatrisé, mais dont le rejet vertical peut être accusé simplement par le poids des sédiments sus-jacents, lesquels se déforment plastiquement s'ils ne sont pas lithifiés.

On remarque, en général, que ces tectoglyphes, notamment les stries, ou autres déformations, ont toujours des plongements proches de l'aval-pendage des surfaces de glissement, et ce, quelque soient leurs directions. Leur analyse, en terme de contraintes, traduit nécessairement une distension radiale, de signification purement lithostatique ou gravitaire (*cf.* chapitre "fracturation hydroplastique").

Dans les deux cas, 3-a et 3-b, les dépôts peuvent être diachrones (le matériel peut être beaucoup plus vieux en A qu'en B) ou synchrones (diagenèse précoce du compartiment A ou retard de lithification du compartiment B).

### 4- Rhéologies de type rigide-rigide

Seules quelques roches sédimentaires, cohérentes et cohésives dès leur dépôt ou leur constitution, telles que les *beach rocks* ou les édifices bioconstruits, entrent dans cette catégorie.

Les perturbations sédimentaires, et notamment le cachetage des déformations par des dépôts post-tectoniques, sont alors les seuls moyens de déterminer le caractère synsédimentaire de la déformation cassante.

Nous verrons par la suite que les déformations synlithifications affectant un dépôt de rhéologie encore plastique sont les plus fiables pour déterminer le caractère précoce de la déformation. Néanmoins, et quels que soient les différents cas de figures présentés auparavant, il est toujours nécessaire d'avoir recours à l'analyse des perturbations sédimentaires contemporaines ou postérieures à l'événement tectonique afin de valider le caractère synsédimentaire des déformations.

\* \*

\*



## IV - LES DEFORMATIONS TECTONIQUES PRECOCES

### A - CONTEXTE SEDIMENTAIRE DE LA FRACTURATION PRECOCE

Les "déformations tectoniques précoces" correspondent à des dislocations tectoniques d'une couche sédimentaire superficielle d'âge connu.

Le terme de "précoce", rapporté au sédiment déformé, signifie que les déformations tectoniques sont intervenues durant une période de sédimentation (c'est-à-dire un intervalle sédimentaire donné) ou peu de temps après le dépôt. L'âge des structures tectoniques et leurs rapports avec les dépôts récemment déposés peuvent être estimés par l'analyse du caractère particulier des déformations et des perturbations sédimentaires qui y sont associées.

A l'échelle de la structure tectonique, les déformations tectoniques précoces sont tout au plus pénécemporaines du dépôt. En effet, l'apparition d'une fracture au sein d'un matériel sédimentaire suppose que celui-ci soit déjà suffisamment induré et donc au moins en cours de lithification. Par conséquent, la fracturation est précoce par rapport à la lithification. Rappelons encore qu'une fracture peut être d'origine tectonique ou résulter de la compaction, et nous verrons ensuite comment distinguer ces deux types d'objets.

Autrement dit, la fracturation précoce, c'est-à-dire la création d'un plan de rupture ou d'une surface de glissement, est au mieux synsédimentaire d'une unité lithologique, mais elle n'est pas véritablement synsédimentaire, du dépôt. On dit qu'elle est de type synsédimentaire relatif (*cf. fig. 8*), c'est-à-dire syn- ou post-diagénétique. Hormis le cas de niveaux déposés à l'état rocheux (édifices bioconstruits, *beach rocks*, ...), il ne peut y avoir de déformations synsédimentaires vraies, dans le sens où, du point de vue des structures précoces, le terme de "déformation" suppose, pour cette analyse, l'apparition d'une fracture.

Un intervalle de temps relativement restreint entre le dépôt déformé et les séries fossilisantes, voire une continuité de sédimentation entre les deux unités lithologiques, permettent quand même de parler, de manière courante, de déformation synsédimentaire (*i.e. sensu lato*).

Cette définition du mot "déformation" permet, nous le rappelons, de distinguer les objets purement tectoniques, dont la lecture et l'interprétation sont directement interprétables comme tels, des "perturbations sédimentaires", qui ne sont que les indices plus ou moins fiables de la mise en place d'une structure ou d'un événement tectonique. Mais ce n'est qu'un problème de vocabulaire.

En effet, à l'échelle de la séquence sédimentaire, les déformations tectoniques précoces peuvent être contemporaines ou pénécemporaines de la sédimentation. Les dépôts superficiels, non lithifiés, ne sont pas fracturés, mais ils enregistrent l'activité tectonique par des "perturbations sédimentaires". C'est le cas de structures pérennes (plis ou failles), actives durant une période de sédimentation continue. Cet exemple, très courant, permet la mise en place simultanée de déformations tectoniques précoces, rigides, puis plastiques syndiagénétiques, en profondeur, et de perturbations sédimentaires très variées, en surface.

La mise en place "synsédimentaire" d'un escarpement affecte généralement un dépôt différemment induré en profondeur et en surface; le sédiment pouvant être partiellement ou au contraire totalement lithifié lors de sa mise sous contraintes (déformations syn- ou post-diagénétiques). L'existence d'une fracture est donc fonction du "gradient" rhéologique du sédiment, c'est-à-dire de l'évolution verticale et latérale de son degré de lithification.

Deux cas de figures peuvent se présenter:

- la création de l'escarpement intervient durant la sédimentation. Il se traduit en profondeur par un rejet structural des lithologies indurées, et en surface par des perturbations sédimentaires, situées au droit de la faille ou proches de celle-ci;

- l'escarpement apparaît durant un arrêt de sédimentation et se répercute jusqu'à l'interface eau/sédiment, si la maturité diagénétique de ce dernier le permet.

Mais quelles que soient les conditions diagénétiques ou sédimentologiques, il est possible au départ de distinguer deux types de fracturation, selon que cette dernière affecte un matériel parfaitement induré et fragile ou un matériel en cours de lithification, de compétence plastique.

On notera, à ce titre, certaines convergences morphologiques entre la déformation plastique synsédimentaire (*s.l.*), intervenant de façon superficielle, avec la déformation "ductile", intervenant en profondeur (exemple du "boudinage"), par conjonction de pressions et températures très élevées. L'existence de perturbations sédimentaires, à l'interface eau/sédiment et l'absence de calcite, dans le premier cas, permet d'emblée de les différencier sur le terrain.

Dans le cas d'un matériel fragile, l'identification d'une activité tectonique synsédimentaire ne pourra être faite que par l'interprétation des perturbations sédimentaires induites pendant ou juste après le mouvement;

Dans le cas d'un matériel plastique, le dépôt est en cours de lithification et sa déformation, selon sa rhéologie, sera fluide ou plastique; les perturbations sédimentaires confirmant le caractère syndiagénétique des structures tectoniques.

A partir d'un certain degré de compétence mécanique, la plasticité d'un matériel sédimentaire soumis à des contraintes tectoniques confère à la fracturation résultante des formes singulières (*cf. fig 11 et 13*).

Elles sont comparables aux déchirures et cisaillements que subirait un morceau de pâte à modeler ou une plaque de silicone, après les avoir malaxés ou mis sous contraintes.

Ces objets tectoniques, de formes très variées, sont regroupés sous le terme général de "fracturation hydroplastique". Nous verrons ensuite que, dans certains cas, cette dernière peut résulter de mécanismes non pas tectoniques mais diagénétiques et/ou compactionnels.

Si la rhéologie du dépôt est à tendance fluide, l'événement tectonique se traduit par des déformations d'écoulement ou de glissement de la masse du sédiment, dont les mécanismes sont principalement gravitaires ou encore dus à une modification de la pression hydrostatique, avec phénomène thixotropique et remobilisation "fluidale" consécutive. Ces objets, dépourvus de plan de fracturation et correspondant à une modification globale de l'agencement initial du sédiment, sont qualifiés de "déformations hydroplastiques". Celles-ci peuvent être de type synsédimentaire vrai (à l'interface eau/sédiment et durant une période de sédimentation) ou de type synsédimentaire relatif (syndiagénétique). Leur absence de signification directement tectonique les oppose à la fracturation hydroplastique (*cf. chap. III*, sur la signification du mot hydroplastique).

Les déformations cassantes à caractère précoce (synsédimentaire ou syndiagénétique) d'un matériel plastique ou parfaitement lithifié sont les "critères directs" d'un événement tectonique. Leur reconnaissance sur le terrain suppose l'existence de conditions sédimentologiques et diagénétiques particulières, propices d'emblée à la détermination plus ou moins précise de l'âge d'un événement tectonique.

Pour être objective, cette analyse suppose aussi que l'on ait identifié le type et la vitesse du processus diagénétique du sédiment affecté, ainsi que son niveau d'enfouissement éventuel lors de la déformation. Mais ces deux paramètres sont généralement difficiles à appréhender. C'est pourquoi de telles structures, pour être rigoureusement authentifiées, doivent être, au moins localement, à l'origine de "perturbations sédimentaires" (démantèlement bréchiq, drapage sédimentaire...) dûment identifiées, ou mieux encore, être scellées par celles-ci (discordance angulaire, par exemple).

Après que leur caractère précoce ait été identifié, les déformations cassantes sont soumises à l'analyse tectonique (*cf. Chap. second "Méthodologie de l'analyse structurale"*): cela permettent finalement l'interprétation des événements tectoniques en terme de paléo-déformations ou de paléo-contraintes.



## B - LES FRACTURES OUVERTES A REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE

Une fissure superficielle, quelle qu'elle soit, ouverte dans un substrat rocheux ou dans un dépôt partiellement lithifié, ne reste jamais ouverte et vide très longtemps. Le remplissage gravitaire donne naissance à un **filon sédimentaire**, si la fissure est étroite, ou à un **amas bréchiq**ue sans forme particulière, si l'ouverture est assez grande. Si l'on connaît l'âge du remplissage, on peut dater l'ouverture avec une bonne précision.

L'utilisation de ces objets en tectonique doit être faite avec prudence, les pièges ne manquent pas. En effet, toutes les fissures ouvertes n'ont pas nécessairement de signification tectonique. De plus, l'ouverture peut être néoformée ou réemprunter une discontinuité tectonique préexistante, auquel cas l'âge et la mesure de l'orientation du filon sédimentaire ne permettent ni de dater, ni de caractériser l'événement paléotectonique à l'origine de la fracture. Enfin, les filons sédimentaires peuvent être confondus avec les filons d'injection, dont le remplissage tardif, ne résultant pas d'un processus sédimentaire, ne fossilise pas l'ouverture.

Il y a deux façon de créer une ouverture au sein d'une roche déjà constituée, selon un processus: - *chimique*, par dissolution et érosion météorique le long d'une fissure,  
- *mécanique*, par déplacement ou écartement des deux lèvres d'une fracture.

Ces deux processus permettent la mise en place de deux types de gisements sédimentaires différents, pouvant fossiliser ou traduire une ancienne fissure tectonique: les remplissages karstiques et les filons sédimentaires.

### 1 - Les remplissages karstiques

La dissolution karstique des massifs calcaires s'opère préférentiellement selon les plans de diaclases, organisés en réseau, ou selon d'autres fractures, ayant préalablement affectées ces édifices carbonatés. Le développement de l'altération permet le dépôt de sédiments (argilites, brèches rouges, altérites, phosphates), donnant ainsi la possibilité de dater l'âge de l'ouvertures des fissures.

\* L'étude de leur répartition dans le réseau karstique a permis à **Combes et Peybernes (1987, 1989a, 1989b)** d'identifier le rôle prépondérant joué par la tectonique dans le génèse de certains gisements de bauxites des Pyrénées ariégoises et basco-béarnaises. Ces auteurs mettent en évidence l'activité de failles normales synsédimentaires du Jurassique supérieur ou du Crétacé inférieur, qui déterminent une succession de blocs faillés. La mise en place polyphasée des bauxites s'est opérée de préférence le long des paléoescapelements de failles.

\* L'altération karstique a permis à **Guery (1984)** de reconnaître certains événements tectoniques du Jurassique supérieur dans le bassin d'Estramadura (Portugal). Cette région est le siège, au Kimméridgien supérieur, de l'individualisation morphostructurale d'une plate-forme carbonatée, à l'Est, et d'un bassin profond marneux, à l'Ouest. Les bordures de ces domaines, de sédimentation différenciée, sont les témoins d'une structuration de la marge passive atlantique. L'auteur décrit l'altération continentale des calcaires récifaux jurassiques, structurés en blocs basculés. Elle correspond à de minces placages conglomératiques et à des dissolutions karstiques en spéléothèmes, scellées par les marnes portlandiennes surincombantes. Cette altération est drainée par le réseau des diaclases qui sont associées aux escarpements majeurs de failles normales.

\* Mes travaux préliminaires sur les séries tertiaires du bassin de Malaucène - Vaison-la-Romaine, m'ont donné l'occasion d'observer un karst d'âge éocène. Le remplissage des séries conglomératiques rouges est contrôlé, à l'Est, par le paléoescapelement faillé de la bordure occidentale du Mont-Ventoux (Portail Saint-Jean, au Sud de Malaucène).

## 2 - Les filons sédimentaires

L'écartement des deux lèvres d'une cassure préexistante, ou néoformée, crée une fente, ouverte vers le haut et pouvant être très profonde selon les cas (jusqu'à plusieurs dizaines de mètres). Le remplissage sédimentaire *per descensum* de la fente aboutit à la création d'un filon sédimentaire, appelé **dyke neptunien**, lorsque le remplissage est sous-aquatique (fig. 8 : Objets tectoniques précoces). Ce mouvement relatif de deux compartiments peut correspondre à une contrainte tectonique, ou à une décompression de la roche, lorsqu'elle est soumise à la gravité. Un bon exemple en est l'"appel du vide" le long de certaines falaises, soumises à la décompression lithostatique, dont les bordures sont affectées d'une multitudes de fentes ouvertes (**Blanc, 1975**). Le stade ultime de leur écartement aboutit à des écroulements de blocs rocheux, ultérieurement emballés dans un autre sédiment.

Une autre forme de filons sédimentaires, les dykes d'injections, diffèrent des dykes neptuniens par leur mécanisme de remplissage, non plus sédimentologique mais mécanique (par injection d'un fluide sous pression, cf. V, A, 1, a-2 : Les figures de liquéfaction). Le terme de dyke sédimentaire est donc réservé aux dykes neptuniens.

D'un point de vue tectono-sédimentaire, il importe de distinguer une *ouverture néoformée* et résultant d'une contrainte tectonique, d'une *ouverture héritée* d'une discontinuité tectonique préexistante. Nous présentons rapidement quelques exemples de remplissages sédimentaires décrits par les auteurs.

### a - Ouverture tectonique néoformée

Elle peut correspondre à une fente de tension, apparaissant pendant ou après la lithification du dépôt. Le remplissage sédimentaire est quasi-contemporain de la déformation. Des figures géotropes permettent d'identifier le degré d'induration de l'encaissant et de connaître sa position initiale, selon l'axe vertical, au moment de la déformation.

**Beaudoin** et ses collaborateurs ont décrits différents réseaux complexes de filons gréseux encaissés dans les séries marno-calcaires de l'Aptien supérieur et marno-gréseuses de l'Albien inférieur et moyen du domaine vocontien. Durant cet intervalle de temps, le bassin est caractérisé par une sédimentation dynamique et cyclique. Elle évolue, pour chaque séquence, d'un pôle marneux, puis marno-calcaire, vers un pôle marno-gréseux, au sommet. Les paroxysmes du détritisme correspondent à des venues turbiditiques au sommet de l'Aptien supérieur et de l'Albien supérieur. La répartition de ces turbidites est contrôlée par des morphologies tectoniques en creux, affectées de plusieurs directions de fracturation. Les venues turbides s'infiltrèrent dans ces fractures ouvertes jusqu'à, localement, s'injecter latéralement entre les bancs sous-jacents les moins compétents. Le remplissage marin *per descensum* permet de qualifier ces filons sédimentaires de **dykes neptuniens**.

\* **Beaudoin et Friès (1982), Friès et Beaudoin (1985), puis Friès (1987)** présentent un réseau de filons gréseux recoupant les séries marno-gréseuses de l'Albien supérieur de Bevens, situé au Nord-Ouest du secteur A, de Peipin (précisément à six kilomètres à l'Ouest de Sisteron). Le matériel sédimentaire du remplissage provient d'une turbidite d'âge albien supérieur (séquence A4, cf. **Première Partie, III, B** : Les séquences sédimentaires de l'Albien). Ces **dykes neptuniens** pénètrent la série sous-jacente sur 150 mètres de profondeur, jusqu'à recouper le Clansayésien (séquence K1). Organisés selon deux familles orthogonales, ces filons sont localisées sur les bordures de compartiments de failles normales synsédimentaires. La compaction ultérieure déforme certains filons en "plis pygmatiques".

\* **Beaudoin et al. (1983)** citent le cas des filons sédimentaires aptiens supérieurs du synclinal de Rosans, à vingt-trois kilomètres au Nord-Est de Buis-les-Baronnies (secteur E). Le remplissage provient cette fois de la turbidite clansayésienne (séqu. K2).



Celle-ci s'infiltré dans des fractures précoces, ouvertes dans les bancs calcaires du Clansayésien inférieur (séqu. K1), et s'injecte horizontalement entre les bancs marneux et à la base de cette série, donnant naissance à des *sills* gréseux sédimentaires.

Ce troisième type de filon sédimentaire, intermédiaire, d'un point de vue génétique, entre le dyke neptunien et le dyke d'injection, profite ainsi de discontinuités préexistantes, les joints de stratification et la discontinuité #6.

### b - Ouverture héritée d'une discontinuité

Qu'elle soit la conséquence d'une contrainte ou de l'activité d'une structure tectonique ou non, l'ouverture de fentes réutilise le plus souvent les discontinuités mécaniques préexistantes de la roche. Celles-ci correspondent à une direction de fracturation, à la foliation ou à la schistosité des roches métamorphiques, à des fissures de retrait, apparaissant lors du refroidissement du matériel volcanique, ou encore, au tracé en surface d'une faille.

\* Vachard *et al.* (1987) puis Montenat *et al.* (1991) ont caractérisé plusieurs générations de filons sédimentaires, dont les modalités de mise en place sont conditionnées par l'activité des escarpements sous-marins plio-pléistocènes de la marge du détroit de Messine. Le jeu normal synsédimentaire de ces failles a eu pour résultat: (1) une brusque augmentation de la bathymétrie dans le compartiment aval; (2) la création d'un escarpement sous-marin; (3) la décompression brutale des compartiments surélevés qui engendre, dans les bandes de déformation associées aux plans de rupture principaux, une multitude de fentes ouvertes sub-verticales (fig. 9, et fig. 15). Certaines réempruntent la fracturation initiale due au jeu de l'escarpement, d'autres sont néoformées (fig. 9 - A et B).

Ces fractures ouvertes jouent le rôle de drains et se remplissent *per descensum* de sédiment, préalablement déposé au-dessus des ouvertures, ou situé à leur proximité et glissant vers les fentes par destabilisation sur la pente de l'escarpement (fig. 9 - A et B; fig. 15, stades 2 à 5).

### 3 - Analyse tectonique des paléo-fractures ouvertes

Une fente peut donc avoir trois origines possibles et donc trois approches tectoniques différentes. Elle résulte :

- de l'élargissement karstique d'une fracture;
- d'une décompression d'un escarpement de faille, voire d'un étirement dans une masse lithologique brutalement mise en mouvement, tel qu'un olistostrome (Bordet *et al.*, 1982);
- d'une contrainte tectonique.

Nous avons vu que l'origine tectonique d'une ouverture karstique peut être identifiable, ce qui est moins évident pour les autres. Pour identifier leur origine tectonique, il faut chercher l'organisation des fractures ouvertes selon un réseau structural et leur association avec d'autres structures tectoniques. Plusieurs indices permettent d'identifier l'origine tectonique des dykes neptuniens.

- L'existence de plusieurs générations de *dykes* sédimentaires se recoupant dans le temps permet d'emblée de supposer l'origine tectonique de l'ouverture des fentes.

- Les fentes de tension, susceptibles de devenir des dykes neptuniens, sont généralement associées à des stylolithes, dont l'analyse des directions des pics permet de déduire le synchronisme tectonique.

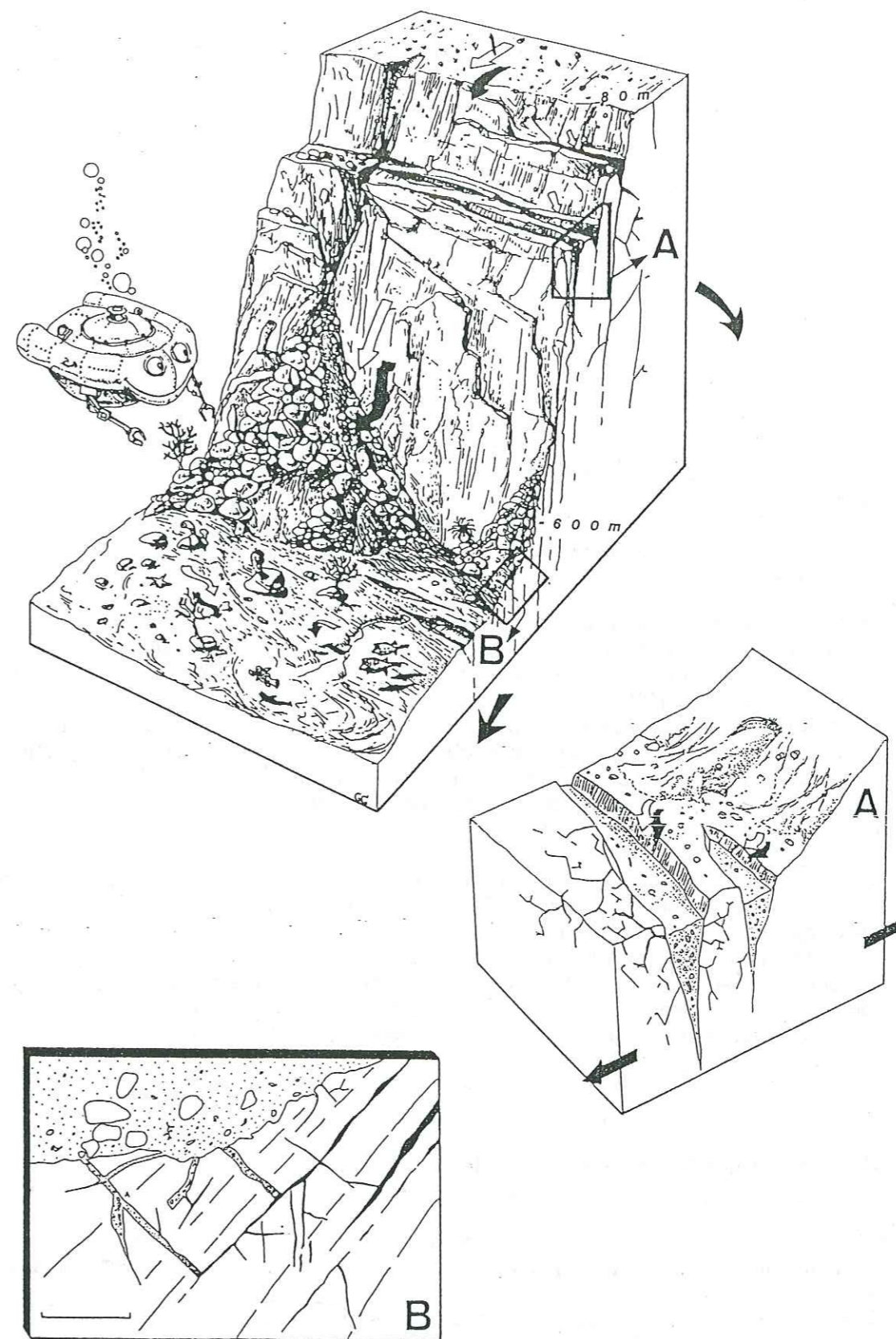


Figure 9 - EXEMPLES DE DYKES NEPTUNIENS affectant les bordures hautes d'un escarpement de faille sous-marin (Marge de détroit de Messine, Italie) au Plio-Pléistocène : création de fentes ouvertes par la brusque surrection d'un compartiment et remplissage sédimentaire (flèches) *per descensum*. D'après Vachard *et al.*, 1987, modifié.  
A et B : Détails du remplissage sédimentaire des fractures



- L'orientation et la pente de plusieurs filons sédimentaires regroupés en essais, ainsi que la direction et l'ampleur des ouvertures peuvent permettre de reconnaître le tracé d'accidents (Barrier, 1984). Bien que non visibles à l'affleurement ou enfouit sous une série de recouvrement, ils peuvent être réactivés et provoquent une fracturation des niveaux supérieurs.

- L'organisation des filons sédimentaires peut se faire en échelons sur une direction, ou selon un réseau de directions conjuguées, à la façon de fentes de tension ou de failles associées (selon le schéma de cisaillement simple). La répartition géométrique des filons permet d'associer ces objets à un régime tectonique identifiable. Ce dernier pouvant être alors comparé aux contraintes déterminées pour le jeu des failles limitrophes.

- Les fentes, ouvertes par décompression d'un escarpement de faille, ont des directions inféodées à celle de l'accident principal: unidirectionnelles, les fentes sont parallèles à l'escarpement, bi-directionnelles, elles sont obliques à l'escarpement, d'environ 20° de part et d'autre, ou l'une des deux directions est parallèle à la faille (cf. fig. 15).

Ainsi, l'ouverture n'est pas directement tectonique, mais elle est représentative d'une direction structurale importante, dont elle ne date pas l'activité, mais dont elle confirme l'activité antérieure et l'importance morphologique.

- L'association polyphasée de dykes neptuniens et de filons clastiques d'injections (cf. V, A, 1, a-2) : Les figures de liquéfaction, est un bon critère de l'activité paléosismique d'un escarpement de faille (Montenat et al., 1984; Prat et al., 1986; Montenat et al., 1991). Montenat et al. (1991) l'ont bien montré pour les paléoescarpements du détroit de Messine. Ils concluent que l'association des deux types de filons, de significations génétiques pourtant différentes, est caractéristique de l'activité de blocs faillés en contexte distensif. La comparaison de l'orientation des différents filons et de l'escarpement de failles permet de déduire l'origine tectonique de ces fractures, inféodées au jeu de la faille.

Nous renvoyons le lecteur à la description des dykes d'injections pour la figuration et l'interprétation structurales pouvant être faites à partir de l'analyse conjointe de ces deux types d'objets (cf. fig. 15).

A ce titre, une association similaire des deux catégories de dykes sédimentaires, dyke neptunien et dyke d'injection, a été utilisée comme argument tectono-sédimentaire pour détecter l'activité, en Calabre, de paléo-failles normales jurassiques, reprises en failles inverses chevauchantes, au Tertiaire (Bouillin et al., 1988) (fig. 10).

### C - LA FRACTURATION HYDROPLASTIQUE

Il s'agit maintenant de définir les déformations tectoniques de type "plastique-cassant", contemporaines de la diagenèse ou du dépôt même d'une série carbonatée ou gréseuse.

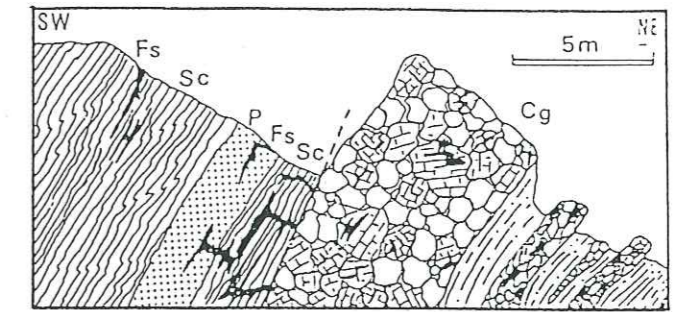
Comme nous l'avons dit auparavant, une déformation syndiagénétique peut, tout aussi bien, correspondre à la structuration d'un matériel encore plastique ou au contraire à celle d'un dépôt précocement induré. Mais, dans ce dernier cas, les modalités de la rupture, avec ou sans rejet, sont celles des déformations classiques de l'analyse structurale en tectonique cassante, dont l'approche que nous en avons faite est présentée plus loin (cf. Chapitre second, "Méthodologie de l'analyse structurale").

L'identification et la datation de ces structures cassantes d'un matériel rocheux ne peuvent être faites que par l'analyse des perturbations sédimentaires qui y sont associées.

Le Jurassique de LONGOBUCCO, ITALIE

J.-P. BOUILLIN, R. MOUTERDE, P. OLIVIER et al.

Bull. Soc. géol. Fr., 1988, n°1

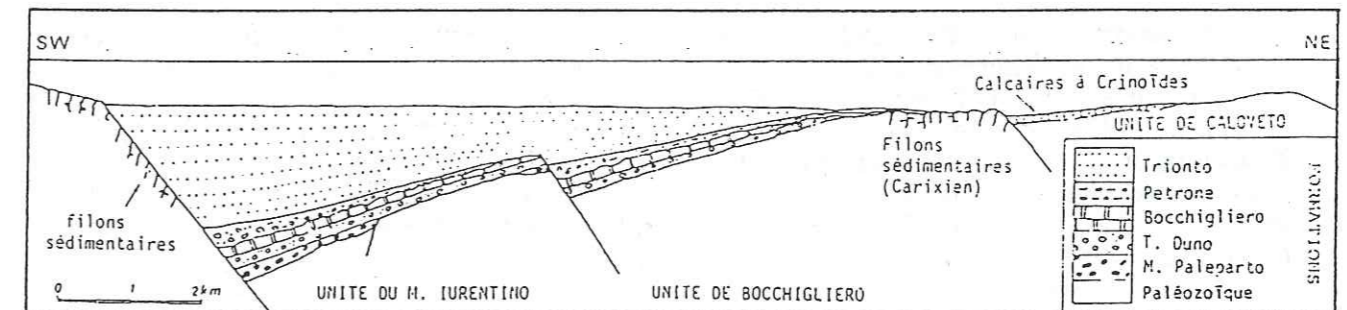


- Schéma de l'Arc calabro-péloritain.

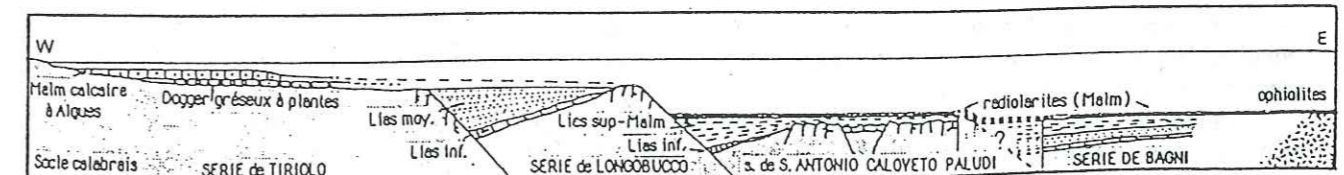
1 : Miocène moyen à Quaternaire ; 2 : Oligocène-Miocène inf. ; 3 : Mésozoïque des Silaïdes (séries de Longobucco, de Tiriolo, de Stilo, de la Dorsale péloritaine) ; 4 : socle des Silaïdes ; 5 : Bagnides (socle et couverture) ; 6 : ophiolites et flyschs associés ; 7 : Apennin calcaire méridional ; 8 : flyschs de Sicile.

Sc : schistes paléozoïques ; P : filon éruptif (Permien ?) ; Fs : filons sédimentaires calcaires ; Cg : conglomérat (Carixien ou Domérien inf.) remaniant des calcaires (Hettangien-Carixien) traversés par des filons sédimentaires.

Etat actuel, coupe schématique



Interprétation des séries de Longobucco-Caloveto au Toarcien inférieur.



Interprétation de la marge téthysienne de la Calabre au Malm.

Figure 10 : Exemple d'utilisation des filons sédimentaires dans une reconstitution paléotectonique



Ce qui n'est pas limitatif dans le cas de la fracturation d'un matériel encore plastique, dont la signature tectonique au sein du dépôt est déjà caractéristique d'une déformation précoce, pour laquelle on pourra ensuite définir le tenseur des contraintes, au même titre qu'une fracturation tardive.

### 1 - Validité d'interprétation de la fracturation hydroplastique

Pour qu'il y ait rupture au sein d'un matériel à compétence plastique il suffit d'une contrainte locale minimale imposée en un point quelconque du dépôt, inférieure en intensité à celle nécessaire pour créer une rupture au sein d'un matériel rigide, mais suffisamment grande pour vaincre les forces de cohésion du matériau. La rhéologie de ce dernier et son degré de lithification doivent donc être relativement avancés; le degré de plasticité étant fonction de la teneur en eau du sédiment (limites d'Atterberg).

Il arrive fréquemment qu'il y ait une rupture du matériel rigide en profondeur et que la propagation de la faille en surface se traduise par la rupture du matériel plastique. La fracturation est très probablement davantage liée à l'état de lithification du sédiment qu'à l'intensité de la contrainte qu'il subit.

Pour être datée, la fracturation hydroplastique syn-diagénétique d'une couche carbonatée ou gréseuse doit nécessairement affecter le sommet de la pile lithologique ou l'interface eau-sédiment contemporaine de la déformation. Ainsi, seules les perturbations sédimentaires résultantes permettront d'identifier son origine tectonique et de la distinguer des phénomènes de compaction différentielle pouvant intervenir durant l'enfouissement, en profondeur et sur le fond marin.

La confusion entre les deux mécanismes est en effet possible, puisque la compaction peut également générer des failles hydroplastiques avec stries de glissement (Guiraud, 1983; Bergerat et Csontos, 1987; Guiraud et Séguret, 1987). De telles stries, d'aspect lustré, résultent alors d'un raccourcissement vertical, sans véritable extension (tenseur des contraintes proche d'une ellipsoïde, en révolution autour de  $\sigma_1$ , lequel est perpendiculaire à la stratification).

La compaction, différentielle ou non, est d'ailleurs souvent à l'origine de plis en "dôme et cuvette" (Bergerat et Csontos, 1987), parfois d'une liquéfaction spontanée d'un sédiment saturé en eau (Lowe, 1975, 1976) et de certaines déformations tardives (Beaudoin et Friès, 1982; Beaudoin *et al.*, 1983; Friès et Beaudoin, 1984; Friès *et al.*, 1985; Beaudoin *et al.*, 1986a; Joseph *et al.*, 1987) qui, bien que la plupart du temps disposés à l'aplomb de blocs basculés ou de failles jouant respectivement les rôles de "pilier" et de zone de "dépression" au sein de la série, sont totalement indépendantes de tout régime tectonique.

### 2 - Caractères morphologiques des failles hydroplastiques

Lorsque la fracturation hydroplastique est d'origine tectonique, elle présente néanmoins des caractères morphologiques particuliers, propres à la mise en place en surface de structures tectoniques.

Des microfailles hydroplastiques (échelle pluri-centimétrique) à caractère tectonique ont été analysées par Petit (1976) et Petit et Laville (1987) dans les sédiments permotriassiques du Haut-Atlas occidental (Maroc).

Guiraud (1983) puis Guiraud et Séguret (1987) ont décrit une microfracturation hydroplastique dans les séries pélitiques et carbonatées du bassin wealdien de Logrono-Soria (Espagne). Les déformations que ces derniers observent résultent d'un stade initial de compaction durant la diagenèse des sédiments.

Néanmoins, cette compaction précoce est associée à la structuration plicative synsédimentaire des séries wealdiennes, elle-même contrôlée par le jeu successif d'une série de failles normales, en relais le long de grands accidents décrochants.

Les caractères morphologiques des microfailles hydroplastiques, comme leurs critères de sens de glissement, ont été décrits par les mêmes auteurs. Par contre, les surfaces structurales que nous décrivons un peu plus bas, d'une ampleur beaucoup plus importante, pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres carrés, sont beaucoup moins connues. J.-L. Montenat (1988b, 1990) a décrit plusieurs escarpements précoces sur le plateau ibléen de Sicile. Nous les présentons ensuite à titre d'exemple. L'association constante des miroirs de failles plastiques avec des perturbations sédimentaires en font des objets non moins originaux.

#### a - Les plans de failles

Qu'ils soient à jeu décrochant ou vertical, les plans de failles sont sinueux (fig. 11, 12 et 13). Le miroir de l'escarpement est patiné, voire lustré. Ceci est lié à la plasticité du matériel déformé. L'exposition sous-aquatique de l'escarpement est généralement à l'origine du recouvrement pelliculaire de la surface de faille par des oxydes de fer (goethite ou sidérose), dont la signification sédimentologique et l'intérêt tectono-sédimentaire sont évoqués plus loin (cf. "Les perturbations sédimentaires", A, 2 : "Processus chimiques et biologiques").

L'aspect de l'escarpement et les types de déformations associées sont fonction, avant tout, du degré de lithification du sédiment.

a-1) - Dans le cas d'un décrochement, les déformations synlithifications observées sont nettement plus diversifiées que dans le cas d'une faille à jeu normal.

Trois cas de figure sont illustrés selon un degré de lithification croissant (fig. 11). Les différentes déformations que nous présentons ici peuvent tout aussi bien être complétées par d'autres objets tectoniques, ou encore être surimposées, soit de façon contemporaine pour un même état de contrainte, soit par rejeux successifs de la faille.

- Pour un sédiment encore plastique mais peu compétent, le cisaillement peut se traduire par des étirements et un boudinage (rouleaux) le long de l'escarpement, lequel reste à peu près rectiligne (fig. 11-A).

- Pour un matériel un peu plus induré, le jeu cisailant le long de l'escarpement d'aspect sinueux (fig. 11-B) peut générer une succession de petites failles secondaires en échelons, de type R ("Riedel" synthétique), localisées d'abord et préférentiellement en coin de bloc, puis sur la surface du miroir. Leur jeu cisailant (dextre sur la figure) est couramment à l'origine d'une microsclistosité plastique de forme sigmoïde peu pénétrative (fig. 11-B'), portée sur la surface structurale, c'est-à-dire selon une section perpendiculaire à la faille.

- Si le mouvement décrochant est continu dans le temps, c'est l'escarpement même qui peut être déformé par des cupules d'arrachement et des failles conjuguées de type P (failles de Tchalenko-Skempton), généralement amorties en profondeur de la faille principale, mais dont le jeu (dextre sur la figure) cisaille l'escarpement en une succession de replis et/ou déversements (fig. 11-C).

Il ressort des observations que nous avons faites que les Riedels de type R apparaissent avant les conjuguées de type P. Dans ce cas de figure, le tracé de la faille n'est alors plus rectiligne et sa direction varie en une suite de lignes brisées de  $15^\circ$  à  $20^\circ$  d'obliquité.



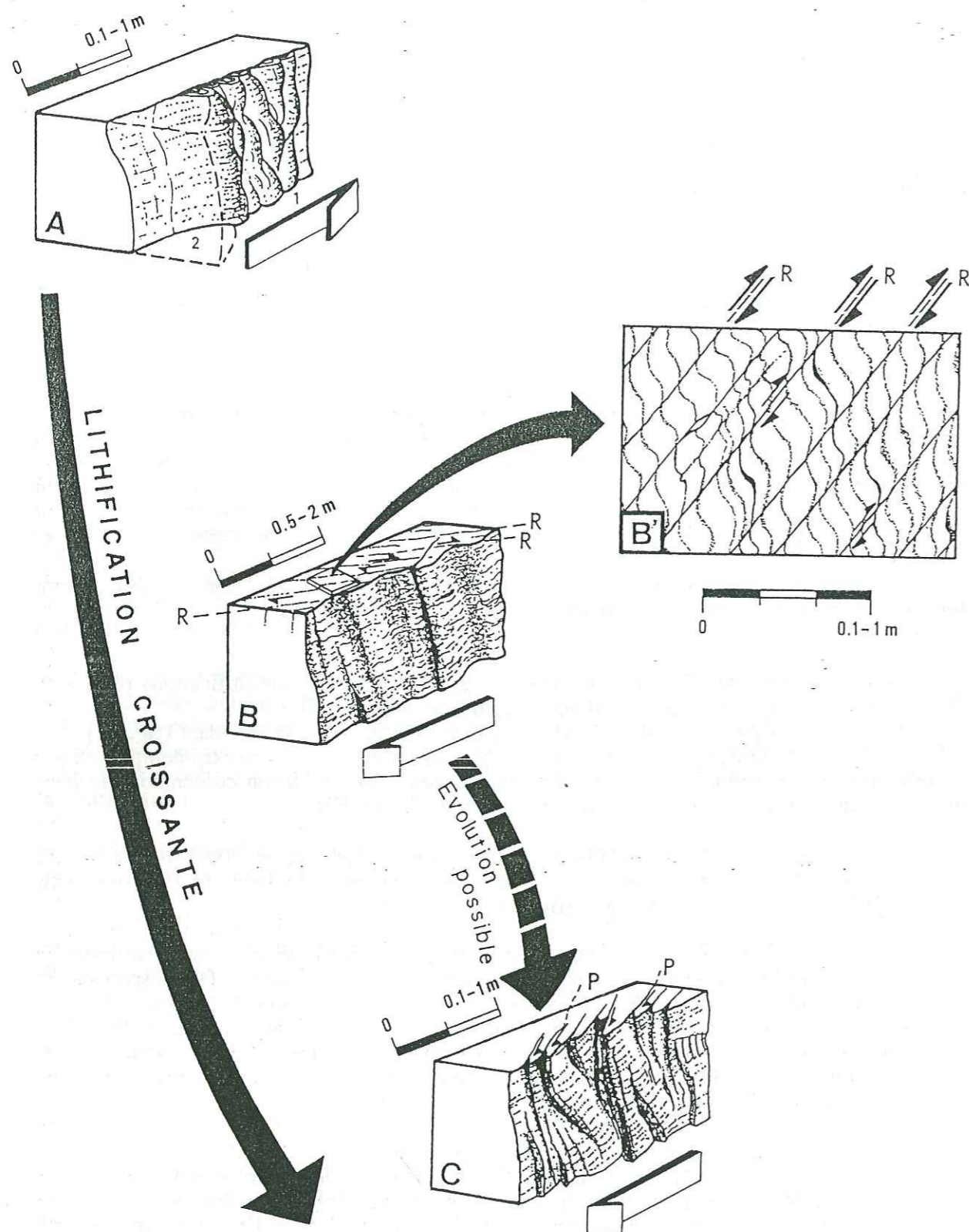


Figure 11 : PRINCIPAUX TYPES DE DECROCHEMENTS DANS UN MATERIEL CARBONATE INCOMPLETEMENT LITHIFIE

- A : avec boudinage et étirements (exemple d'un cisaillement senestre) (d'après Petit et Laville, 1987, modifié);  
 B : d'aspect sinuose (exemple d'un cisaillement dextre), avec B' : failles secondaires associées en échelons (R: "Riedel" synthétique dextre) et schistosité plastique associée sur la surface structurale;  
 C : avec des cupules d'arrachement, des conjuguées cisailantes de type P, selon le modèle de Riedel (failles de Tchalenko-Skempton) et déversement associé (d'après Petit et Laville, 1987, modifié).

a-2) - Dans le cas d'une faille normale, l'escarpement est couramment affecté au sommet d'un écrêtement par petites failles en éventails (fig. 12-A1 et A2). Le coin du compartiment haut n'est donc pas anguleux mais avec une courbure.

La majeure partie des failles normales observées sur le terrain montrent un mouvement en ciseau, dû essentiellement à une légère composante décrochante du mouvement et au jeu combiné de failles conjuguées contre lesquelles elles s'amortissent.

Ce mécanisme, lorsqu'il est exacerbé, détermine un escarpement d'allure sigmoïde, successivement convexe puis concave, pouvant être ondulé dans le plan vertical (fig. 12-A1-5) et 13-B).

a-3) - Le cas d'une faille inverse affectant un dépôt de rhéologie plastique n'a malheureusement pas été observé sur le terrain, et la littérature n'en fournit pas d'exemple. Cependant, rien ne semble, *a priori*, interdire d'imaginer une telle structure.

#### b - Les tectoglyphes

(cf. fig. 8, tableau du répertoire tectono-sédimentaire)

Les *stries*, dites "*molles*" car à caractère hydroplastique, confèrent au miroir de faille son aspect lustré. Elles sont fines, d'ordre millimétrique, densément et régulièrement réparties sur la surface de glissement. Dans le détail, elles s'accompagnent souvent de petits étirements ou arrachements et ont parfois un tracé sinueux et grossier. Lorsque les striations sont plus larges et plus pénétratives, on les qualifie alors de "*cannelures*", molle ou non, d'ordre centimétrique. Celles-ci sont généralement disposées de façon disparate et isolée au milieu des stries, générées par un même glissement sur le miroir de faille (fig. 13-C). Les cannelures sont provoquées par des blocs striateurs, dont le déplacement est généralement de faible ampleur. Le sens du glissement est attesté par le sillon laissé en arrière, par le bourrelet, en avant, voire par l'objet striateur lui-même, encore en position, ou sa contre-empreinte observés en aval du mouvement (fig. 13-C).

Il arrive couramment que les stries et les cannelures aient un tracé général courbe sur le plan de faille. Cette variation du pitch des tectoglyphes semble être l'un des caractères majeurs de la fracturation hydroplastique, notamment pour les décrochements. Certains escarpements de failles décrochantes observés sur le terrain, et détaillés dans l'analyse par secteurs (cf. Troisième Partie, site de Tirecoui), présentent la singularité de porter des stries sub-horizontales passant progressivement à un pitch à dominante verticale (jusqu'à 60° pitch). Cette "courbure" générale du tracé des striations est vraisemblablement due à une relaxation des contraintes tectoniques auquel succède un réajustement de blocs. Elle ne signifie donc pas une modification du régime de contrainte tectonique, qui se traduit plus par des variations brusques et drastiques du tracé des tectoglyphes.

Corrélativement à une rhéologie plastique du matériel déformé, il n'apparaît pas de figure de pression-dissolution. Il n'y a pas de stylolite, et les stries sont dépourvues de calcite. Ce qui suppose que la faille ait eu un premier jeu brusque et qu'elle n'ait pas été trop fortement réactivée après la complète lithification du sédiment pour avoir conservé ce caractère de précocité.

Cette absence de stylolite s'applique à une échelle macroscopique et concerne la masse globale du sédiment, de rhéologie générale plastique. Néanmoins, certains bioclastes peuvent présenter des figures diffuses de microstylolites. Cette déformation des grains a été décrite par Barrier *et al.* (1987) dans un sédiment calcarénitique constituant la surface d'ablation gravitaire d'une troncature intraformationnelle, sur les marges du détroit de Messine. Elle peut tout aussi bien être associée à la création d'un escarpement de faille, qui constitue un autre type de rupture lithologique.

La mise en place d'une fracture au sein d'un matériel plastique accélère les processus de lithification (exposition sous-aquatique de l'escarpement, thixotropie lors du glissement), et si la contrainte tectonique est continue dans le temps, elle peut se traduire par la dissolution du matériel carbonaté devenu ainsi rocheux.



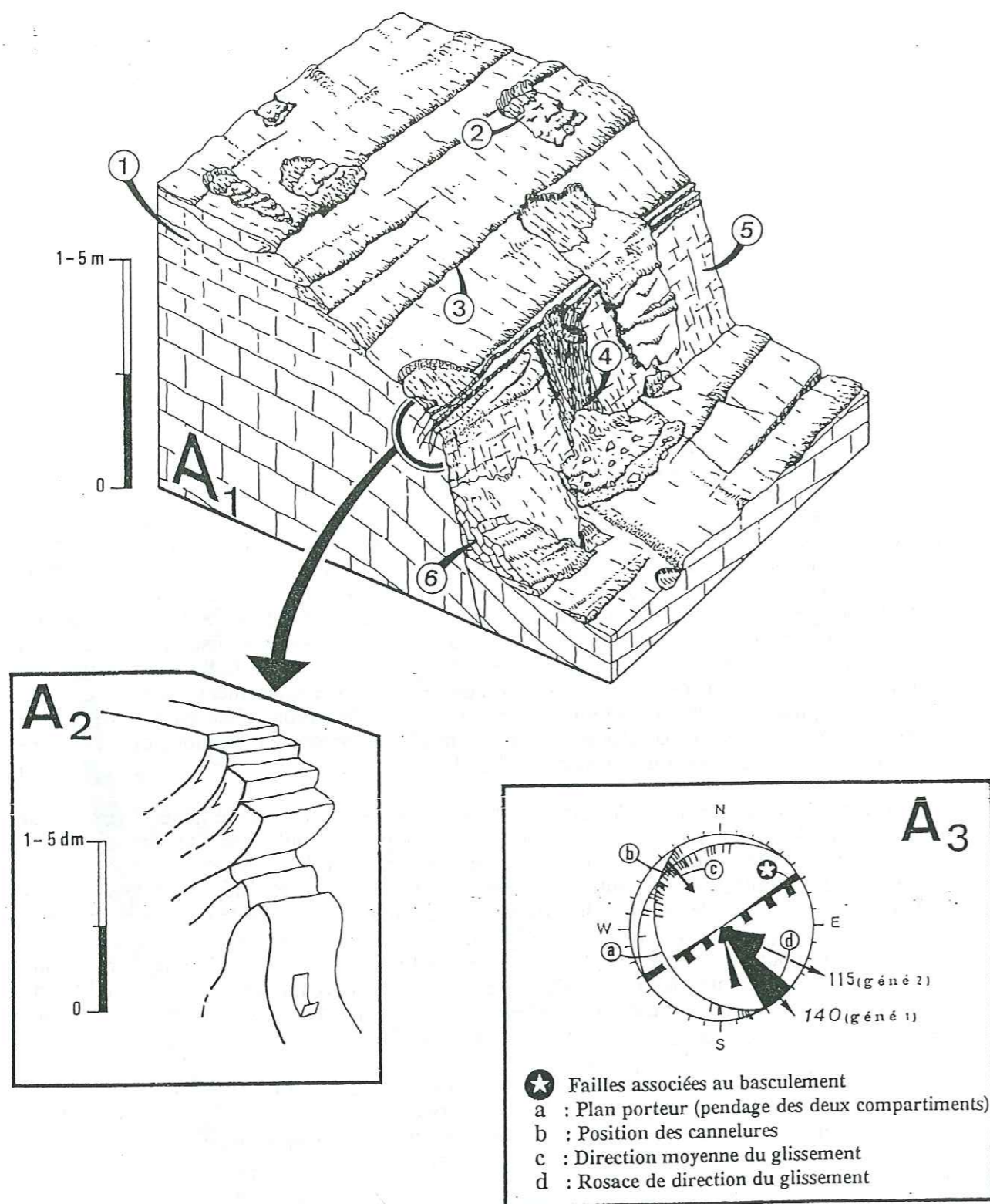


Figure 12 : MODELE D'ESCARPEMENT DE FAILLE "SYNSEDIMENTAIRE".

A<sub>1</sub> : Bloc diagramme synthétique avec "perturbations sédimentaires" associées.

1: Calcaire incomplètement lithifié en surface. 2: Auge d'arrachement gravitaire, cannelures et brèche associées. 3: Banc sur bancs. 4: Arrachement en "cuillère" sur l'escarpement. 5: Escarpement de faille onduleux (cf. fig. 10, C). 6: Bancs glissés en piémont d'escarpement.

A<sub>2</sub> : Ecrêtement de bloc par petites failles inverses.

A<sub>3</sub> : Rosace directionnelle et interprétation des cannelures de glissements gravitaires synsédimentaires (cf. A<sub>1</sub>: 2, 4 et 6), associées au basculement des compartiments de part et d'autre de la faille active.

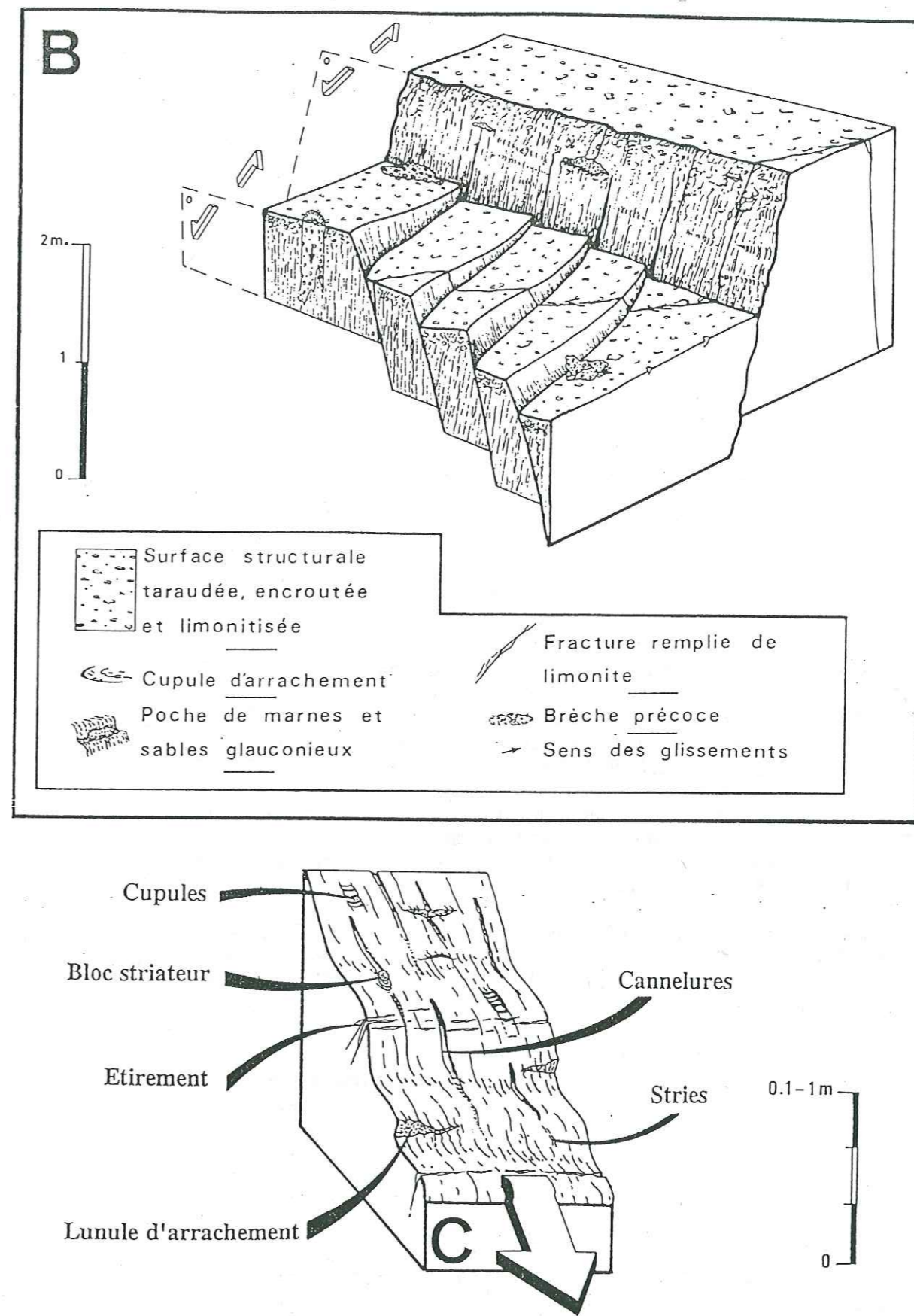


Figure 13 : AUTRES EXEMPLES DE FAILLES NORMALES "SYNSEDIMENTAIRES"

B : Deux familles associées de failles normales décrochantes, d'aspect onduleux ou sinueux, avec ouverture en ciseaux amortie aux extrémités et perturbations sédimentaires cicatricielles associées.

C : Aspect caractéristique d'un miroir de faille normale, onduleux, lustré avec tectoglyphes associés.



Que le mouvement de la faille soit vertical ou décrochant, le glissement provoque des arrachements concaves (*lunules*) ou convexes, grumeleux et en "coups de cuillère" (*cupules*), ou des plissements (*crayons de glissement*: objets cylindriques de friction, d'axe perpendiculaire à la direction de glissement); (fig. 13-C).

Enfin, plusieurs objets tectoniques peuvent couramment accompagner ces tectoglyphes, tels que des *boudinages* et des *étirements* (fig. 13-C), une *microschistosité* de fracture, d'étirement ou de basculement, un *crochonnement* plastique du sédiment sur les deux lèvres de la faille, des *dykes neptuniens* (*per descensum*) ou des *fentes de tension*.

## D - LES FLEXURES SUR FAILLES

La réactivation d'une faille enfouie lors d'un mouvement normal peut se traduire par une flexuration des terrains superficiels, dont le degré de lithification ne permet pas l'aboutissement de la faille jusqu'à la surface. Les flexures prennent l'allure de pli asymétrique dont l'axe est parallèle à la faille.

Ces structures sont classiques et ont été souvent décrites, par exemple dans le rift de Suez (Ott d'Estevou *et al.*, 1986, fig. 14-C) ou sur le plateau Ibléen, en Sicile sud-orientale (J.-L. Montenat, 1988a, 1990, fig. 14-B).

De ces travaux, et malgré le non aboutissement de la faille majeure en surface, il ressort que la fracturation et les démantèlements précoces portés en surface par la flexure dénotent une organisation propre à une logique structurale.

Ainsi, selon Ott d'Estevou *et al.* (1986), il existe un lien étroit entre le type de jeu de l'accident sous-jacent et la microfracturation à caractère plastique () affectant la zone de flexuration superficielle (fig. 14-B et C) :

- dans le cas d'une faille normale, la fracturation se fait selon deux directions dont l'une est toujours parallèle à l'accident majeur sous-jacent;
- dans le cas d'une compression, la fracturation affectant les flexures s'organise obliquement par rapport à l'axe de celle-ci.

La flexuration peut s'opérer sur tout le tracé de l'accident en profondeur ou être restreinte aux extrémités de ce dernier, matérialisant l'amortissement du rejet dans le cas d'une faille à jeu en "ciseau" ou dans celui d'une faille bordière de graben (J.-L. Montenat, 1990).

Enfin, la fracturation hydroplastique ainsi que la fragmentation et les démantèlements des matériaux qu'elle facilite (fig. 14-B) permettent de déterminer le caractère précoce des flexures sur failles.

\* \*  
\*

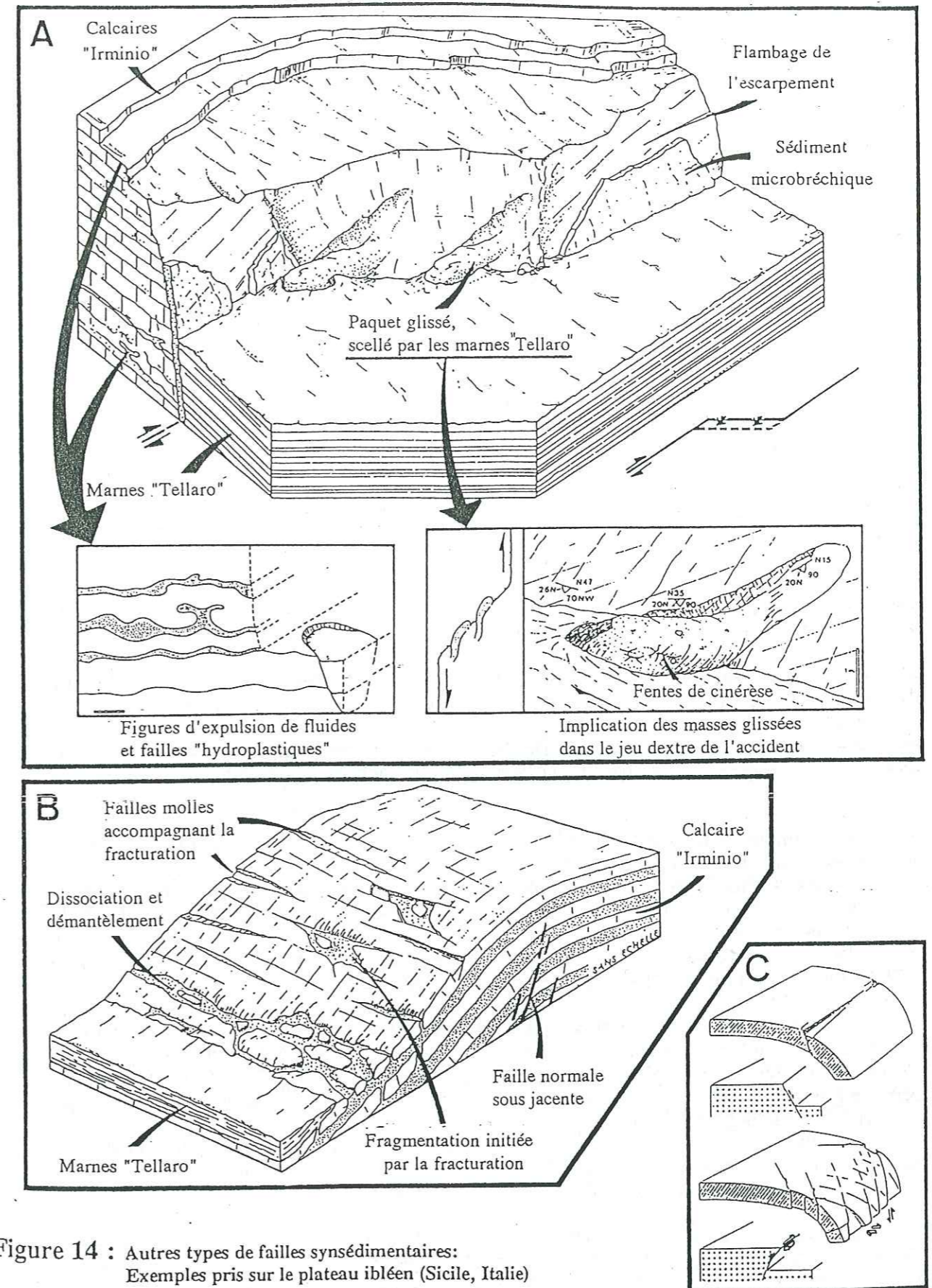


Figure 14 : Autres types de failles synsédimentaires:  
Exemples pris sur le plateau ibléen (Sicile, Italie)

A : Accident subméridien dextre de Sicli-Ragusa-Vizzini, observé à Sicli.  
(d'après J.-L. Montenat, 1990).

B : Déformations précoces des flexures sur failles: fracturation, fragmentation et dissociation (d'après J.-L. Montenat, 1990).

C : Signification de la petite fracturation affectant les flexures sur failles normales (A) ou inverses (B), (d'après Ott d'Estevou *et al.*, 1986).



## V - LES PERTURBATIONS SEDIMENTAIRES.

Les "perturbations sédimentaires" correspondent à l'ensemble des modifications de l'environnement de dépôt.

Celles-ci se traduisent soit par une réorganisation plus ou moins brutale, d'origine mécanique, chimique ou physique, de l'agencement logique du sédiment; soit par un réarrangement environnemental, consécutif à la création de morphostructures contrastées.

Bien que certaines d'entre elles puissent directement résulter d'un événement tectonique (exemple d'une débâcle de sédiment au toit d'un bloc basculé), les perturbations sédimentaires n'en sont tout au plus que des indices plus ou moins fiables et peuvent ainsi constituer "*des critères tectoniques indirects*". Néanmoins, les déformations "molles" que nous décrivons plus bas, sont très souvent directement associées aux structures cassantes. Bien qu'elles ne puissent être traduites en termes de contraintes tectoniques, elles constituent un complément indispensable de l'analyse structurale pour la reconstitution et la datation des paléomorphologies tectoniques.

Certaines de ces déformations, notamment les déformations hydroplastiques, peuvent également être d'origine, non pas tectonique ou gravitaire, mais simplement diagénétique (lithification et compaction précoce ou différentielle), ou eustatique (émersion, érosion). Ils conviennent donc de les utiliser avec prudence.

Ces perturbations, lorsqu'elles sont synsédimentaires, sont répertoriées en deux principales catégories d'objets (et reportent le lecteur au tableau de la figure 8, dont les principales colonnes en abscisse constituent le plan de cette analyse) :

**A** - d'une part, les différentes modifications synsédimentaires possibles (mécaniques, chimiques ou biologiques) inhérentes au dépôt structuré (rattachées aux *Types de dépôt ou phénomènes significatifs*);

**B** - d'autre part, les différentes géométries possibles des corps sédimentaires postérieurs aux structures tectoniques qu'ils érodent ou cicatrisent (rattachées aux *Géométries induites des dépôts*).

\* A la première catégorie d'objets (A), nous rapportons deux principaux types de phénomènes différents, tels que :

1- les remobilisations synsédimentaires, qui regroupent a) les déformations hydroplastiques, d'origine diagénétique ou indirectement tectonique, et b) les démantèlements gravitaires;

2- les processus chimiques ou biologiques pouvant intervenir lors d'une modification du réceptacle sédimentaire sous-marin.

Certains de ces objets sont simplement associés à l'apparition d'une morphologie sous-marine; d'autres sont la conséquence de l'activité d'une faille en surface ou en profondeur ou résultent d'un basculement d'un compartiment de faille ou d'un escarpement. Leur degré de fiabilité tectono-sédimentaire dépend notamment de leur proximité par rapport à la structure tectonique.

Ces objets sont d'autant plus significatifs d'un événement tectonique qu'ils sont observés sur l'escarpement de faille. Ils sont présentés sur le tableau (fig. 8) selon leur degré de fiabilité d'interprétation, décroissant de la gauche vers la droite.

\* La seconde catégorie d'objets (B) comprend différents types de cachetage (drapage, biseau, discordance...), classés sur le tableau (fig. 8) selon leur degré de fiabilité d'"interprétation tectono-sédimentaire". Nous ne détaillons pas maintenant leurs géométries, celles-ci étant précisément décrites dans le contexte géologique propre à chaque secteur où elles ont pu être observées (cf. Troisième Partie, Analyse par secteur).

Leur existence ou non permet la cicatrisation plus ou moins franche des déformations tectoniques précoces. C'est pourquoi nous présentons ensuite six cas de figures tectono-sédimentaires (combinaison du type de déformation fluide, plastique ou rigide et de l'existence ou non d'un "calage sédimentaire"), plus ou moins faciles à dater.

## A - TYPES DE DEPOT OU PHENOMENES SEDIMENTAIRES SIGNIFICATIFS D'UN EVENEMENT TECTONIQUE

### 1 - Les remobilisations synsédimentaires

Les remobilisations synsédimentaires correspondent à l'ensemble des déformations non tectoniques affectant un sédiment au cours de son dépôt ou de sa lithification.

Le sens du mot "remobilisation", sans spécifier le caractère synsédimentaire, peut s'appliquer à des phénomènes tardifs, largement postérieurs à l'événement tectonique, à la sédimentation ou même à la lithification, dont les mécanismes peuvent être identiques. La distinction entre les deux types de remobilisation se fait par leur rapport ou non de cause à effet avec les structures tectoniques, ou de précocité avec les séries qui leur sont postérieures.

Les différents travaux (voir ci-après) concernant l'analyse des remobilisations synsédimentaires en font ressortir trois origines possibles :

- diagénétique et compactionnelle;
- gravitaire, lors d'une surcharge sédimentaire sur une pente;
- sismo-tectonique, (exemple des "séismites", mises en place par un processus thixotropique de liquéfaction-expulsion, lors d'événements sismiques).

L'analyse de leur position dans la pile lithologique, par rapport à un réseau de fractures préexistant, ou la mesure systématique de leurs orientations permettent d'éventuelles comparaisons et associations avec les structures cassantes, ou, au contraire, l'élimination du facteur tectonique.

La mise en place de ces déformations synsédimentaires (*s.l.* = syndépôt ou syndiagénétique) est fonction de la maturité diagénétique du sédiment sollicité. Ainsi, une contrainte lithostatique ou tectonique, appliquée à un dépôt, s'exprime différemment selon le degré de cohésion inter-granulaire. Si ce dernier est très faible (sédiment fluide), l'agencement des grains sédimentaires entre eux est alors radicalement modifié (prédominance du phénomène thixotropique): dans ce cas, il est impossible de reconnaître la structure originelle du dépôt. Si le dépôt est suffisamment cohérent (plastique), il se déforme préférentiellement selon les plans de stratifications, comparables, par le mécanisme, aux surfaces inter-réticulaires d'un cristal.

La base de ces déformations fluide ou plastique, à l'interface entre le sédiment déformé et le sédiment sain sous-jacent, correspond à une véritable surface de discontinuité lithologique, de signification tectonique ou non, que nous appelons **front de liquéfaction et plan de décollement**, lorsqu'un glissement gravitaire intervient.

Dans un cas comme dans l'autre, cette surface de discontinuité peut être ou bien **harmonique** et correspondre, soit à l'interface de deux lithologies différentes, soit à une limite d'induration en profondeur, soit encore à un joint de stratification, ou bien **disharmonique** et recouper ces horizons lithologiques avec une obliquité plus ou moins forte (exemple des tronçatures, cf. ci-après).

Nous distinguons deux grands types de remobilisations synsédimentaires, dont seule la deuxième a pu être observée sur le terrain: les **déformations hydroplastiques et les démantèlements gravitaires**; les deux pouvant être d'origine diagénétique ou sismique et les premières pouvant évoluer par gravité vers les secondes.



### a - Les déformations hydroplastiques

L'analyse des déformations hydroplastiques présente un intérêt croissant pour l'étude de la formation des bassins et pour la compréhension de leur évolution précoce. De nombreux travaux ont été réalisés durant les deux dernières décennies: Lowe, 1975; Bourgois, 1979; Montenat, 1980; Ott d'Estevou, 1980; Seed, 1981; Guiraud, 1983; Guiraud et Séguret, 1985, 1986, 1987; Vachard *et al.*, 1987; Genna, 1988, 1989, 1990; Vallé *et al.*, 1988; Montenat *et al.*, 1991; Paturel et Ott d'Estevou, 1991. Ces différents travaux mettent toujours en avant le rôle des circulations de fluides dans les déformations des sédiments imparfaitement lithifiés et incompétents.

#### a-1) - Les failles de compaction

Comme nous l'avons précisé auparavant, une fracture avec ou sans rejet au sein d'un matériel plastique ne traduit pas nécessairement une origine tectonique, mais peut simplement résulter d'une compaction diagénétique.

L'allure de ces failles de compaction (fig. 8 : "Phénomènes significatifs proches de la faille"), que J.-L. Montenat (1990) compare à un poinçonnement vertical de type "cone in cone", permet parfois de les distinguer des objets tectoniques: d'échelle généralement décimétrique à métrique, ces fractures sont le plus souvent courbes (fig. 14-A). Les stries molles portées sur le plan sont toujours aval-pendage, ce qui les distingue des failles listriques, dont les extrémités sont affectées d'un mouvement à composante horizontale.

Par contre, la forte densité de ces figures de compaction peut être un bon indice de la proximité d'un accident important, dont les conséquences sismiques de l'activité décrochante ou verticale jouent un rôle notable dans la formation de ces structures (cf. ci-après).

#### a-2) - Les figures de liquéfaction

##### a-2-1) - Génèse et mécanisme du processus de liquéfaction

Parfois interprétées comme résultantes de processus de compaction par surcharge (Lowe, 1975; Lowe, 1976), les figures de liquéfaction sont généralement attribuées à des événements séismiques (Terzaghi, 1947; Lowe, 1976, Vachard *et al.*, 1987; Montenat *et al.*, 1991; Paturel et Ott d'Estevou, 1991), d'où le nom commun de "séismites" (cf. fig. 8: tableau du répertoire tectono-sédimentaire, "phénomènes significatifs proches de la faille").

La liquéfaction spontanée, suite au mécanisme thixotropique, est consécutive à une forte onde de choc, affectant un sédiment *superficiel* ( $\leq 1$  mètre), *cohérent mais meuble* (Montenat, 1980), de granulométrie variable et saturé en eau (Seed, 1981).

En effet, le passage d'ondes sismiques dans le sol se traduit par une modification de la pression interstitielle, ce qui entraîne un cisaillement intergranulaire (scission des joints interparticulaires, constitués de molécules d'eau), puis un réarrangement des grains au sein de ce sédiment (phénomène thixotropique). Si la pression du fluide est trop forte, l'eau contenue dans le sédiment tend à s'échapper en s'expulsant vers le haut et/ou en surface (Paturel et Ott d'Estevou, 1991), entraînant avec elle une vase diluée et/ou une fraction silteuse, quartzeuse ou bioclastique. Ce processus "essore" le dépôt qui, par la perte du volume de l'eau résiduelle, tend à se compacter et donc à se lithifier rapidement, piégeant parfois, par pression différentielle, de "véritables bulles d'eau" (Vachard *et al.*, 1987).

#### a-2-2) - Les formes sédimentaires possibles

L'expulsion, donnant naissance à des figures d'échappement de fluide, peut avoir deux conséquences possibles:

- si l'encaissant sus-jacent n'est pas lithifié et si la pression lithostatique est faible, l'expulsion *per ascensum* engendre un rebrousant des couches de façon *centrifuge* (Montenat, 1980), à la manière d'un piston. Ce mouvement peut entraîner des fragments indurés des épontes, dans le cas très courant où les dépôts sus-jacents sont plus compétents, sinon plus lithifiés, que le sédiment remobilisé. C'est pourquoi le mécanisme de liquéfaction dépend de la nature du sédiment sollicité et de sa maturité diagénétique, mais également, pour certains cas, de la superposition lithologique.

- Une surpression de ce fluide contenu dans une roche déjà indurée et sa difficulté à progresser vers le haut provoque, à terme, une fracturation hydraulique de l'encaissant. Celle-ci, appelée également "jacking", est due à une brusque libération d'un fluide soumis à forte pression et injecté de manière "explosive" dans un encaissant de compétence nettement supérieur. La fracturation peut se faire dans toutes les directions, utilisant chaque discontinuités mineures de la roche. Elle est fossilisée sous forme de *filons clastiques*, ou *dykes d'injections* (fig. 8 : "Phénomènes significatifs proches de la faille"), ayant envahis les moindres anfractuosités ou les fractures tectoniques préexistantes.

Le matériel contenu dans le filon est constitué d'autoclastes millimétriques anguleux, parfois à ciments de sparite, si la nature de l'encaissant est carbonaté (Vachard *et al.*, 1987). La matrice micritique est parcourue par des lamines horizontales et obliques, parfois découpées par des conduits verticaux sans stratification. Ces structures sédimentaires sont des *coupelles et piliers* (*dishes and pillars*), décrites par de nombreux auteurs (Lowe et Lo Piccolo, 1974; Lowe, 1975; Bordet *et al.*, 1982; Vachard *et al.*, 1987). Les premières sont liées à une perte d'eau graduelle de couches thixotropes, les secondes apparaissent durant des expulsions de fluides violentes et explosives dans un sédiment déjà consolidé (Lowe et Lo Piccolo, 1974).

##### a-2-3) - Contexte lithologique des figures de liquéfaction

Les figures d'expulsion d'eau sont bien connues dans les dépôts siliciclastiques (Lowe, 1975, 1976) où ils sont interprétés comme résultant de phénomènes de liquéfaction et/ou fluidification.

De nombreux auteurs, ayant principalement travaillé en Espagne (Cordillères Bétiques) et dans les bassins nord-pyrénéens, concluent que ce processus semble affecter préférentiellement des matériaux cohérents et fins (silts), dont les caractères granulométriques sont propices aux mécanismes thixotropiques. De même, la liquéfaction d'origine sismique est mieux développée dans les matériaux sableux à contraste granulaire peu différencié, que dans les sédiments argileux (Lowe, 1975; Montenat, 1980; Montenat *et al.*, 1980; Ott d'Estevou, 1980; Guiraud *et al.*, 1986; Genna, 1988; Genna, 1990; Paturel et Ott d'Estevou, 1991), sinon, elle est bien développée dans des niveaux alternativement sableux et argileux (Montenat, 1980).

Par contre, les figures d'expulsion d'eau sont plus rarement signalées dans les carbonates. Bordet *et al.* (1982) en ont observés dans un complexe volcano-sédimentaire tortonien des Cordillères bétiques orientales, et Hibschi (1991) en décrit plusieurs au sein des Calcaires blancs de Provence (Jurassique terminal) de l'Arc de Castellane.

Nous n'avons observé ni figures de liquéfaction, ni faille de compaction dans les séries calcaires barrémo-bédouliennes. Ce qui tend à suggérer que l'événement tectonique et les déformations "synsédimentaires" de type "plastique-cassant" ayant affecté ces dépôts ne sont intervenues qu'à un stade relativement avancé de la lithification: il n'y avait plus d'eau résiduelle pouvant être libérée.



### a-2-4) - Exemples de terrain

A partir d'exemples et de figures tirées des auteurs, nous présentons les deux cas de figures possibles de perturbations lithologiques nées de l'expulsion de fluides: la déformation hydroplastique intra-couches et la fracturation hydraulique.

#### \* - La déformation hydroplastique intra-couches

J.-L. Montenat (1990) décrit des figures d'expulsion intra-couches de vase, liées à la mise en place précoce (synlithification) du décrochement de Sicli-Ragusa-Vizzini (Sud-Est Sicile). La sollicitation sismique, lors du jeu décrochant de cet accident au sein d'un matériel carbonaté peu lithifié (calcaires du membre "Irminio", d'âge aquitano-langhien), s'est traduite par une fluidification sélective de certains bancs. La forte pression lithostatique verticale, due à l'épaisseur de la série, n'a pas permis au fluide de s'échapper vers la surface (interface eau/sédiment). Néanmoins, la pression du fluide a été suffisante pour créer des invaginations verticales de hauteur pluridécimétrique. Le pression restante a été transmise horizontalement, donnant naissance à des figures d'étirement, conduisant à un amincissement périodique des bancs, déterminant ainsi leur aspect en "coussins" (fig. 14-A). Le soutirage latéral du matériel vaseux s'est traduit par une légère compaction et donc par la mise en place d'une faille "hydroplastique" (fig. 8 : "Phénomènes significatifs proches de la faille"), localisée en contrebas immédiat des bancs étirés (fig. 14-A).

L'association du phénomène thixotropique avec la création d'une pente synsédimentaire peut aboutir à des figures d'étirements de morphologie particulière: *Les boudinages hydroplastiques*. L'utilisation du terme "hydroplastique" permet de les distinguer des boudinages sur failles, précédemment décrits, et des boudinages métamorphiques, qui sont des structures d'étirements propres à des déformations ductiles (Mattauer, 1980; Nicolas, 1984). Ladure (inédit) en a décrit dans des calcaires néogènes du Prébétique oriental. Il explique que la liquéfaction, intervenant proche de la surface, peut induire une ondulation des bancs non lithifiés. La création soudaine d'une pente étire les bancs, qui glissent selon les joints de stratification. Cet étirement se traduit par une déformation des calcaires en "amygdales", désolidarisées les unes des autres et parfois ondulantes. La surface longitudinale de ces objets boudinés et fusiformes, perpendiculaire à la pente, est affectée de micro-cupules d'arrachements, attribuées par l'auteur à un glissement des éléments vers l'aval.

#### \* - La fracturation hydraulique

Une intense et profonde fracturation hydraulique, à caractère polyphasé, ayant affecté un substrat dur, a permis de caractériser les jeux successifs synsédimentaires des paléoescarpements plio-pléistocènes du détroit de Messine (cf. fig. 15) (Vachard *et al.*, 1987; Montenat *et al.*, 1991).

La brusque activité des compartiments des failles de la bordure du détroit a permis, par décompression des compartiments rapidement surélevés, la pénétration de boue pélagique dans des fentes ouvertes, mettant en place des *dykes* neptuniens (fig. 15, stades 2 à 5) (se reporter au chapitre IV, B : Les fractures ouvertes à remplissage sédimentaire). Des chocs sismiques postérieurs ont mis le sédiment de remplissage non encore lithifié sous pression (fig. 15, stade 4). Le contraste de compétence, entre le matériel injecté, boueux et plastique, et l'encaissant rocheux fissuré, un socle cristallin ou des calcaires massifs, aboutie à une fracturation hydraulique du substrat. L'injection du sédiment initial (du stade *per descensum*), enrichie en eau par liquéfaction, réemprunte pour partie, et de façon *per ascensum*, le réseau de fractures initiales. Mais surtout, elle crée un réseau de veinules anastomosées (fig. 15, stade 4 et 5), dont les directions, orthogonales ou obliques par rapport aux fractures de décompression, sont proches de celle de l'escarpement de faille, avec une obliquité oscillant entre 15° et 30° maximum (Montenat *et al.*, 1991) (fig. 15).

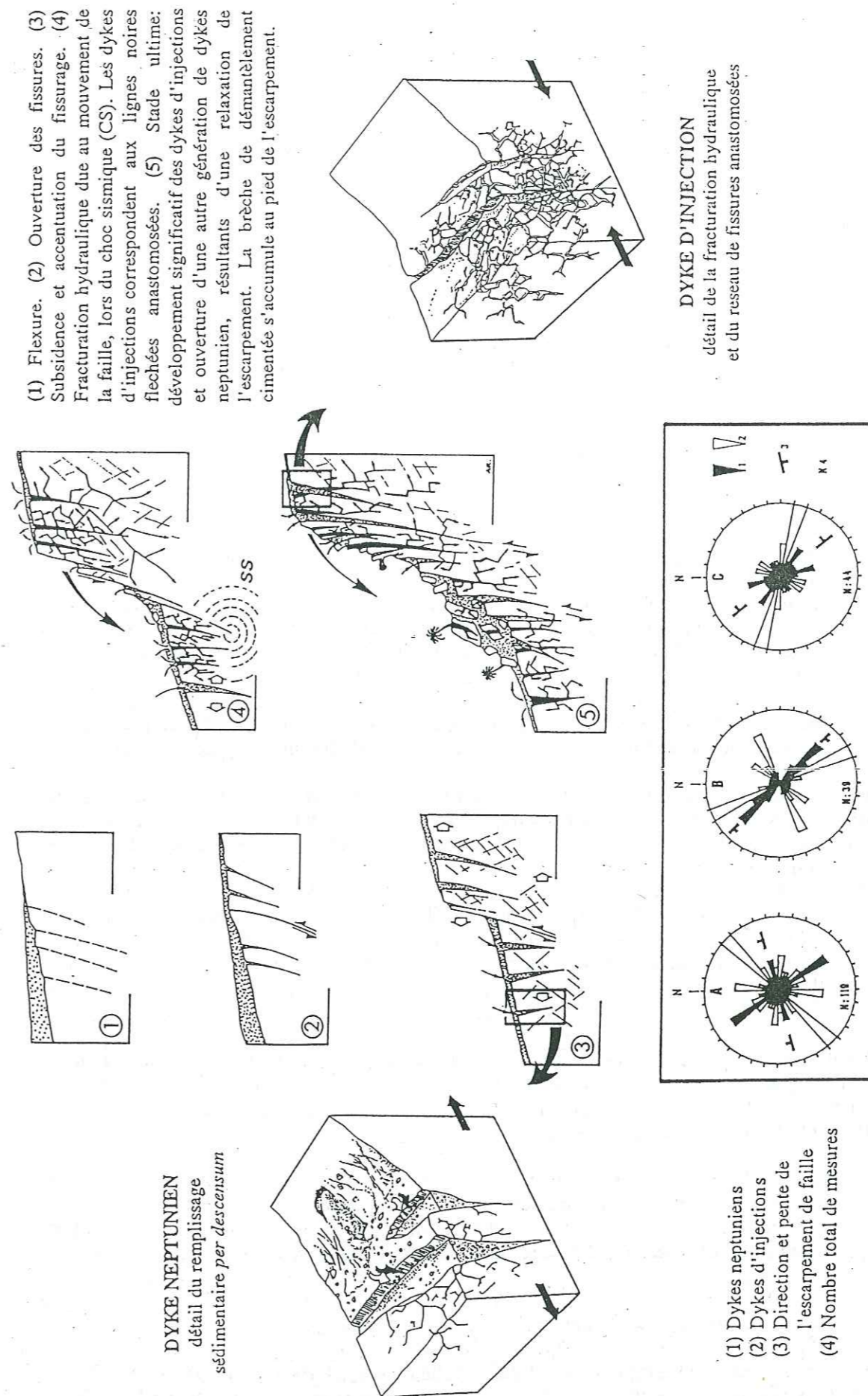


Figure 15 : REPRESENTATION SCHEMATIQUE DE LA GENESE DES DYKES SEDIMENTAIRES  
EXEMPLES DE LEUR REPRESENTATION EN DIAGRAMMES DE ROSACES  
D'après Montenat *et al.*, 1991



Cette remarque ainsi que la présence de structures sédimentaires en coupelles et piliers permettent aux auteurs de conclure que les escarpements du détroit ont connu des activités sismiques précoces et répétitives.

Notons, enfin, que Geysant *et al.* (1973) ont décrit des figures sédimentaires associant simultanément des objets tectoniques à des figures d'injections. Ils présentent le cas de filons sédimentaires précoces, mis en place dans une série triasique des Alpes Orientales, ultérieurement affectée par un léger métamorphisme : un matériel péliro-carbonaté rempli de manière *per descensum* des fractures ouvertes dans les dolomies du Ladinien. Le remplissage, probablement brusque, s'injecte horizontalement et de façon intra-couches, tel un *sill* sédimentaire, aboutissant à un coussinage des bancs triasiques.

La persistance de la trace de filons sédimentaires après un métamorphisme présente un intérêt non négligeable pour la reconnaissance d'anciens blocs basculés, situés à proximité de structures plutoniques en évolution, soumis à une forte subsidence ou à une orogénèse.

#### b - Les démantèlements gravitaires

Le façonnement sous-marin des versants est laissé à l'action d'ablation des processus commandés par la gravité.

Les démantèlements gravitaires peuvent correspondre à la création ou la réactivation brutale d'un escarpement, sur une bordure compétente de l'aire de dépôt; à l'apparition d'un pli ou d'un basculement de bloc déjà induré en profondeur et dont le mouvement provoque des glissements en masse à la surface; ou encore à un olistolite (*cf. fig. 8, "Types de dépôts distants de la faille"*), dont la mise en place instantanée au cours du dépôt provoque une onde de choc comparable localement aux effets d'une onde sismique.

Les processus gravitaires mettent à profit les moindres défauts de l'environnement. Les démantèlements proviennent de deux types de ruptures différentes, correspondant à :

- des incisions de pente (*troncatures sous-marines*, auges d'arrachement encorbellées, glissement en masse et "*cannelures de collapse*" associées) ouvertes par la descente de matériaux diversement lithifiés et corrélativement plus ou moins bréchifiés (*brèches à "coussins", brèches autoclastiques*).

Ces démantèlements, généralement très proches de la faille lorsqu'ils concernent des matériaux de rhéologie plastique (*cf. fig. 8, "Types de dépôts et phénomènes proches de la faille"*), sont associés à des basculements de blocs tectoniques, et le matériel glissé, déplacé sur de faibles distances, permet la restitution de la polarité des pentes originelles, dont la mise en place est alors associée à l'activité des escarpements de faille. Ce sont les **démantèlements de pente**;

- des brisures de gradins ou d'escarpement de faille (*démantèlement et bréchification de l'escarpement*, arrachement en cuillère, *niche d'écrêtement de bloc*, *cf. fig. 8, "Types de dépôts et phénomènes sur la faille"*). Nous les appelons les **démantèlements d'escarpement**.

La mise en place de ces deux différents types de modelés gravitaires, dont nous détaillons maintenant les principaux caractères respectifs, est fonction de l'ampleur des mouvements tectoniques subis par leur substratum. Leur interprétation géométrique, variable selon le contexte local, est détaillée dans l'analyse par secteur.

#### b-1) - Les démantèlements de pente

D'importantes coulées gravitaires ont été décrites sur les bordures du bassin vocontien (Ferry, 1976, 1979, 1984; Ferry et Flandrin, 1979; Ferry *et al.*, 1986; Ferry et Rubino, 1989; Cotillon *et al.*, 1991).

Elles correspondent à de puissants remaniements de matériaux carbonatés barrémobédouliens qui transitaient, par le biais de canyons, depuis les plates-formes péri-récifales ou hémipélagiques périphériques jusqu'au bassin. Ces arrivées gravitaires, (*méga-turbidites, coulées boueuses et slumpings* (*cf. fig. 8, "Types de dépôts distants de la faille"*)), ont été attribuées par certains (Ferry *et al.*, 1986; Ferry et Rubino, 1989; Cotillon *et al.*, 1991) à des variations eustatiques négatives, du fait de l'effet déstabilisateur de la remontée du niveau marin sur les matériaux et, dans une moindre mesure, à des mouvements tectoniques.

A ce titre, des événements méga-turbiditiques ont été, de nombreuses fois, attribués à une origine sismique. Labaume (1983) et Labaume *et al.* (1983) l'ont montré dans le bassin éocène sud-pyrénéen, ainsi que Kleverlaan (1987), dans le bassin tortonien de Tabernas (SE de l'Espagne).

Nous présentons maintenant quelques exemples de processus gravitaires de faible ampleur (mètre-cubique à hectomètre-cubique), dont la mise en place est liée, tout au moins pour les cas que nous avons étudié, à des mouvements tectoniques.

#### b-1-1) - Classification des démantèlements de pente

Il existe différents types d'écoulements sous-marins. Ils sont fonction de la nature du matériel affecté, de la pente existante, de l'instantanéité du phénomène et du degré de compétence du sédiment, selon que ce dernier soit ou non homogène et isotrope et plus ou moins lithifié.

Si l'on se réfère à la classification de Varnes (1958) reprise par Dott (1963) concernant les principales catégories de démantèlement sous-marin (*fig. 16-A*), les discontinuités de sédimentation que nous décrivons dans ce mémoire correspondent à un terme intermédiaire entre les slumps [types b)] et les remobilisations en *mass flow* [types c)]: le terme lithologique sous-jacent n'est pas déformé; il existe une surface de discontinuité et un écoulement en masse d'un sédiment plastique, qui se contourne ou se bréchifie (réagencement interne de l'assemblage des grains ou non). Les arrachements étudiés diffèrent des slumps aussi bien par l'ampleur de la surface de discontinuité ou "tensional depression" (Lewis, 1971, *fig. 16-B*), laquelle tronque le plus souvent les niveaux sous-jacents sur plusieurs mètres d'épaisseur, que par l'aspect purement élastique des déformations slumpées (exemple: plis de compression, Lewis, 1971; *fig. 16-B*).

#### b-1-2) - Caractères des démantèlements de pente

La plupart des démantèlements de pente que nous avons observé sont intervenus au sommet d'un compartiment tectonique en cours de basculement antithétique ou synthétique sur faille normale ou à composante décrochante.

Un pendage, même faible (10° à 20°), d'une telle unité tectonique suffit à déclencher des déréptions d'un matériel sédimentaire peu lithifié.

Ces démantèlements sont de forme et d'ampleur variables mais, dans le domaine que nous avons étudié, et hormis les troncatures sous-marines (voir ci-après), ils n'affectent jamais le sédiment en place sur plus de deux mètres de profondeur.

#### \* - La surface d'arrachement ou plan de décollement

Si la plasticité du sédiment *in situ* le permet, et pour de faibles pentes (5° à 10°), le toit des blocs est souvent l'objet de glissements bancs sur bancs à partir des joints de stratification [*fig. 12-A<sub>1</sub>-3*]. Ce phénomène affecte rarement plus d'un mètre d'épaisseur, la plasticité du sédiment ne concernant que la tranche la plus proche de l'interface eau/sédiment (*fig. 12-A<sub>1</sub>-1*), et le matériel étant généralement déjà induré en profondeur.

Aux abords d'un escarpement, le glissement peut dégénérer en masse effondrée conservée en piémont de faille; la structure originelle des bancs étant encore couramment visible (*fig. 12-A<sub>1</sub>-6*).



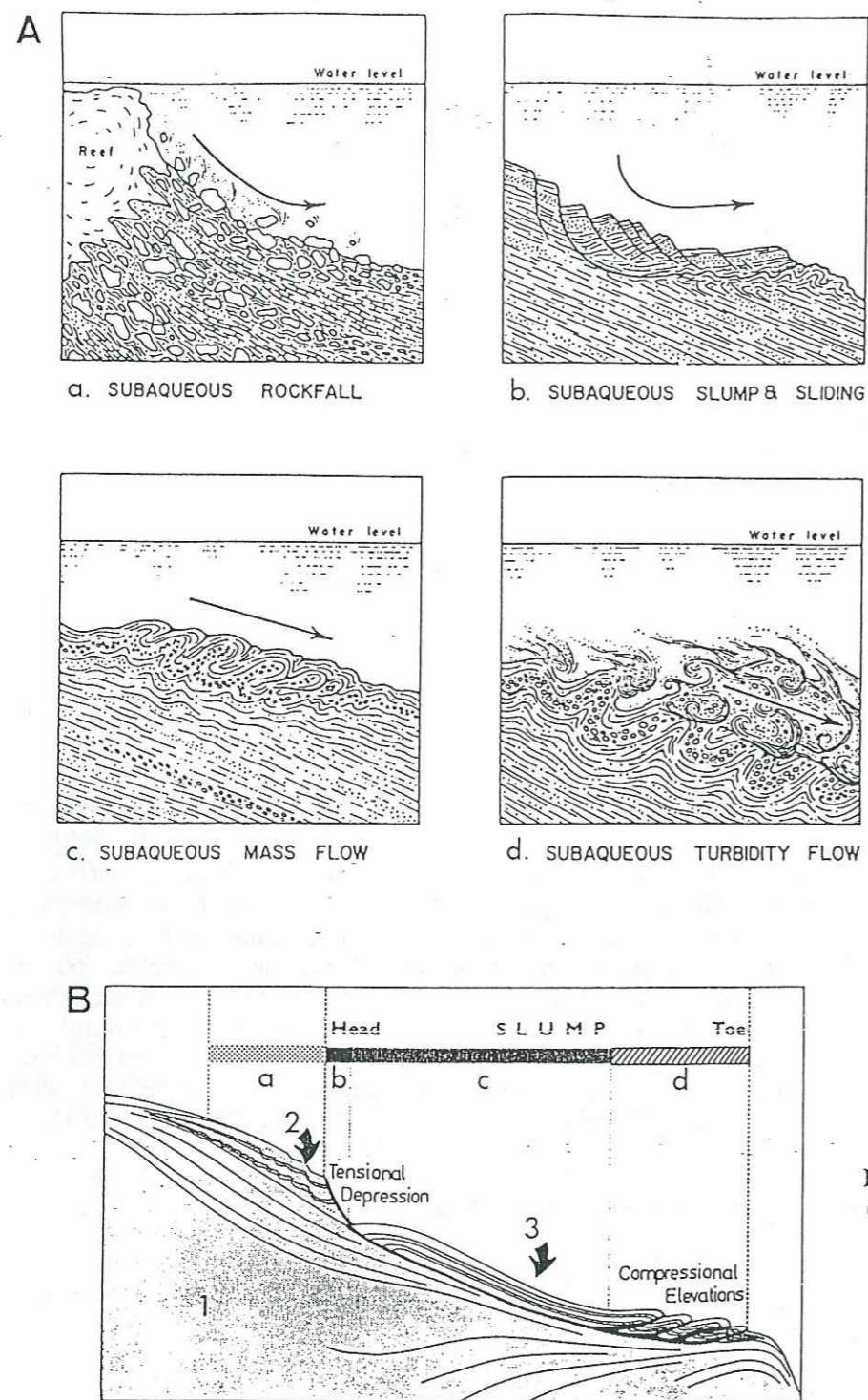


Figure 16 : MODELISATIONS DES MOUVEMENTS GRAVITAIRES SOUS-MARINS.

- A: Classification de Varnes (1958), pour un milieu sub-aquatique.
    - a: comportement élastique;
    - b: comportement élastique et plastique;
    - c: écoulement plastique;
    - d: écoulement d'un fluide visqueux.
  - B: Coupe d'un démantèlement plastique sur pente douce ( $1^\circ$  à  $4^\circ$ ) selon Lewis, (1971).
    - a: Zone de glissements banc/bancs.
    - b: Surface de décollement.
    - c: Zone de démantèlement: slump.
    - d: Zone de recouvrement: plissements de compression.
- 1: Sédiment non modifié.  
 2: Sédiment peu déformé.  
 3: Sédiment démobilisé.

Si le basculement du compartiment s'accroît, le démantèlement se fait à partir d'une auge d'arrachement courbe et encorbellée [fig. 12 A<sub>1-2</sub> et 17 -A], un peu à la manière d'un "coup de cuillère".

De beaux exemples de ce dispositif existent dans le secteur de Peipin et ont fait l'objet de mesures systématiques. En effet, ces surfaces, le plus souvent ferruginisées et perforées après le départ du sédiment (surfaces vacuitaires de dépôt et sujettes à une lithification précoce) sont affectées de stries et de cannelures profondes, dues à l'ablation brutale sur une discontinuité plastique, dont la pente excède rarement  $20^\circ$ . L'orientation de ces éléments striateurs permet de restituer la polarité des pentes structurales et des resédimentations (fig. 12-A<sub>1</sub> et A<sub>3</sub>).

#### \* - Les démantèlements

Ils correspondent au matériel remobilisé, dont l'aspect est fonction de la pente et du degré de lithification du sédiment lors de son déplacement.

Cette resédimentation correspond non pas à des mouvements de type "rockfalls" (cf. fig. 16-A), assimilables à une chute de blocs, mais à des mises en place de type "mass-flow" (cf. fig. 16-C) ou "debris-flow".

Si le sédiment est peu lithifié, il se déplace comme une masse boueuse et le démantèlement prend un aspect fluidal ("mass-flow") [fig. 17-A-a)].

Si la remobilisation affecte une tranche de sédiment différemment lithifié en profondeur et en surface, le démantèlement forme des ensembles plus ou moins chaotiques ("debris-flow"), d'aspect "moutonné" ou "en coussins", de blocs et de fragments de bancs, emballés dans une matrice homogène qui véhicule le matériel [fig. 17-A-b)].

Cette matrice peut tout aussi bien correspondre aux interbancs originels plus argileux, dont la lithification n'était pas réalisée lors du processus gravitaire (la finesse des particules ou du grain favorise la rétention d'eau et les feuilletés empêchent son transit vertical).

Après stabilisation de la brèche en milieu sous-marin, la matrice restée fluide peut encore s'infiltrer dans les anfractuosités ou les fractures portées par le substrat sur lequel elle s'épand. Ce remplissage *per descensum*, d'échelle centimétrique à métrique, donne lieu à des structures identiques aux dykes neptuniens, voire à des structures "en coupelles", caractéristiques des échappements d'eau en contexte gravitaire (J.-L. Montenat, 1990).

Ce mécanisme d'intercalation et/ou d'injection de sédiment par le biais de fractures préexistantes a été décrit au sein de l'Aptien supérieur de Rosans (Drôme) par Beaudoin et al. (1983), Friès et Beaudoin (1984), puis par Friès (1987), ainsi que dans l'Albien de Bevens (Alpes-de-Haute-Provence) par Beaudoin et Friès (1982), secteurs situés dans notre domaine d'étude, ou encore par Martill and Hudson (1989) et Jenkyns and Senior (1991) (in Hibs, 1991, 1992).

Le démantèlement provoquant l'expulsion des fluides résiduels implique généralement une lithification précoce du matériel mobilisé par rapport au sédiment sain sous jacent; expulsion d'eau, pouvant tout aussi bien intervenir de façon aérienne, que vadose ou marine sous-aquatique, pouvant alors donner lieu, pour le dernier cas, à des fentes de cinérese (fig. 14-A). Alors qu'en amont ou aux abords du démantèlement, les niveaux sont couramment affectés de figures d'étirement et de liquéfaction, à l'origine d'autres expulsions de fluide.

#### b-1-3) - Les tronçatures sous-marines et les surfaces d'ablation

Nous présentons maintenant les caractéristiques principales des tronçatures sous-marines, leurs surfaces d'arrachement et leurs brèches "à coussins" associées, dont l'ampleur et l'interprétation dynamique, détaillées dans le texte, nous ont permis localement de reconstituer les paléomorphologies tectoniques.

De telles surfaces d'ablation de sédiment se présentent à différents niveaux de la colonne lithostratigraphique considérée.



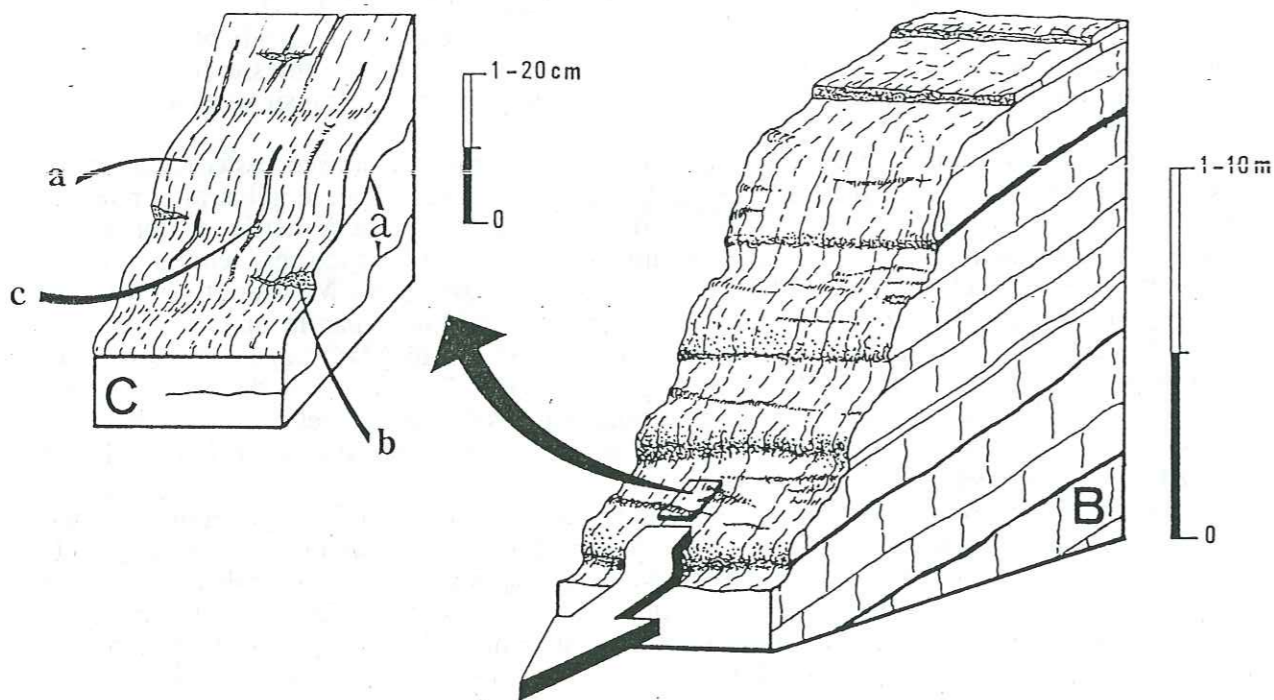
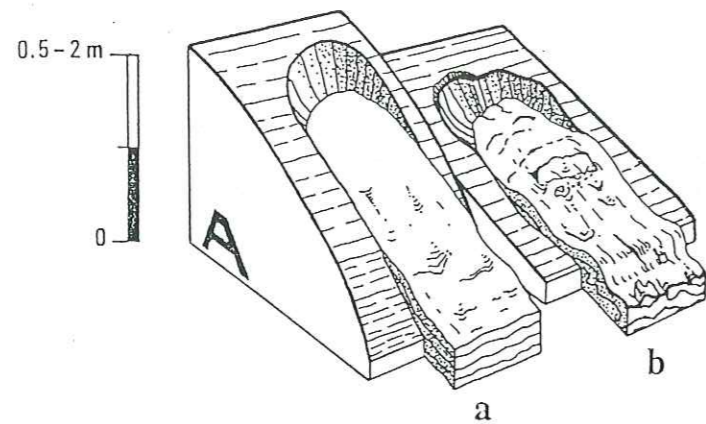


Figure 17 : EXEMPLES DE GLISSEMENTS GRAVITAIRES

- A : Exemples d'auges d'arrachements et glissements gravitaires précoces d'un matériel peu induré. L'aspect du démantèlement fluide (a) ou plastique bréchique (b) est fonction de la pente subitement créée et du degré de lithification du matériel structuré.
- B : Bloc diagramme modèle d'une troncature intraformationnelle au sein d'un matériel incomplètement lithifié, lors d'un brutal basculement de la série ou lors d'un événement sismique.
- C : Détail de la surface d'ablation de la troncature avec crayons (a), lunules d'arrachement (b) et cannelures de glissement (c).

Elles correspondent à un mouvement brutal de sédiment non lithifié, par glissement en masse (Barrier *et al.*, 1987). Les surfaces de glissement, très indurées, recoupent en biais les dépôts sous-jacents. Cette troncature, opérée selon une surface de discontinuité "disharmonique" (cf. a - "Remobilisations synsédimentaires"), les distingue des phénomènes gravitaires précédemment décrits qui, eux, s'opèrent selon une discontinuité "harmonique" pouvant être la surface structurale ou la stratification.

Les troncatures sous-marines sont souvent confondues avec les discordances angulaires tectoniques. A la différence de ces dernières, ce sont les couches affectées par la surface de troncature qui présentent un faible pendage ( $\leq 20^\circ$ ); les sédiments démantelés se déposent vers l'aval de façon oblique et toujours moins pentée. Elles correspondent à une augmentation critique de la pente d'un compartiment et sont le témoin d'un glissement brutal en masse de sédiment meuble. Elles peuvent donc être consécutives aux glissements superficiels et être associées aux brèches précédemment décrites.

De même, le dépôt, s'il est gorgé d'eau, s'écoule et se contourne comme une masse boueuse à partir d'une niche de décollement. Il se redépote sous forme de brèche intraformationnelle. Si le dépôt est plus lithifié, il se fossilise sous forme de paquets contournés, auquel cas les structures de dépôt sont le plus souvent encore visibles.

Ces phénomènes sont directement liés à l'activité des failles et sont donc d'origine sismo-tectonique (Ferry et Flandrin, 1979; Barrier *et al.*, 1987). Ils se localisent au toit d'un bloc en cours de basculement ou sont directement associés à un escarpement de faille vivante (Kandel, 1989).

Les dépôts-centres peuvent être la contrepartie des troncatures, et consistent en de puissantes accumulations de coulées sableuses ou boueuses dans les compartiments effondrés (Barrier *et al.*, 1987).

#### b-1-4) - Géométries des troncatures sous-marines

Les troncatures sous-marines présentent des caractères relativement constants. Leur mise en place suppose qu'une tranche relativement importante de sédiment en cours de basculement soit peu lithifiée (plusieurs mètres d'épaisseur) et donc que les processus diagénétiques du même sédiment soient relativement lents.

Dans le cas d'un sédiment carbonaté, il semble que le basculement doive avoisiner au moins les  $10^\circ$  à  $20^\circ$  pour supposer une ablation des dépôts superficiels.

#### \* - La surface d'ablation

Les caractères morphoscopiques ainsi que l'allure générale du profil des troncatures rappellent notablement certaines morphologies sous-marines actuelles décrites par Vanney (1991) sur les pentes néo-calédoniennes, mais dont l'interprétation morphogénétique est basée sur des processus cursitaires ou seulement gravitaires.

Le profil peut être de différents types, rectiligne, concave ou en sigmoïde, pour les troncatures que nous avons observées dans le domaine Ventoux-Lure. Auquel cas, la surface d'ablation, peu pentée au sommet ( $20^\circ$ - $25^\circ$ ), s'incline dans la partie centrale et principale ( $25^\circ$ - $55^\circ$ ), pour s'adoucir vers la base, jusqu'à tendre vers l'horizontal ( $5^\circ$ - $25^\circ$ ).

La surface de troncature présente le plus souvent dans le détail un aspect relativement lisse et un profil transverse légèrement en "tôle ondulée", notamment du à la différence de résistance à l'ablation des successions lithologiques plus ou moins marneuses (fig. 17-B).

Pour les exemples étudiées sur la bordure orientale de la plate-forme de Lure et sur les marges du détroit de Messine (Barrier *et al.*, 1987), la surface d'ablation est matérialisée par une induration précoce du matériel qu'elle affecte. Cette lithification est due, selon les mêmes auteurs, à la conjonction de deux facteurs:



- "pression exercée sur le sédiment, lors du décollement de la loupe de glissement (cf. microstylolitisation, *in* : Caractères morphologiques des failles hydroplastiques);
- rôle des courants de fonds, qui maintiennent cette surface exposée à l'état de sol sous-marin".

Le glissement du sédiment peut fabriquer des cannelures et des stries "molles", comparables à celles décrites pour un escarpement de faille précoce. Il peut également générer des lunules d'arrachement et des fractures d'étirement, notamment vers la base du profil préférentiellement induré (fig. 17-C). Enfin, le fluage du matériel crée par friction un boudinage superficiel de la surface de glissement. Ces objets sont appelés "crayons" de glissement gravitaire (fig. 17-C). Leur présence atteste une rhéologie plastique du sédiment mobilisé. La mesure de l'axe des crayons, perpendiculaires à la pente, permet de restituer la pente originelle des blocs et donc le sens du glissement.

La représentation géométrique de l'orientation des cannelures de glissement est identique à celle des autres glissements sur pente (fig. 12-A3).

#### \* - Les biseaux sédimentaires

Il s'agit des séries cicatricielles sus-jacentes. Disposés, à la base, de façon parallèle à la discontinuité, les dépôts tendent ensuite à rétablir l'horizontal. Leur pendage est quasiment toujours oblique à celui des niveaux tronqués, lesquels sont toujours plus pentés.

Ces biseaux peuvent s'observer à une échelle pluri-décamétrique (cas de la région de Peipin), en bordure immédiate d'un accident majeur actif. Ils prennent alors l'aspect d'épaississement généralisé des séries, mais "ils ne traduisent pas de discordance à caractère régional, ni d'épisode transgressif" (Barrier *et al.*, 1987).

Les troncatures et zones d'arrachement sous-marines observées dans notre domaine d'étude correspondent systématiquement à l'interface entre des niveaux calcaires tronqués et précocement lithifiés en surface, et des niveaux plus marneux surincombants. Elles confirment le rapport pouvant exister entre la séquence sédimentaire et le contexte structural.

Pour tous les exemples cités, ces structures sont en relation avec des failles de dimension pluri-kilométrique, à jeu vertical dominant, dont la création instantanée ou l'activité répétitive de type sismotectonique permet le basculement de blocs tectoniques et la déstabilisation du sédiment.

#### b-1-5) - Exemples de troncatures sous-marines

De tels dispositifs ont été observés et décrits en plusieurs lieux et pour des époques différentes:

- en Mer Rouge, où ils affectent les dépôts syn-rifts (Burdigalien/Langhien) du golfe de Suez (Wadi Bali, Gebel Mellaha, Prat *et al.*, 1986), enregistrés au sein de série calcarénitique de milieu néritique (fig. 18-A).
- Dans le détroit de Messine, où les terrains plio-pléistocènes des marges sont affectés de troncatures intra-formationnelles et de dépôt-centres d'ampleur hectométrique (fig. 18-B), par le biais de brutales activités sismo-tectoniques et de l'effondrement de compartiments de failles (Barrier *et al.*, 1987).

- Ce même détroit et le canyon de Messine subissent encore des phénomènes analogues, à la faveur de séismes de fortes magnitudes qui déstabilisent les édifices sédimentaires jusque dans le domaine bathyal.

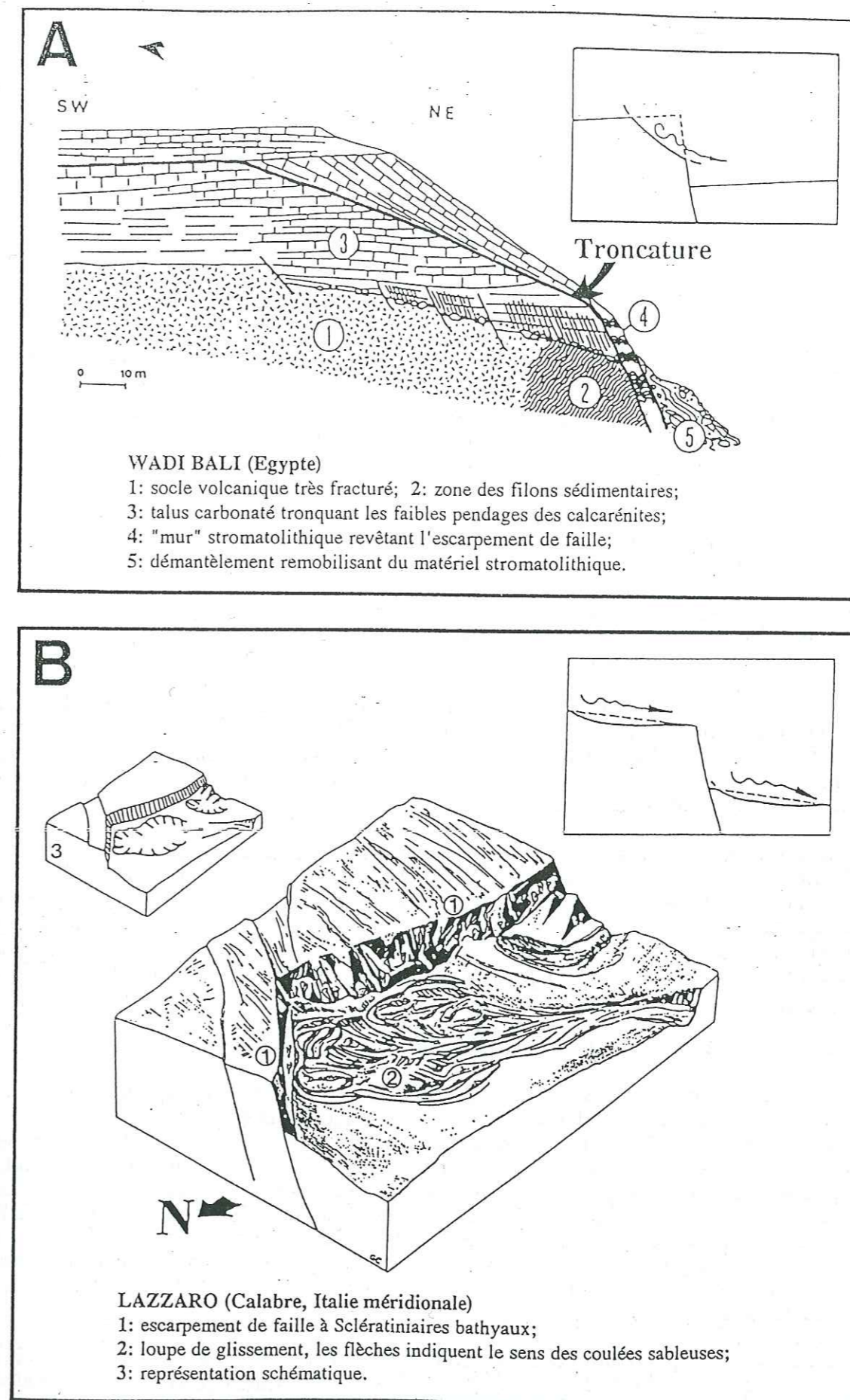


Figure 18 : Exemples de troncatures sous-marines

A : en Mer Rouge, sur bloc antithétique (d'après Prat *et al.*, 1986);  
B : en Calabre, sur bloc synthétique (d'après Barrier *et al.*, 1987).



C'est ainsi que le séisme de 1908 a déstabilisé du sédiment accumulé sur le fond, lequel, mis en mouvement sous forme de coulées gravitaires, a rompu des câbles à 400 mètres de profondeur (Nesteroff *et al.*, 1977; Colantoni, 1987).

- Sur la plate-forme carbonatée du plateau ibléen, dans le Sud-Est de la Sicile (région du Monte Cortese), dont les vigoureux épisodes structuraux du Crétacé de l'Oligocène puis du Tortonien se sont traduits par la mise en place de puissantes troncatures lors du fonctionnement synsédimentaire de failles de dimension métrique (J.-L. Montenat, 1988a, 1988b, 1990).

- Enfin, des travaux récents ont montré le lien direct pouvant exister entre un séisme et des glissements gravitaires en masse, évoluant en courant de turbidité, sur les faibles pentes sédimentaires (3° à 10°) du plateau continental (Nesteroff and Rawson, 1977; Colantoni, 1987; David *et al.*, 1992). Pour l'exemple du séisme de 1929 des Grands Bancs (Terre Neuve), la surface de troncature correspond à un glissement rotationnel à caractère rétrogressif.

La remobilisation sédimentaire présente différents cas de figures selon l'instantanéité et la violence du phénomène, le degré de lithification, la granulométrie, etc...

Elle se fait en piémont de la surface d'ablation ou peut être largement resédimentée en aval [(méga)-turbidites *s.l.*]. Le matériel mis en mouvement peut également être véhiculé sur de très longues distances par les courants de gravité, comme c'est actuellement le cas dans le détroit de Messine (Montenat *et al.*, 1987).

La mesure des traces de glissement sur la surface d'ablation peut permettre d'associer directement leur formation avec le mouvement de la faille.

La géométrie et l'orientation générale de l'ablation-resédimentation, que l'on peut mesurer et interpréter en termes de pente structurale, permet de dégager certaines conclusions d'implication tectonique.

Les troncatures sous-marines semblent préférentiellement associées à une structuration génératrice de blocs basculés. Si la configuration de ces derniers est de type antithétique, l'ablation correspond à l'écrêtement du sommet des compartiments (fig. 18-A), et c'est dans ce cas que la pente de la surface de troncature est la plus forte. Pour un dispositif de blocs synthétiques (fig. 18-B), le démantèlement s'effectue surtout sur les flancs de la structure basculée, l'ablation se faisant "en cuillère" (niche d'arrachement) sur une pente plus faible.

#### b-2) - Les démantèlements d'escarpement

Différents arrachements gravitaires ont été observés sur de très nombreux escarpements de faille ayant entaillé les calcaires barrémo-aptiens.

Ces figures de démantèlement des escarpements prouvent, s'il le fallait, la genèse précoce de l'élaboration conjointe de failles et de remobilisations sédimentaires en milieu sous-marin. Vachard *et al.* (1987), ainsi que Montenat *et al.* (1991) l'ont bien montré pour ce qui concerne l'activité synsédimentaire polyphasée des paléoesarpements de failles de la marge du Déroit de Messine. Leurs activités à caractère sismique répétitif sont successivement enregistrées par une fissuration des escarpements et par le démantèlement de blocs, emballés dans les sédiments bathyaux, situés en piémont de la faille (*cf.* A, 1, a-2) et fig. 15, stades 4 et 5).

Une importante friction sur la faille affectant un matériel peu lithifié génère couramment une microbréchification non calcitisée et non fracturée (fig. 13-B), pouvant contenir des éléments plus indurés devenant ainsi objets striateurs.

La mise en place d'un escarpement au sein d'un sédiment moins lapidifié suppose plus rarement un démantèlement en profondeur du miroir de faille sous forme d'un arrachement "en cuillère" [fig. 12-A1-4] et un glissement aval pendage du sédiment sollicité.

Le sédiment conservé en piémont d'escarpement est souvent impliqué dans le mouvement de la faille qui lui impose une torsion par cisaillement ou effondrement. Cette masse sédimentaire glissée et déformée date et fossilise le jeu tectonique de l'accident.

J.-L. Montenat (1990) et Hibsich (1991) décrivent plusieurs escarpements de faille progressivement drapés par un matériel carbonaté microbréchique de 10 à 20 centimètres d'épaisseur (fig. 14-A). Les éléments de cette brèche non fracturée et non calcitisée ne montrent pas d'indice de broyage.

Ce drapage de sédiment microbréchique recouvre uniformément l'escarpement, sauf localement, où il a été précocement déstabilisé par gravité.

Ces mêmes auteurs décrivent encore d'autres phénomènes précoces non moins significatifs d'une activité "synsédimentaire" des accidents qu'ils analysent.

L'escarpement a été soumis à une poussée latérale trop forte pour les matériaux peu indurés. Cette poussée s'est traduite par une convexité du plan de faille et par le flambage de l'escarpement (exemple pris de l'accident de Sicli-Ragusa-Vizzini, fig. 14-A), associé à des fractures sub-horizontales. L'accentuation du processus peut aboutir à l'écroulement du relief de faille (J.-L. Montenat, 1990).

Le tracé en chicane de l'escarpement (fig. 14-A) a permis la conservation de paquets glissés en piémont du tronçon en extension.

L'allure des niches d'arrachement et du sédiment démantelé indique que le glissement a affecté un matériel nécessairement plastique. Certains paquets montrent sur leurs flancs des fentes de cinérèse (fig. 14-A), dues au départ de l'eau interstitielle lors de la mise en mouvement sous-aquatique.

Mais la géométrie de ces masses glissées montre clairement, outre l'origine gravitaire du processus, qu'elles sont impliquées dans le jeu coulissant de la faille: flancs dissymétriques avec torsion et déplacement de la masse sédimentaire selon un mouvement dextre.

## 2 - Processus chimiques ou biologiques

Comme nous avons pu le voir dans la Première Partie, l'intervalle stratigraphique considéré dans ce mémoire peut être délimité par différentes discontinuités sédimentaires qui correspondent à une modification du milieu de dépôt.

Or, toutes les déformations précoces ayant affecté cet ensemble lithologique se situent toujours au niveau de l'une de ces discontinuités et à l'interface entre deux lithologies contrastées, allant d'un pôle calcaire à un pôle franchement marneux.

Cela ne signifie pas pour autant que toute discontinuité soit d'origine tectonique, mais qu'il existe un lien réel entre les événements tectoniques ayant affecté les séries calcaires et une modification paléoenvironnementale. D'autant plus que certaines de ces discontinuités, dont les caractères morphologiques sont bien identifiables, sont uniformément réparties selon la stratification et sur les escarpements de failles précoces: elles sont les marques de paléomorphologies structurées.

Cette perturbation du milieu de sédimentation s'exprime différemment selon l'ampleur de l'événement tectonique et selon la profondeur et les conditions initiales du dépôt.

D'un point de vue général, elle correspond à une surface durcie, de type "hard-ground", uniformément répartie aussi bien au toit de la séquence calcaire synchrone de l'épisode tectonique que sur les escarpements de failles et l'ensemble des perturbations sédimentaires qui en ont résulté, ce qui, d'emblée, confère à la fracturation un caractère précoce.

Les principaux caractères de ces surfaces sont les suivants:



- elles sont recouvertes d'un enduit ferrugineux de type goethite ou sidérose. Il s'agit de croûtes d'épaisseurs irrégulières, pouvant atteindre un ou deux centimètres, d'aspect scoriacé (fig. 13-B) ou en concrétions mamelonnées de type oolithe, auquel cas elles peuvent être remaniées puis piégées par des tapis algaux ou par des paléodépansions (Cotillon, 1985), voire être conservées en piémont d'escarpement (Hibsch, 1991).

Deux types très différents d'encroûtements ferrugineux ont été observés dans ce secteur. Le premier emprisonne quelques débris d'organismes (essentiellement des bivalves); le second comporte surtout des fragments de terriers généralement mal conservés. Cette induration par imprégnation d'oxydes est, dans la plupart des cas, stratiforme, et elle marque des arrêts de sédimentation plus ou moins prolongés (Rio *et al.*, 1991), sinon de relative vacuité sédimentaire.

- Les surfaces sont bioperforées et/ou affouillées de façon complexe par des organismes vasicoles, rendant l'assise très poreuse et facilitant l'imprégnation par les oxydes de fer (Rio *et al.*, 1991), ou par des organismes vivants fixés sur un fond rocheux. L'observation rapprochée de certaines surfaces, mises ou laissées à vif, montre la dalle grêlée par de menus taraudages, tandis que la patine ferreuse confère à l'ensemble une teinte ocre caractéristique et visible de très loin (cf. fig. 62 et planches h.t.).

La bioperforation peut, selon l'espèce, affecter un sédiment peu ou au contraire très lithifié.

- Les surfaces durcies peuvent également contenir des poches de glauconitisation ou de phosphatisation (fig. 13-B);

- Elles peuvent être l'objet, mais plus rarement, d'une "microkarstification" sous-aquatique, qui correspond à une dissolution d'un matériel, même peu induré, par des organismes fousseurs, par des courants de fond (Pastouret *et al.*, 1984; Ferry *et al.*, 1986), ou par de subites venues d'eaux (courants de fond), de Ph. différent de celui de la surface.

L'interprétation de ces surfaces de discontinuité sédimentaire reste discutée. Cotillon (1971, 1975) y voit un niveau de condensation, Porthault (1978) un léger confinement du corps d'eau inférieur, Ferry et Flandrin (1979) supposent l'existence de courants normaux descendants (non de turbidités), canalisés dans la région de Crest par une topographie sous-marine en creux et responsables de phénomènes momentanés de déception au sein d'un intervalle calcaire également barrémo-aptien.

Nous pensons qu'elles témoignent d'un durcissement du fond sédimentaire, du, très probablement, à des phases d'arrêt dans la sédimentation, s'accompagnant d'une corrosion et/ou d'un encroûtement physique et biologique. Les courants de fonds "maintiennent cette surface exposée à l'état de sol sous-aquatique" (Barrier *et al.*, 1987) qui, dès lors, peut faire l'objet d'une lithification plus rapide que ne le suppose une même série en cours d'enfouissement. D'ailleurs, certains organismes perforants, pour qui des fonds rocheux sont nécessaires, attestent d'une lapidification (syn. de lithification) rapide. La diagenèse biochimique (ou "syndiagenèse", dict. géol., 1980), intervenant dans les premiers centimètres, due aux organismes vivants et surtout aux bactéries, l'emporte donc sur la diagenèse physico-chimique (ou "épidiagenèse"), laquelle est consécutive à l'enfouissement et augmente avec le temps et la profondeur.

L'hypothèse d'une syndiagenèse rapide et précoce au niveau des discontinuités de sédimentation restreint la période de mise en place des déformations plastiques (cassantes ou non) à un intervalle de temps relativement bref. Mais l'expérience nous a montré que cette syndiagenèse n'était souvent que partielle. La lithification complète du sédiment carbonaté peut n'être obtenue que plusieurs millions d'années après le dépôt, comme cela a pu être constaté localement dans l'Urgonien du champ de fracture de Banon (secteur B, à Tirecoui et La chapellière, cf. Troisième partie: Analyse par secteur). Cette dernière remarque ne contredisant pas la précédente.

Pour ce qui concerne les démantèlements gravitaires ou les déformations tectoniques précoces, la simple pression exercée sur le sédiment lors du glissement provoque, par expulsion des fluides, une perte du volume initial et donc une compaction du matériel et une lapidification rapide, suivant de peu l'ablation. Cette lithification précoce concerne aussi bien la surface d'arrachement plastique que le matériel déplacé.

En tout état de cause, l'existence de perturbations biologiques ou chimiques propres à une période géologique donnée, portées sur un escarpement de faille, sur des démantèlements plastiques et sur leurs stries de glissement, suppose la précocité des déformations observées.

## B- GEOMETRIE INDUITE DES DEPOTS ET VALIDITE DE L'ANALYSE TECTONO-SEDIMENTAIRE

Les dépôts postérieurs à l'événement tectonique cicatrisent les perturbations sédimentaires et scellent les déformations, jusqu'à leur éventuelle réactivation.

Ce moulage morpho-sédimentaire va donc permettre de confirmer de nouveau le caractère précoce de l'épisode tectonique, d'en estimer les conséquences paléomorphologiques, s'il n'y a pas eu d'érosion entre temps, et d'en donner un âge plus ou moins précis.

La détermination précise de l'âge de la déformation dépend donc de l'existence d'une cicatrisation sédimentaire des structures tectoniques et de sa rapidité d'exécution ainsi, comme nous l'avons vu précédemment, que du caractère plastique ou cassant de la déformation précoce.

En considérant ces deux paramètres, tels que "types de déformations selon la rhéologie" et "calage sédimentaire" ou non, on distingue six cas de figures différents permettant, à des degrés divers de fiabilité, d'évaluer l'âge des déformations tectoniques, que l'on pourra ensuite soumettre à la méthode numérique de la détermination du tenseur des contraintes

| TYPES DE DEFORMATIONS SELON LA RHEOLOGIE                                   |                             | AVEC CALAGE SEDIMENTAIRE | SANS CALAGE SEDIMENTAIRE |
|--|-----------------------------|--------------------------|--------------------------|
| Rigide cassante<br>(déformations synsédimentaires relatives)               | déformations "discontinues" | cas 5                    | cas 6                    |
| Plastique cassante<br>(déformations synsédimentaires relatives)            | déformations "discontinues" | cas 3                    | cas 4                    |
| Fluide-Plastique molle<br>(déformations synsédimentaires relatives/vraies) | déformations "continues"    | cas 1                    | cas 2                    |



Pour les cas 1 et 2, la rhéologie du matériel sédimentaire ne permet pas l'apparition d'une déformation cassante ("discontinue"). Les perturbations sédimentaires observables, même si elles sont la conséquence d'un événement tectonique, ne permettent donc pas d'établir un lien direct avec un régime tectonique.

Les déformations hydroplastiques sont contemporaines du dépôt ou du début de la diagenèse. Elles peuvent résulter de la seule compaction et/ou être la conséquence d'un événement sismique ou d'un basculement de bloc.

Dans ce cas, seule l'analyse géométrique de leur orientation et de leur répartition permet de les associer à un escarpement de failles ou à un compartiment tectonique.

- Pour le cas 1, l'âge des figures de liquéfaction ou des démantèlements gravitaires est compris entre celui du dépôt déformé et l'âge des séries fossilisantes.

- Pour le cas 2, l'âge des perturbations sédimentaires correspond à la vitesse de lithification du sédiment affecté, ce qui est très difficile à apprécier.

Pour les cas 3 et 4, la plasticité du matériel permet l'apparition d'une fracture. Hormis les failles hydroplastiques d'origine diagénétique, ces structures plastiques-cassantes permettent de déterminer un régime tectonique.

Pour les déformations barrémo-aptiennes du domaine Ventoux-Lure qui nous concernent, les épisodes de structuration ont systématiquement engendré des structures plastiques-cassantes, accompagnées de perturbations sédimentaires (déformations hydroplastiques, démantèlements gravitaires).

- Le cas 3 est le plus propice à la détermination de l'âge précis de la déformation, de type syn-diagénétique fossilisé. Cette précision est alors fonction, avant tout, de l'âge de la série cicatricielle: il peut y avoir eu une lacune ou un arrêt de sédimentation plus ou moins importants d'une partie des dépôts sus-jacents, après l'événement tectonique. D'autre part, cette précision dépend de la vitesse de lithification du matériel déformé: certains exemples de terrain indiquent qu'elle peut intervenir plusieurs millions d'années après le dépôt.

- L'âge de la déformation du cas 4 ne sera connu qu'avec ce deuxième paramètre, s'il peut être estimé.

Les cas 5 et 6 permettent également de caractériser un régime tectonique:

- mais ce dernier ne peut pas être daté, dans le cas 6,

- alors que son âge peut être connu, dans le cas 5, mais cette datation sera plus ou moins précise, selon la vitesse du calage sédimentaire.

\* \*

\*



## CHAPITRE SECOND

### *METHODOLOGIE DE L'ANALYSE STRUCTURALE*

#### INTRODUCTION

#### I - STRUCTURES ETUDIEES

#### II- ANALYSE DES DONNEES STRUCTURALES

##### A- PRISE DES DONNEES

##### B - TRI DES DONNEES

##### C - ELEMENTS DE CHRONOLOGIE

- 1- Critères stratigraphiques
- 2- Critères sédimentologiques
- 3- Critères tectoniques
  - a- Les déformations précoces
  - b- L'approche retectonique
  - c- Les chronologies relatives

##### D - METHODE DE CALCUL

- 1- Calcul du tenseur
- 2- Test du tenseur
- 3- Limites de la méthode

##### E - PRESENTATION GRAPHIQUE DE L'ANALYSE STRUCTURALE

##### F - INTERPRETATION DES REGIMES TECTONIQUES

#### III - EXPLOITATION DES DONNEES DE L'ANALYSE STRUCTURALE

##### A - VALIDITE DES RESULTATS DU CALCUL

##### B - DEBASCULEMENT DES SITES DE MESURES

- 1 - Valeur unique de débasculement
- 2 - Valeurs multiples de débasculement

##### C - DEMARCHE POUR L'INTERPRETATION DES RESULTATS

- 1 - Comparaison des résultats
- 2 - Compilation des mesures
- 3 - Compilation des données tectono-sédimentaires



## CHAPITRE SECOND

## METHODOLOGIE DE L'ANALYSE STRUCTURALE

## INTRODUCTION

L'analyse structurale est basée sur l'observation simultanée des structures à différentes échelles, tant régionale qu'au niveau de l'affleurement.

Les conclusions d'une dynamique de la déformation sont d'abord faites à l'échelle de l'affleurement ou du secteur, puis à l'échelle pluri-kilométrique et régionale; les premières fournissant des informations pour l'interprétation des secondes.

A l'échelle régionale, l'étude des structures a été réalisée à partir des documents suivants :

- photographies aériennes à diverses échelles;
- imagerie satellite (SPOT, LANDSAT);
- cartes topographiques I.G.N. au 1/25.000<sup>e</sup> et 1/100.000<sup>e</sup>
- cartes géologiques:
  - au 1/50.000<sup>e</sup>: feuilles de Nyons (n°891), Vaison-La-Romaine (n°915), Séderon (n°916), Sault-de-Vaucluse (n°942) et Forcalquier (n°943).
  - au 1/80.000<sup>e</sup>: feuilles d'Orange (n°210), du Buis (n°211) et de Digne (n°212).
  - au 1/250.000<sup>e</sup>: feuilles de Valence (n°34).

A cette échelle régionale, nous avons pu déduire les différents domaines paléogéographiques crétacés ainsi que leurs principaux caractères géomorphologiques. Les traits structuraux majeurs ont guidé l'implantation locale des sites de mesures microtectoniques les jalonnant, dont les résultats du calcul, effectué sur la fracturation, ont permis l'interprétation dynamique régionale.

A l'échelle de l'affleurement, on observe les microstructures. Les données recueillies sur le terrain sont essentiellement des plans de striation que l'on soumet au traitement numérique afin de quantifier le régime local des contraintes.

Nous précisons maintenant les types d'objets recueillis sur le terrain, puis nous présentons la méthode d'analyse utilisée pour chaque site de mesure et la méthode de calcul des tenseurs de contraintes permettant d'exprimer les directions locales des paléo-champs de contraintes tectoniques.

## I - STRUCTURES ETUDIEES

La quasi-totalité des mesures collectées à l'affleurement correspondent à des discontinuités de rupture lithologique selon lesquelles s'est produit un déplacement relatif.

Celui-ci se traduit généralement sur des plans par des tectoglyphes, tels que des stries, des cannelures et un certain nombre d'autres marqueurs, qui indiquent la direction et le sens du glissement.

Nous avons vu auparavant qu'un plan de rupture avec surface de glissement peut intervenir pendant ou après la lithification du sédiment et qu'il peut être d'origine tectonique, diagénétique ou gravitaire (cf. "Méthodologie de l'analyse tectono-sédimentaire").

Nous avons mesuré deux types de discontinuités de glissement (*s.l.*) de signification différente:

- d'une part les miroirs de failles, ayant affecté un dépôt de rhéologie plastique (déformation plastique-cassante) ou une roche parfaitement lithifiée (déformation rigide-cassante), dont la mesure des traces du glissement permet d'obtenir un résultat qualitatif et quantitatif du régime de contrainte tectonique;
- d'autre part les surfaces d'ablation "synsédimentaire" (cf. "Les démantèlements gravitaires"), qui correspondent à une débacle gravitaire d'un dépôt non lithifié. L'analyse des striations et des marqueurs du glissement permet la restitution de la polarité des paléopentes de démantèlements, lesquelles correspondent parfois au toit d'un compartiment de faille brutalement basculé.

Ces deux types de mesures de glissement sont traitées séparément et différemment selon les deux cas, car elles ne traduisent pas directement les mêmes mécanismes.

Nous avons déjà présenté le type d'analyse dont les démantèlements gravitaires pouvaient faire l'objet (cf. fig. 12-A3). Nous nous contentons maintenant de ne décrire que la fracturation ayant été dûment identifiée comme résultant directement d'une contrainte tectonique.

Pour une roche calcaire, les modalités de la rupture, avec ou sans rejet, sont celles des déformations classiques de l'analyse structurale en tectonique cassante. Ce sont principalement les fentes de tension et les plans de failles, auxquels sont associés des stries de glissement et autres marqueurs du mouvement et de la friction, les tectoglyphes, dont les principaux types ont été décrits par de nombreux auteurs (Tjia, 1964, 1968 *in* Vergely et Xu, 1988; Arthaud & Mattauer, 1969; Mattauer, 1973; Petit, 1976; Angelier, 1979; Petit *et al.*, 1983; Bergerat, 1985; Vergely et Xu, 1988).

Parmi tous les tectoglyphes, les stries constituent le support principal de notre analyse structurale. Reprenant la classification morphologique des stries de Mattauer (1973), on distingue:

- des stries de *glissement pur*;
- des stries avec *écartement et cristallisation*: stries en relais avec écartement de forme parallépipédique et cristallisation syn-tectonique de calcite sparitique au centre. Cette structure est également appelée "domino" lorsqu'elle se fait dans le plan horizontal ou "escalier d'accrétion", dans le plan vertical;
- des stries avec *rapprochement, dissolution et recristallisation de calcite* ou stries stylolithiques, ou encore slicolites.

A ces tectoglyphes, portés essentiellement sur la surface de glissement, peuvent être associés différents types de fracturation sur la faille même ou sur les bordures de ces lèvres. Ces autres objets tectoniques, trop peu nombreux, n'ont pu faire l'objet d'étude particulière mais leur relevé a guidé le tri des données. Ce sont:

- la *schistosité de fracture*, qui se manifeste par des clivages (discontinuités pénétratives et répétitives);
- un *microcisaillement*, qui peut se manifester par des plans cisailants secondaires en échelons, pénétratifs de la faille principale;
- les *diaclasses* (joints perpendiculaires ou obliques à la stratification, Bergerat, 1985), qui correspondent à l'ouverture relative sans déplacement ou mouvement relatif;
- les *fentes de tension*, avec une ouverture perpendiculaire ou oblique aux lèvres et un allongement parallèle à la direction de raccourcissement;
- des *lunules de traction*, des figures de broutage ou des polissages en amont des aspérités dues à la striation.



Pour un dépôt partiellement lithifié, de nature gréseuse ou carbonatée, les modalités de la rupture plastique sans rejet sont très proches de celles d'un matériau rigide. Ce sont des fentes de tension, une microschistosité de fracture (...etc.), sans dissolution-cristallisation syn-tectonique de calcite, si le mouvement est instantané et fossilisé.

La principale originalité d'une rupture plastique avec glissement est l'existence de crayons, de stries et cannelures "molles", souvent courbes, portés par des miroirs de faille d'allure sinueuse, et dont le mouvement correspond couramment à une ouverture en ciseau (cf. Méthodologie de l'analyse tectono-sédimentaire / IV - Déformations tectoniques précoces).

Dans ce cas là encore, les stries (et cannelures) constituent les principaux éléments de l'analyse structurale. Leur confrontation avec les autres objets tectoniques a permis de guider les regroupements de mesures en familles cohérentes entre elles, et d'affiner les chronologies relatives par recoupement des objets entre eux, dans le cas très courant de mouvements successifs et/ou polyphasés de l'escarpement de faille.

Les accidents étudiés et mesurés ont une longueur variant de quelques mètres à plusieurs dizaines de kilomètres.

Il s'agit pour nous de mesurer l'azimut et la pente du plan (ou miroir de faille), d'apprécier, à partir des tectoglyphes, la valeur du déplacement vertical et, si possible, horizontal, séparant les deux compartiments (rejet vertical et horizontal).

L'ampleur du mouvement n'est parfois qu'approximativement évalué car les compartiments sont le plus souvent érodés (écrêtement de bloc, démantèlement gravitaire, abrasion cursitaire, corrosion biologique ou météorique) ou recouverts d'un autre sédiment. On parle dans ces cas de rejet apparent. Le sens du rejet peut être connu :

- par la mise en évidence (visuelle, stratigraphique) du décalage des compartiments;
- par l'examen, sur la surface de faille:
  - \* - des tectoglyphes;
  - \* - des enduits de calcite cristallisée, notamment dans les cavités pour les sites en extension;
- par l'observation d'un rebroussement des couches près du plan de faille ou sur ses lèvres (crochon de faille), qui se fait dans le sens opposé du mouvement relatif du compartiment.

La confrontation d'éléments tels que la pente de la faille, son mouvement et le pendage des compartiments permet de distinguer des failles antithétiques et synthétiques, normales ou contraires (se référer à Mattauer, 1973; Vialon *et al.*, 1976; Angelier, 1979; Blès et Feuga, 1981).

\* \*  
\*

## II - ANALYSE DES DONNEES STRUCTURALES

### A- PRISE DES DONNEES

L'analyse structurale du massif Ventoux-Lure est divisée en cinq parties, qui correspondent à autant de secteurs étudiés, distants de plusieurs kilomètres les uns des autres. Leur localisation géostrucurale en bordure ou sur la plate-forme pré-vocontienne n'est pas fortuite. Chaque secteur est positionné sur le trajet ou à proximité immédiate d'accidents majeurs régionaux, dont le jeu est contemporain de la sédimentation barrémo-albienne. Par conséquent, chaque secteur doit faire l'objet d'une démarche particulière.

Le principe communément adopté dans cette étude est l'établissement de stations de mesures pour des sites d'ampleur déca- à hectométrique. En effet, cette échelle d'observation permet d'évaluer la cinématique des petits blocs engendrés par l'accident majeur et de connaître l'âge de structures tectoniques par l'analyse des déformations synsédimentaires associées.

Puis, la compilation des données sédimentaires et microtectoniques de chaque site permet d'apprécier le(s) mouvement(s) de l'accident principal, ce dernier n'étant pas directement observable en surface. C'est à ce niveau que l'on peut identifier dans l'espace et le temps les contraintes tectoniques de la région considérée.

Pour chaque station, les mesures sont relevées ponctuellement selon un affleurement, qui correspond à un ou plusieurs escarpements de failles, selon l'ampleur des structures observées. Les mesures isolées ne sont pas prises en compte, la validité du calcul ne reposant que sur la compilation d'un certain nombre de mesures peu éloignées les unes des autres.

Le nombre des stations de mesures microtectoniques de chaque secteur est subordonné à la qualité des affleurements, dont la condition élémentaire pour être analysée est de présenter des critères indiscutables d'un événement tectonique précoce (*i. e.* des perturbations sédimentaires). La répartition spatiale des sites de mesures, selon les différents secteurs, a été faite le plus largement possible. Mais cette répartition est fonction pour une bonne part du contexte géologique local: les sites d'analyse n'ont pu être effectués que dans la partie méridionale ou sur les bordures de la plate-forme urgonienne, là où les contrastes tectoniques et stratigraphiques sont les plus marqués. Dans ce cas, les stations de mesure sont situées sur les bordures des accidents majeurs et, dans la mesure du possible, sur leurs failles satellites, car l'activité des principaux traits structuraux peut être à l'origine d'importantes déviations du champ des contraintes tectoniques régionales (Huang *et al.*, 1987).

La mesure des stries (en pitch ou en plongement) portées sur le plan permet d'apprécier la nature du déplacement: dans le cas d'un déplacement horizontal dominant (ou coulissant), on parle de décrochement ( $00^\circ \leq \text{pitch} \leq 45^\circ$ ); dans le cas d'un déplacement vertical dominant, on parle de faille inverse ou normale ( $45^\circ \leq \text{pitch} \leq 90^\circ$ ). Seules les stries permettent objectivement de déterminer l'attitude du mouvement de la faille et l'on ne peut se fier qu'à la seule observation du rejet apparent, ce dernier pouvant n'être qu'un artefact visuel du déplacement relatif (notamment dans les cas d'un rejeu tardif contraire au premier mouvement ou lors d'une inversion du rejet vertical par érosion du compartiment haut). La figure 19 donne le calibrage qui a été utilisé pour classer l'attitude des failles.



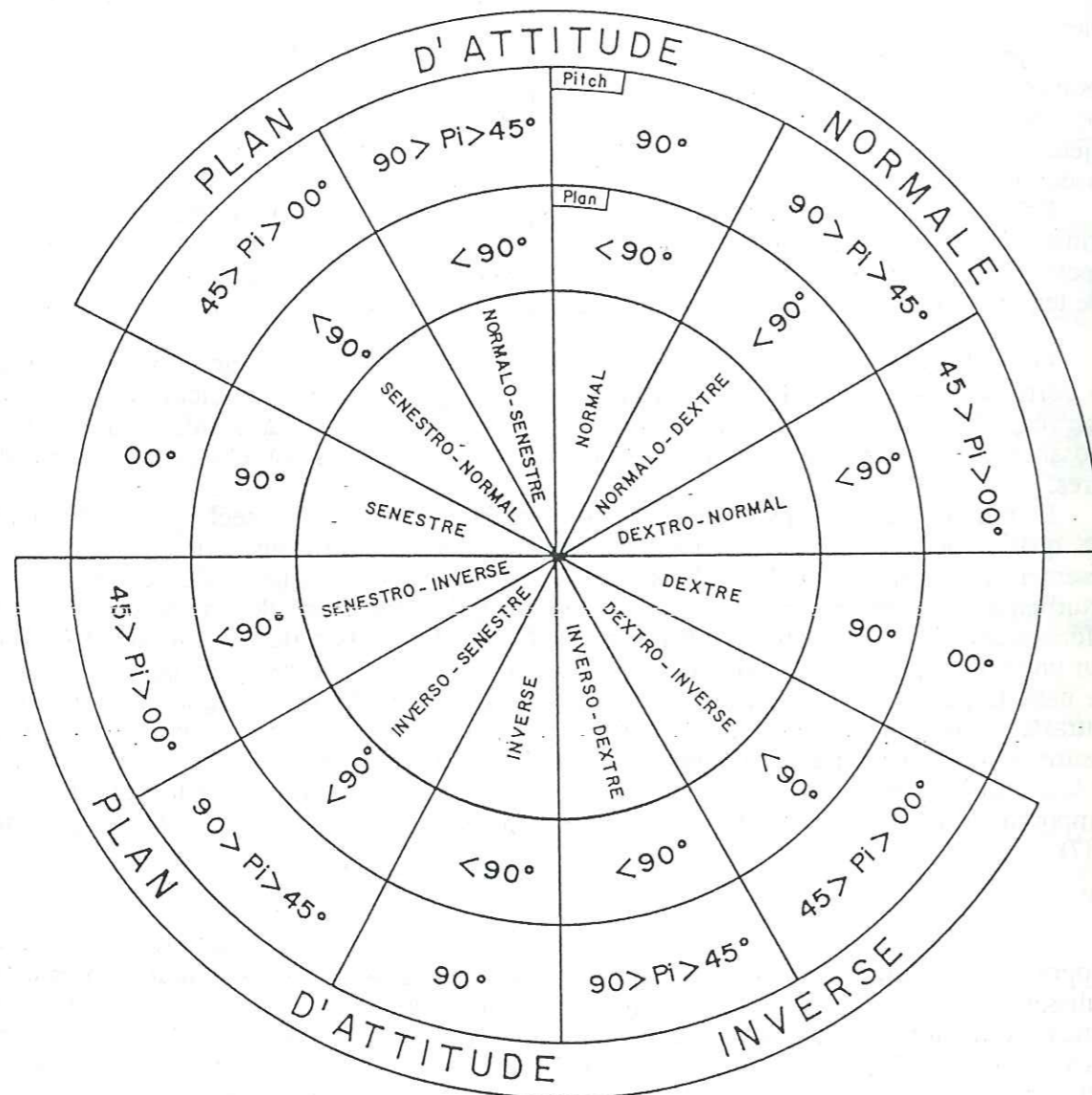


Figure 19 : Calibrage des différentes familles de failles  
(d'après Duguey et Ott d'Estevou, 1992).

## B - TRI DES DONNEES

Les sites de relevés sont le plus souvent l'objet de déformations polyphasées, contemporaines ou non de la sédimentation.

Après le tri des structures selon leur âge, mésocrétacé ou ultérieur, nous sommes amené à former des familles de plans cohérents entre eux, correspondant chacune à un épisode de structuration, dans le cas très courant d'un polyphasage mésocrétacé. Ce tri repose sur:

- le rapport existant entre les plans striés et les déformations anté-lithifications qui leur sont ou non associées;
- le degré de cohérence apparent des plans striés les uns avec les autres (on se réfère par exemple au schéma de cisaillement simple), dans le cas d'une station regroupant des mesures sur plusieurs petites failles;
- les recouvrements de stries entre elles et éventuellement avec d'autres tectoglyphes (fentes de tension et stylolites).

Cette chronologie relative est plus délicate pour ce qui concerne les structures plastiques-cassantes lorsqu'elles sont affectées de stries courbes. Dans ce cas, si deux stries se recoupent avec une obliquité supérieure à 15°, elles sont analysées séparément ou encore l'une des deux est éliminée du calcul. L'exemple de certains décrochements précoces (Tirecoui, champ de fractures de Banon), montre que la courbure par verticalisation des stries le long de l'escarpement provient d'une relaxation des contraintes tectoniques et d'un réajustement d'un compartiment de faille mais non d'une réelle contrainte de signification tectonique.

- Le tri automatique permet de regrouper ou de différencier plusieurs familles de stries plus ou moins compatibles entre elles, pour des tenseurs variés choisis arbitrairement et appliqués successivement à chaque population de failles (méthode développée par Etchecopar et Mattauer [1988]).

- La qualité du tri est contrôlée, après calcul des tenseurs, par la répartition de chaque mesure sur l'histogramme, celui-ci donnant le degré de cohérence existant entre les stries, c'est-à-dire l'écart existant entre la strie mesurée et la strie théorique calculée (cf. D - Méthode de calcul).

## C - ELEMENTS DE CHRONOLOGIE

Les critères de la chronologie des déformations et de leur datation sont variés et de valeurs différentes. Il a été souvent nécessaire de les utiliser simultanément pour un même site de mesure microtectonique afin de faciliter l'analyse et de valider l'interprétation tectonique. Les critères utilisés dans le mémoire sont les suivants:

### 1 - Critères stratigraphiques

L'âge d'une structure affectant un niveau est donné avec plus ou moins de précision selon l'existence d'un cachetage par une formation plus récente. La période de mise en place de la déformation est alors compris entre l'âge des terrains porteurs et l'âge des séries cicatricielles.

L'observation peut-être faite à l'échelle de l'affleurement, comme dans le cas d'un cachetage par contact localement discordant (en onlap, en éventail ou discordance angulaire) et cicatriciel. Elle peut être également faite à l'échelle régionale, lorsque l'on observe la différence ou la surimposition de déformations entre deux niveaux d'âges différents.



## 2 - Critères sédimentologiques

Comme nous l'avons vu auparavant (cf. Méthodologie de l'analyse tectono-sédimentaire), le sédiment partiellement lithifié peut enregistrer et conserver les déformations d'origine tectonique. L'âge de la déformation peut être estimé à partir du moment où l'on connaît la vitesse des processus diagénétiques de lithification, chose relativement difficile à déterminer. Par contre, la datation peut être faite par l'analyse conjointe des déformations tectoniques précoces et des perturbations sédimentaires qui y sont associées. Ces dernières, si elles ne permettent pas de déterminer un état de contraintes tectoniques, peuvent néanmoins être révélatrices de paléomorphologies tectoniques que l'on peut partiellement évaluer.

Les variations d'épaisseur, les discordances progressives (en éventail ou non), les moulages de morphologies (ex. en *onlap*) ..., permettent bien souvent de visualiser l'importance morphostructurale des déformations tectoniques qui leurs sont antérieures.

Nous avons également utilisé la corrélation des différentes discontinuités sédimentaires régionales. L'importance des lacunes sédimentaires ou des condensations de séries qu'elles reflètent rend partiellement compte des modifications paléogéographiques et paléobathymétriques du bassin.

Connaissant leurs caractères lithologiques et faciologiques spécifiques, les discontinuités permettent d'affiner la succession chronologique des événements tectoniques mésocrétacés du bassin.

## 3 - Critères tectoniques

### a- Les déformations précoces

Les déformations précoces sont les plus fiables pour déterminer l'âge d'un événement tectonique. Elles interviennent après les dépôts et avant la complète lapidification du sédiment. La structuration peut être instantanée et fossilisée, ou encore progressive et continue, pour être éventuellement amortie ensuite et donc datée.

Mais la lithification du sédiment peut intervenir rapidement ou plusieurs millions d'années après le dépôt, comme nous le verrons ensuite, ce qui peut entacher notablement la précision de la datation.

### b- L'approche rétrotectonique

Elle établit une chronologie relative des différentes familles de tenseurs. Une contrainte est calée dans un intervalle de temps en considérant l'âge des terrains les plus anciens, portant une microfracturation qui s'y rapporte, et l'âge des terrains postérieurs qui n'ont pas été affectés ou qui ne révèlent pas un tel état de contrainte tectonique.

### c- Les chronologies relatives

Plusieurs critères d'ordre purement tectonique permettent dans la plupart des cas d'établir une chronologie relative.

- Ce sont par exemple les recouvrements de structures par d'autres plus récentes;
- ou la réactivation d'une même structure (superposition de différentes générations de stries) avec des cinématiques différentes.

Il faut préciser que ces deux types de chronologies n'indiquent pas nécessairement l'existence de plusieurs phases tectoniques, les chronologies pouvant avoir lieu au sein d'un même événement.

- Un plan de faille affectant une lithologie calcaire, ou même partiellement carbonatée, se caractérise d'abord par la cristallisation de calcite syn- ou post-tectonique.

\* - Celle-ci peut être syn-tectonique, auquel cas c'est une calcite fibreuse d'aspect blanc laiteux, dont la croissance est contemporaine et synchrone du glissement sur la faille. La cristallisation, qu'elle soit associée aux stries, ou qu'elle se développe au sein des fractures ouvertes, est successivement répétée si le mouvement de la faille est progressif et par saccades. C'est le mécanisme de *crack seal* (fracturation-cristallisation répétée) (Caviglio, 1986; Vergely et Xu, 1988).

\* - La calcite peut également être tarditectonique et masquer la précédente. Elle est alors sparitique et disposée en "grands cristaux (sub)automorphes isodimensionnels translucides (calcite "en dents de cochon"), ayant cristallisé en l'absence de mouvement (atectonique)" (Vergely et Xu, 1988).

- On a pu également utiliser les recouvrements de stries;
- ou encore, les différentes générations de minéralisations sur le miroir:
  - \* - par exemple, des stries "molles" ou des stries recouvertes d'une croûte de ferruginisation et recoupées par des stries calcitisées.
  - \* - ou plus simplement par la superposition de générations de stries calcitisées.
- L'analyse des résultats du calcul du tenseur et parfois l'observation de l'affleurement permet de savoir si la fracturation a affecté les bancs porteurs avant ou après le basculement de la série. En effet, l'ellipsoïde des contraintes est composé de deux axes horizontaux et d'un axe vertical. Un tenseur, dont les axes s'écartent trop de cette position ( $> 15^\circ$ ), indique le basculement du niveau porteur des plans de striations. La position initiale du site de mesure et de la fracturation lors de sa mise en place peut être évaluée par débasculement du pendage des bancs porteurs, du pendage des séries cicatrisant la déformation ou encore des trois axes de l'ellipsoïde de la contrainte calculée.
- Enfin, à plus grande échelle, l'âge d'une déformation tectonique peut être établie par analogie du régime tectonique avec d'autres structures datées.

## D - METHODE DE CALCUL

La détermination qualitative et quantitative des paléorégimes de contraintes tectoniques a nécessité l'utilisation d'un logiciel de calcul de tenseur de contrainte. Celui-ci a été développé au Laboratoire de Géologie Dynamique Interne de l'Université PARIS XI (Professeur Mercier). La méthode de calcul a été initialement mise au point par Madame Carey-Gailhardis qui l'a décrite dans son mémoire de thèse (1976); et a fait l'objet de plusieurs publications (Carey et Brunier, 1974; Carey, 1979; Armijo et al., 1982). Elle repose sur le principe d'inversion numérique concernant les propriétés du glissement sur un plan de faille. La présentation graphique des résultats a été réalisée à partir du logiciel créé par Cushing (1990, inédit).

Le principe général de la méthode est le suivant :

### 1 - Calcul du tenseur

Pour une population de failles donnée, le calcul détermine le déviateur  $T_0$ , c'est-à-dire la position dans l'espace des trois axes de contraintes [contraintes principales majeure  $\sigma_1$ , intermédiaire  $\sigma_2$  et minimale  $\sigma_3$ ] et leur valeur propre. Puis, le calcul détermine le rapport de forme  $R$  entre ces trois tenseurs,  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$ , correspondant aux trois axes orthogonaux de l'ellipsoïde des contraintes; soit  $R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$ .

Le logiciel définit une valeur arbitraire des trois tenseurs et en déduit la position de la strie théorique correspondant à la contrainte tangentielle à chaque plan de faille.



## 2 - Test tenseur

Après quoi, le tenseur moyen calculé est testé sur chacun des plans de faille initiaux, jusqu'à ce que les écarts entre les stries mesurées et les stries théoriques calculées (que devrait porter le plan, en fonction de son orientation, de sa pente et du tenseur déterminé) soient les plus faibles possibles pour l'ensemble de la population de faille considérée. Le degré de cohérence du calcul est proportionnel au nombre de mesures cohérentes. Cette cohérence est fonction de l'écart angulaire entre les deux types de stries (écart tau-strie devant être inférieur à  $20^\circ$  pour que le plan de faille soit représentatif).

Le calcul détermine le minimum de la fonction  $F$  ( $F$  est égal à la somme des cosinus carrés des écarts angulaires entre strie mesurée et strie calculée), le tenseur étant donné pour une valeur de  $F$  la plus grande possible.

Le calcul est considéré comme acceptable à partir d'au moins quatre stries calculées (méthode des moindres carrés). La signification tectonique du tenseur calculé sera d'autant plus valable que le calcul intègre le plus possible de familles directionnelles de plans de faille.

Enfin, le logiciel n'accepte qu'un maximum de 90 mesures, ce qui implique le fractionnement des sites comportant davantage de données.

## 3- Limites de la méthode

On a depuis longtemps cherché à simuler la propagation de failles dans un milieu rocheux de dimensions purkilométriques en utilisant des modèles réduits. Mais ces simulations supposent au départ que l'on ait défini des conditions mécaniques particulières pour les déformations cassantes, conditions parfois restrictives et difficiles à appliquer à la réalité.

Le modèle de l'interprétation dynamique des failles d'Anderson (1951) suggère que les failles peuvent être interprétées par un modèle mécanique simple de rupture par cisaillement. Mais ce modèle n'est généralement pas applicable aux populations de fractures préexistantes (Mercier et Vergely, 1992).

Le principe de la méthode numérique décrite précédemment et utilisée dans ce mémoire repose sur les propriétés du glissement sur un plan de faille préexistant. Mais le calcul suppose un modèle mécanique simple, dont il convient de préciser les normes afin d'éviter toute erreur d'interprétation lors de son application à une réalité tectonique. Ces normes élémentaires sont (d'après Mercier et Vergely, 1992):

- le matériau considéré a des propriétés homogènes et isotropes. Les déplacements par glissement sur le plan de faille, non affecté de fractures préexistantes, sont relativement faibles et indépendants par rapport aux dimensions de la faille. Il n'y a ni déformation continue des blocs séparés par les failles, ni rotation des plans durant la déformation; les glissements devant se produire dans la direction et le sens de la contrainte tangentielle  $T_k$  résolue sur les plans de failles.

- L'événement tectonique responsable du mouvement des failles est caractérisé par un tenseur moyen de contrainte homogène;

Les normes aussi rigoureuses du modèle numérique supposent donc que le calcul ne peut s'appliquer qu'à des populations de failles striées et néoformées, du moins en théorie, et résultant d'un même état de contrainte.

Ce qui impose, dans le cas d'un polyphasage tectonique (avec des états de contraintes différents), de trier au mieux les différentes générations de stries. Ce tri peut être opéré sur le terrain (superposition de stries), par des méthodes manuelles (dièdre droit, dièdre aigu) ou par des méthodes informatiques (analyse détaillée de l'histogramme; ou logiciel TECTRI, Chevalier *et al.*, 1991).

Cette méthode suppose d'avoir plusieurs directions de failles et s'applique difficilement à l'analyse de plusieurs failles de direction identique ou d'une même faille diversement striée. En effet, dans le premier cas, le résultat du calcul correspond à une contrainte ponctuelle sur l'escarpement mais n'a pas de signification tectonique quant à la contrainte génératrice du mouvement; ou encore, dans le deuxième cas, le résultat tend vers une réalité tectonique, mais il est entâché d'une forte imprécision (Fodor, 1991).

## E - PRESENTATION GRAPHIQUE DE L'ANALYSE STRUCTURALE

Chaque site correspond à un site d'analyse structurale et a fait l'objet d'un ou plusieurs calculs du tenseur. A chaque station de mesure sont associées:

- une fiche signalétique, qui présente les caractères géographiques, stratigraphiques et structuraux de l'affleurement et du secteur ainsi que les résultats du calcul, et une interprétation tectonique des déformations;
- une figure, associant les résultats graphiques de l'analyse et les tendances géométriques et mécaniques des structures étudiées. Cette figuration correspond à six étapes d'analyse différentes, numérotées de 1 à 6 et présentées sur la figure 20, telles que :

### 1 - Canevas de Wülf

Pour chaque site considéré, la population de failles et ses trois contraintes associées sont représentées sur un canevas de Wülf, en hémisphère inférieur. L'écart entre strie mesurée et strie théorique est porté sur la trace cyclographique du plan par un trait plus épais.

### 2 - Résultats du calcul

a - *Caractères des axes du tenseur moyen des contraintes* (= déviateur):

Val. P.: valeur propre de  $\sigma_1$ , contrainte principale majeure,  $\sigma_2$ , contrainte principale intermédiaire et  $\sigma_3$ , contrainte principale mineure. Si, en réalité,  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ , on remarque que les valeurs calculées sont présentées comme inversées ( $\sigma_1 < \sigma_2 < \sigma_3$ ). Ceci est une conséquence de l'algorithme utilisé, mais n'influe pas sur l'interprétation.

Dir.: Direction des contraintes principales  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$  (de  $0^\circ$  à  $360^\circ$ ),  
Plong.: et leur plongement dans l'azimut (de  $0$  à  $90^\circ$ ).

b - *Rapport R.*, ou rapport de forme de l'ellipsoïde des contraintes. Il résulte de  $(\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$ , d'où sa valeur positive. Les valeurs de  $R$  sont comprises entre 0 et 1 (respectivement  $\sigma_2 = \sigma_1$  et  $\sigma_2 = \sigma_3$ ) et correspondent à des ellipsoïdes triaxiaux ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ) (fig. 21). Quand le rapport est égal à 1, l'ellipsoïde est biaxial ( $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ ), en rotation autour de  $\sigma_1$ . Quand il est égal à 0 ( $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$ ), la rotation se fait autour de  $\sigma_3$ .

c - *Minimum de la Fonction F* (ou M. F.) : la fonction  $F$  correspond à un indice d'homogénéité de la station. La cohérence est élevée quand  $F$  est grand et se rapproche du nombre de mesure. Si toutes les stries calculées étaient identiques aux stries mesurées, ce nombre serait égal au nombre de stries mesurées, indiqué à droite (soit 48/48).

Ce rapport peut être défini comme suit:  $0 \leq F \leq$  nombre de mesures, et si  $\alpha$  est l'écart, quand  $\alpha = 0^\circ$ , alors  $\cos \alpha = 1$  et quand  $\alpha = 90^\circ$ , alors  $\cos \alpha = 0$ .



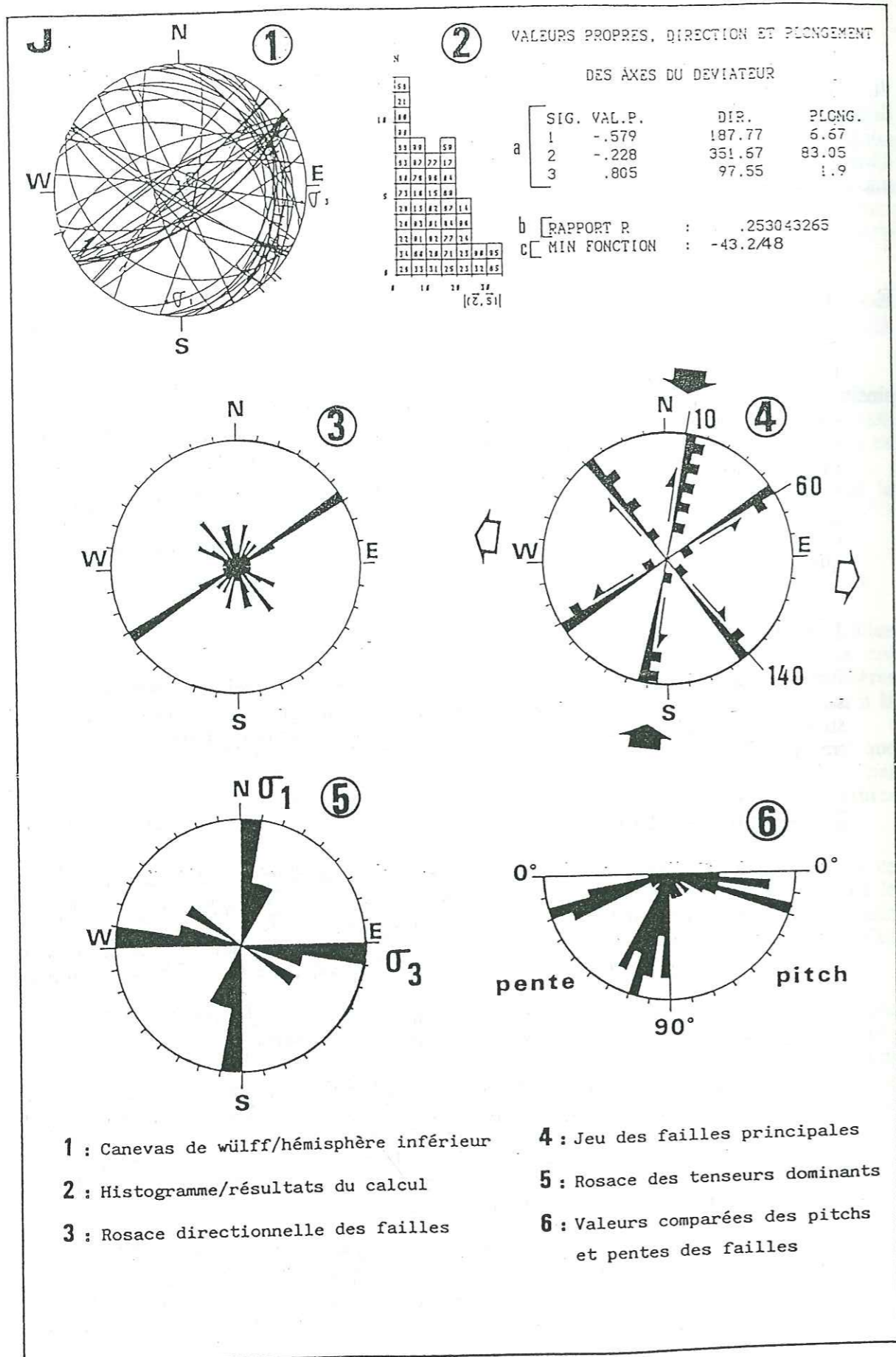


Figure 20 : EXEMPLE DE REPRESENTATION GRAPHIQUE DE L'ANALYSE STRUCTURALE.

*d - Histogramme*: il correspond, en abscisse, aux écarts angulaires par tranche de  $5^\circ$  entre les deux types de stries, et en ordonnée, au nombre de mesures intégrées au calcul. Les numéros correspondent à un label repère (de 1 à 90), propre à chaque strie.

3 - Rosace directionnelle de la fréquence des failles (de  $5^\circ$  à  $10^\circ$  près).

4 - Rosace avec mouvement et pente des principales familles de failles et positionnement des contraintes génératrices (cf. ci-après : F - Interprétation des régimes tectoniques).

5 - Rosace de fréquence des tenseurs dominants, dans le cas de la compilation de plusieurs stations de mesures déjà testées.

6 - Valeurs comparées des pitches et pentes des failles

Cela permet d'apprécier instantanément la nature cisailante ou non de la déformation, ou de visualiser la coexistence de structures coulissantes et verticales (exemple d'un effondrement sur décrochement), dans le cas d'une forte dispersion des valeurs.

N.B.: Les stations de mesures de stries scellées sont numérotées de 1 à 14;

Les canevas sont numérotés de A à U (ils correspondent à une station ou à la compilation de plusieurs stations).

## F - INTERPRETATION DES REGIMES TECTONIQUES

Les résultats numériques définissant le tenseur des contraintes sont interprétés selon la typologie de la déformation envisagée par Armijo *et al.* (1982) et formulée par Masse (1981) de manière plus nominative.

Cette typologie est basée à la fois sur la valeur propre des axes du tenseur, sur le rapport R ( $\sigma_2 - \sigma_1 / \sigma_3 - \sigma_1$ ), ainsi que sur la position dans l'espace des trois axes de contraintes majeures. Et si, dans l'absolu, R est compris entre 0 et 1, le résultat du calcul effectué sur des plans réels n'aboutit jamais à ces valeurs extrêmes. La prise en compte, dans cette typologie, de l'axe intermédiaire  $\sigma_2$  permet de représenter plusieurs types d'ellipsoïdes de contraintes, ce qui présente l'avantage de nuancer les deux grands types de régimes de contraintes en extension et en compression. Ces derniers sont ainsi remplacés par sept tendances possibles de régimes de déformations tectoniques (fig. 21), dont l'une est intermédiaire entre les régimes distensif et compressif (déformation plane). Ces différentes tendances sont définies par la forme de l'ellipsoïde des trois contraintes horizontales (H) ou verticales (V). Pour chaque type d'ellipsoïde, nous associons la valeur approximative de R et la représentation stéréographique du régime des contraintes (à savoir: grosse flèche noire =  $\sigma_1$ ; grosse flèche blanche =  $\sigma_3$ ; et petite flèche =  $\sigma_2$ ).



### III - EXPLOITATION DES DONNEES DE L'ANALYSE STRUCTURALE

#### A - VALIDITE DES RESULTATS DU CALCUL

Le tenseur des contraintes obtenu par le calcul n'a pas nécessairement valeur de contrainte ou d'événement tectonique. Les résultats ne peuvent être validés et interprétés qu'après s'être affranchis de certaines conditions restrictives de l'analyse, imputables à certaines limites de la méthode, que nous avons abordées auparavant, ou à la valeur même des résultats obtenus.

Tout d'abord, la méthode de calcul ne s'applique théoriquement qu'à la seule microfracturation de plans de même ordre de grandeur. Cependant, l'expérience montre que les mesures de plans dominants s'intègrent correctement, par le calcul, à celles de la microfracturation associée, à condition de pondérer la valeur respective des données selon leur importance cartographique et tectonique (rejet, héritage, ...). Néanmoins, et comme le soulignait Angelier (1983), cette pondération se fait parfois d'elle-même lors de la prise des données sur le terrain, entre le nombre important et la diversité de la microfracturation et les mesures répétées le long de quelques accidents cartographiques.

La détermination de tel ou tel régime tectonique pour un site de mesure bien localisé correspond seulement à un état des contraintes restreint dans l'espace et le temps aux environs immédiats de l'affleurement considéré.

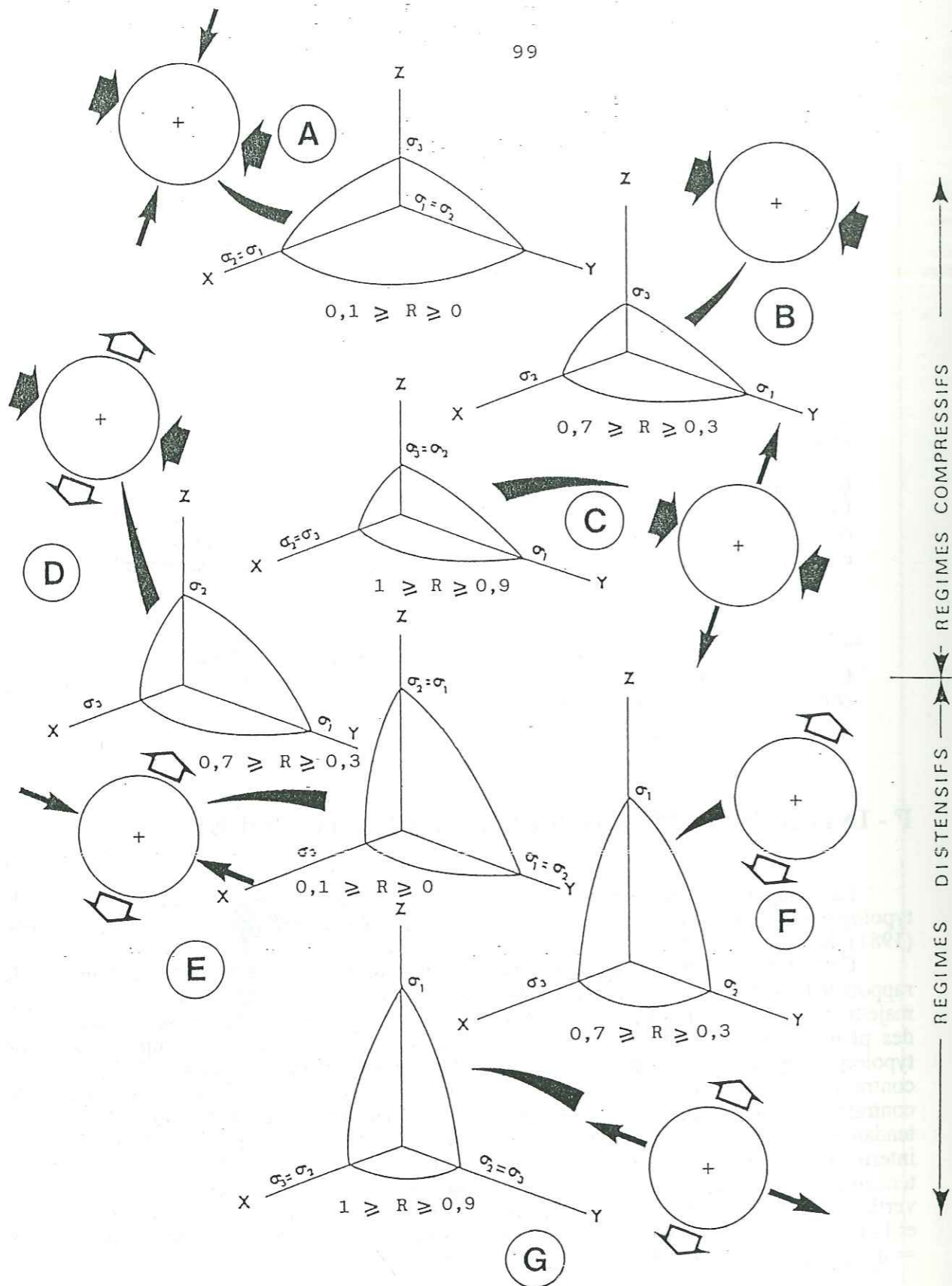
Ce régime tectonique, déterminé initialement et le plus souvent à partir de la petite fracturation, ne peut être étendu régionalement que si de nombreux sites livrent des indications relativement identiques.

Il existe cependant des cas particuliers, tel que la "déformation plane", qui correspond à des mouvements de failles essentiellement à jeux décrochants (avec  $\sigma_1$  et  $\sigma_3$  horizontaux, cf. fig. 21). Un tel régime de déformation, dont l'expression est discutable en raison de la confusion possible avec la "déformation planaire" (du terme anglais: *planar deformation*), permet de qualifier un état de contrainte intermédiaire mettant en jeu des blocs coulissants, mais il ne correspond nullement à une déformation régionale de type "tectonique de décrochement".

Le mouvement des accidents majeurs (et notamment à jeu décrochant) implique généralement une déviation des contraintes, voire une rotation de blocs structuraux ou une verticalisation de série le long de la structure, ce qui, bien évidemment, gauchit ou fausse les résultats du calcul effectué sur des sites relevés ponctuellement sur les bordures de l'accident. Ce phénomène a été mis en évidence dans de nombreuses régions et la déviation peut d'ailleurs être reportée graphiquement sur la carte (Huang *et al.*, 1987; Cassagrande Fioretti, 1985).

#### B - DEBASCULEMENT DE SITES DE MESURES

L'un des problèmes de l'étude de la cinématique des paléofailles d'âge crétacé inférieur consistait à débasculer les mesures selon une valeur moyenne correspond au pendage actuel des séries ou à celui d'une structure. En effet, cette pente structurale est surtout imputable aux structurations ultérieures (pyréno-provençales et alpines), aucune perturbation sédimentaire n'indiquant, dans le domaine Ventoux-Lure, l'existence de pentes de plusieurs dizaines de degrés durant la sédimentation du Crétacé inférieur. La déformation polyphasée durant le Crétacé inférieur a été également à l'origine de faibles basculements localisés aux sites de mesures.



- |   |   |
|---|---|
| A COMP. DIFFUSE : $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$<br>H H V | E TRANSTENSION : $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$<br>V H H  |
| B COMPRESSION : $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$<br>H H V   | F DISTENSION : $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$<br>V H H    |
| C TRANSPRESSION : $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$<br>H H V | G DIST. DIFFUSE : $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$<br>V H H |
| D DEF. PLANE : $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$<br>H V H    |   |

Figure 21 : CARACTERISATION DES ETATS DE CONTRAINTES

ELLIPSOIDES DE CONTRAINTES  
(d'après Masse, 1981 et Armijo *et al.*, 1982)  
REPRESENTATIONS STEREOGRAPHIQUES ASSOCIEES

BIUS JUSSIEU  
THÈSES  
050 032481 6



Le débasculement a été fait selon deux approches possibles, en utilisant soit (1) une seule et même valeur pour la totalité des mesures de la station, soit (2) plusieurs valeurs appliquées à une strie ou à un groupe de stries de même banc porteur.

### 1 - Valeur unique de débasculement

a - Cette valeur peut correspondre à la moyenne des pendages de la série cicatrisant la déformation que l'on remet en position horizontale. Cet exemple peut être très fiable dans le cas d'un site de faible dimension (pluridécimétrique), dont le scellement est fiable et uniforme sur la totalité des structures mesurées.

b - La valeur du débasculement peut être la moyenne des pendages des bancs porteurs. Cette technique est utilisable sur des sites de faible extension géographique et qui n'ont pas été réactivés ultérieurement.

c - Le débasculement peut s'opérer à partir de la pente moyenne d'une unité structurale de grande dimension. Un compartiment de taille hecto- à kilométrique, redécoupé à plus petite échelle, peut très bien être uniformément basculé après la mise en place de la microfracturation. Cet exemple de débasculement a été effectué sur le site de S<sup>te</sup> Marguerite (secteur D, au sud du fossé de Malaucène) et a permis d'obtenir un résultat optimal au niveau de la cohérence mutuelle des stries mesurées.

d - Enfin, le débasculement peut éventuellement s'effectuer après le calcul en concernant les trois axes de tenseurs positionnés sur le canevas de Wülf. Ce débasculement ne peut en aucune manière être interprétable en termes de tectonique, mais il permet de guider l'analyse lorsque les tenseurs sont peu pentés (le débasculement étant effectué selon la remise à l'horizontal des deux tenseurs les plus proches du grand cercle).

### 2 - Valeurs multiples de débasculement

La méthode consiste à débasculer chaque strie selon le pendage de son banc porteur. Mais cela présente l'inconvénient de fausser la valeur de débasculement, qui devient la somme du mouvement tardif post-tectonique et du possible réajustement de chaque bloc par rotation dans le plan vertical ("tilting", notamment en régime d'extension, Hibsich, 1991).

## C - DEMARCHE POUR L'INTERPRETATION DES RESULTATS

Bergerat (1985) distingue deux types d'exploitation des données de l'analyse structurale.

L'un est une approche statistique et une comparaison avec les données cartographiques, géologiques ou télanalytiques. Le second est une approche cinématique, permettant seule de raisonner en termes de contraintes tectoniques.

Nous préciserons que cette démarche doit se faire en deux étapes, en partant des résultats obtenus pour chaque site, jusqu'aux conclusions générales pour le secteur, puis pour la région.

En effet, l'état des contraintes tectoniques déterminées pour un site et les déformations synsédimentaires associées ne sont que ponctuels dans l'espace et le temps. Par contre, la comparaison ou la compilation de certaines déformations contemporaines permet de tirer des résultats d'ordre régional.



**1 - Comparaison des résultats**

Elle intervient à partir d'une analyse statistique comparée des rosaces de fracturation, de pente des failles et du pitch des stries des stations d'un même secteur; étant entendu que le tenseur déterminé pour un site n'est valable que pour celui-ci et que les comparaisons concernent des déformations de même âge.

**2 - Compilation des mesures**

La compilation des mesures intervient pour des déformations de même âge, soumises à un calcul de synthèse. Celui-ci permet:

- d'évaluer le degré de cohérence structurale entre chaque site;
- de déterminer le régime tectonique global de l'époque considérée: le tenseur de contrainte obtenu sera la moyenne des tenseurs de sites de mesures et il ne permet à ce titre que de déterminer des contraintes régionales approximatives ainsi qu'une tendance dominante du type de régime tectonique;
- et éventuellement d'estimer l'importance de la variation du champ de contrainte et les modifications du type de déformations, selon la proximité de l'accident majeur.

**3 - Compilation des données tectono-sédimentaires**

La pente des blocs, le sens des glissements et des dépressions, les épaissements de séries, l'âge des déformations et leur incidence sur le mode de dépôt sont superposés au schéma structural du secteur. Ils permettent une approche véritablement quantitative et qualitative d'un certain régime tectonique, dont ils sont l'empreinte.

**TROISIEME PARTIE*****ANALYSE PAR SECTEUR*****PREMIER SECTEUR*****PEIPIN*****SECOND SECTEUR*****CHAMP DE FRACTURES DE BANON*****TROISIEME SECTEUR*****LE FOSSE DE SAULT*****QUATRIEME SECTEUR*****LA BORDURE SUD DU BASSIN DE MALAUCENE*****CINQUIEME SECTEUR*****LA REGION DE BUIS-LES-BARONNIES***



## PREMIER SECTEUR PEIPIN

### CHAPITRE PREMIER : PRESENTATION GEOLOGIQUE GENERALE

#### I - CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

##### A - LES UNITES MORPHOGEologiques REGIONALES

- 1 - La Montagne de Lure
- 2 - La terminaison sud-est des Baronnies
- 3 - La nappe de Clamensane
- 4 - La terminaison nord du Bassin de Valensole

##### B - JEU SYNSEDIMENTAIRE DES GRANDS ACCIDENTS

#### II - PRESENTATION DE LA SERIE BARREMO-APTIENNE

- ##### A - LES SEQUENCES CALCAIRES BARREMO-BEDOULIENNES
- ##### B - LES SEQUENCES MARNEUSES APTIENNES

### CHAPITRE SECOND : ANALYSE TECTONIQUE DES DEFORMATIONS BARREMIENNES

#### I - LOCALISATION GEOGRAPHIQUE

#### II - PROBLEMATIQUE DE LA TECTONIQUE CRETACEE

#### III - METHODE D'ANALYSE

#### IV - ANALYSE PAR SITE

##### A - SITE DE GRANGES - STATIONS 1 ET 2

- 1 - Position géographique et cadre géologique
- 2 - Chronologie des déformations synsédimentaires
  - a - Premier stade structural
  - b - Second stade structural
    - b-1) - Les glissements synsédimentaires
    - b-2) - Les failles

- 3 - Caractérisation microstructurale des déformations infra-aptiennes :
  - Fiche signalétique de la station 1 : Les Granges (canevas A et B)
  - Fiche signalétique de la station 2 : Les Granges (canevas C et D)
- 4 - Conclusions

##### B - SITE DE PEVOYER - STATION 3 -

- 1 - Position géographique et cadre géologique
- 2 - Chronologie des déformations synsédimentaires
- 3 - Caractérisation microstructurale des déformations infra-aptiennes :
  - Fiche signalétique de la station 3 : canevass E
- 4 - Conclusions

##### C - SITE DU GRAVAS - STATION 4 -

- 1 - Position géographique et cadre géologique
- 2 - Chronologie des déformations synsédimentaires
  - a - Premier stade structural
    - a-1) - Les failles bordières
    - a-2) - Le plancher du fossé
  - b - Second stade structural
  - c - Stades post-barrémiens

- 3 - Caractérisation microstructurale des déformations du Crétacé inférieur :
  - Fiche signalétique de la station 4 : canevass F, G, H et I
- 4 - Conclusions

##### D - SITE DES JAS - Station 5 -

- 1 - Position géographique et cadre géologique
- 2 - Description des objets tectono-sédimentaires
  - a - Au Nord
    - a-1) - Le compartiment nord
    - a-2) - Le compartiment sud
  - b - Au centre
  - c - Au Sud

#### V - LES ARRACHEMENTS ET GLISSEMENTS SYNSEDIMENTAIRES

##### A - DEFINITION

##### B - ANALYSE TECTONIQUE

- 1 - Site 1: Les Granges -Rosace A-
- 2 - Site 4: Le Gravas:
  - 2-1) - A l'Ouest -Rosace B-
  - 2-2) - Au Sud-Est -Rosace C
- 3 - Site 5: Le Défend - Les Jas
  - 3-1) - A l'Ouest -Rosace D
  - 3-2) - A l'Est -Rosace E

##### C - INTERET TECTONIQUE POUR LE SECTEUR

##### D - COMPARAISON AVEC D'AUTRES GLISSEMENTS

#### VI - SYNTHESE DES DONNEES STRUCTURALES

##### A - CHRONOLOGIE DES DEFORMATIONS

- 1 - Le premier stade structural
- 2 - Le second événement structural

##### B - CARACTERISATION STRUCTURALE DES DEFORMATIONS CRETACEES

- Fiches signalétiques du secteur Peipin : canevass J et K

### CONCLUSIONS



## PREMIER SECTEUR :

PEIPIN

## CHAPITRE PREMIER

## PRESENTATION GEOLOGIQUE GENERALE

## I - CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL DE LA REGION DE SISTERON

## A - LES UNITES MORPHOGEOLOGIQUES REGIONALES

Cette région est singulière par sa position nodale, à l'intersection de différentes entités morphogéologiques, contrôlées par de grands accidents, dont certains ont joué tout au long de l'histoire sédimentaire méso et cénozoïque.

## 1 - La Montagne de Lure

La région sud de Sisteron correspond à la terminaison orientale de la Montagne de Lure (fig. 22), dont le front de chevauchement, de cœur jurassique, à la Montagne de Sumiou, semble s'amortir vers l'Est. Ainsi, au niveau de Peipin, le Barrémien est abaissé vers l'Est par paliers successifs jusqu'à être ennoyé par les formations apto-cénomaniennes, limitées elles-mêmes vers l'Est par le faisceau durancien.

A ce chevauchement succède vers le Nord un synclinal gargaso-albien, à flanc sud fortement redressé, dont la terminaison périclinale orientale se situe juste au Sud de Sisteron. D'axe grossièrement Est-Ouest, cette structure coïncide avec la vallée du Jabron.

## 2 - La terminaison sud-est des Baronnies

A ces structures chevauchantes vers le Nord, constituées des faciès de haut-fond et de transition de la plate-forme urgonienne, succède, au Nord, le domaine des Baronnies proprement dit.

Il débute, au Sud et à partir de Sisteron, par un grand anticlinal Est-Ouest très redressé sur sa bordure méridionale et longeant l'axe Ventoux-Lure jusqu'à Buis-les-Baronnies. Sa terminaison orientale, à cœur triasique extrudé (Montagne de Gache), s'ennoye brutalement au Nord-Est de Sisteron sous les écailles de la zone Faucon-Clamensane-Barles.

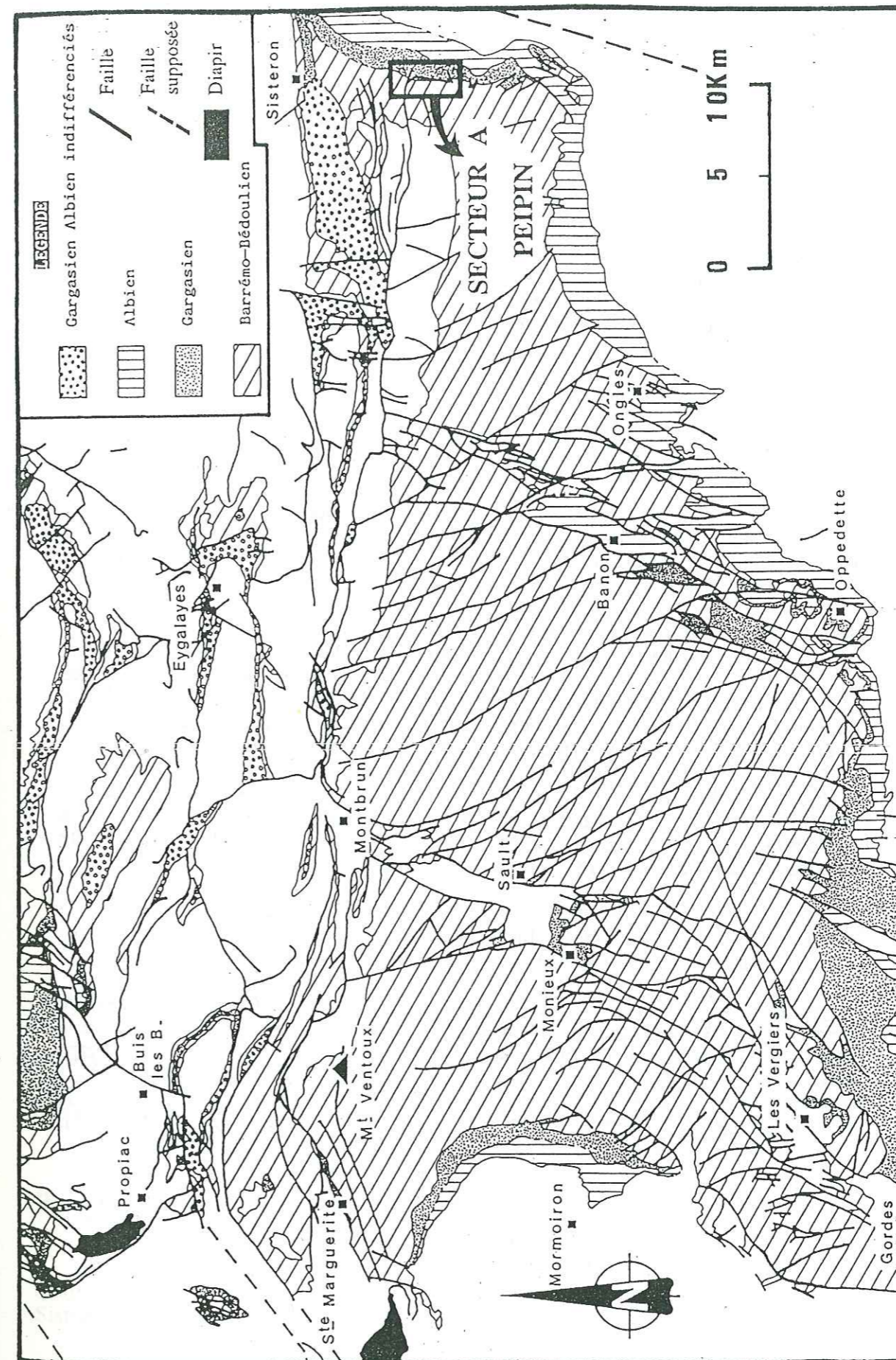


Figure 22 : Cadre géologique régional et localisation du secteur de Peipin



### 3 - La nappe de Clamensane

Cet ensemble parautochtone complexe, apparaissant en demi-fenêtre sous la nappe de Digne, constitue la terminaison occidentale des chevauchements subalpins vers l'Ouest de la zone alpine externe, et borde la partie sud-est de la région de Sisteron.

### 4 - La terminaison nord du Bassin de Valensole

Enfin, le Sud de cette région est occupé par la terminaison septentrionale du vaste ensemble miopliocène fluviatile à dépôts conglomératiques de Valensole. Ce bassin fortement subsident est contrôlé par le faisceau durancien : il a eu pour effet d'interrompre l'extension vers l'Est du bassin oligocène de Forcalquier, au Sud-Ouest, et de constituer la limite occidentale de la formation, en rive droite de la Durance.

## B - JEU SYNSEDIMENTAIRE DES GRANDS ACCIDENTS

Ces grands domaines géologiques sont marqués par d'importants accidents structuraux dont certains, comme nous l'avons déjà dit, ont contrôlé la sédimentation à différentes époques. Convergeant vers Sisteron, ils confirment l'importance des paléomorphologies successives de la région :

- le linéament de Clamensane, de direction NNE-SSW, au Nord-Est de Sisteron, a joué au Trias supérieur et au Lias (Arnaud *et al.*, 1977; 1978b et 1978c). Cet accident, déterminant un horst, de petits grabens secondaires ainsi que des extrusions de socle werfénien-houiller, est jalonné de montées diapiriques de Trias évaporitique, dont l'activité synsédimentaire au Jurassique a pu être démontrée en certains points, notamment à Entraix (Arnaud *et al.*, 1977; 1978c);

- L'accident de Montrond-Hongrie, orienté NW-SE, au Nord de Sisteron, nettement marqué par de nombreux pointements triasiques, dont le jeu diapirique a été démontré au Lias, lors d'une structuration en horst-dissymétrique (Rocher de Hongrie, Arnaud *et al.*, 1978c; Glenat, 1979; Beaudoin et Coadou, 1984);

- la Montagne de Lure, qui définit une zone haute, étendue d'Est en Ouest, dès la fin du Valanginien (fig. 4 C). Une tectonique compressive sub-méridienne syn-crétacée inférieure délimite le haut-fond urgonien du domaine nord-vocontien;

- la faille de la Durance ou "faisceau d'Aix en Provence" (Rousset, 1978), de direction NE-SW qui, corrélativement avec la faille parallèle de Nîmes, délimite, à l'Est, le Panneau de Couverture Nord Provençal (PCNP). D'héritage vraisemblablement très ancien, la faille durancienne semble être active dès le Lias (Beaudoin *et al.*, 1975), sinon au Crétacé inférieur (Triat et Truc, 1983), puis au Tertiaire (Triat et Truc, 1982; 1983; Gigot, 1975; 1977; Beaudoin *et al.*, 1975), et son activité se poursuit encore de nos jours (Triat et Truc, 1982; 1983).

## II- PRESENTATION DE LA SERIE BARREMO-APTIENNE

L'intervalle stratigraphique considéré s'étend du fait de l'Hauterivien supérieur à l'Aptien supérieur et présente deux pôles lithologiques principaux : les séquences calcaires barrémo-bédouliennes et les séries marneuses aptiennes.

La carte géologique simplifiée du secteur sud-ouest de Peipin (fig. 23) ne distingue que ces deux principales séquences sédimentaires. Il s'agit des marnes et marno-calcaires du Barrémien inférieur et des marnes aptiennes basales.

La description de leurs variations d'épaisseur, voire de leurs lacunes, apporte quelques informations pour la compréhension de l'évolution tectono-sédimentaire crétacée de ce domaine.

### A - LES SEQUENCES CALCAIRES BARREMO-BEDOULIENNES

Elles sont divisées par Beaudoin (1986) en trois unités lithologiques distinctes, que nous appelons Ba1, Ba2 et Ba3, limitées à leur sommet par des discontinuités sédimentaires (#1, #2, #3) correspondant, chacune, à un épisode structural. Il distingue du bas vers le haut :

- Ba1 : les calcarénites de Lure, d'âge hauterivien terminal à barrémien basal (à grands *Emericiceras* et *Nicklesia pulchella*; détermination R. Busnardo, in Ferry *et al.*, 1986). L'épaisseur de ce niveau passe, de trente mètres à Sisteron, à plus de cent cinquante mètres au Sud, au niveau du Défend. Le sommet de cette séquence a été détaillé localement, pour être scindé en trois niveaux, tels que A, B et C;
- Ba2 : c'est une alternance irrégulière de marnes et calcaires, datée du Barrémien inférieur, dont l'épaisseur varie de quinze mètres au Sud du secteur étudié à quatre-vingt dix mètres au Nord. Ce niveau disparaît au Sud du fossé du Gravas. C'est avec cette seconde unité que s'inverse la polarité sédimentaire, laquelle montrera jusqu'au Clansayésien des dépôts systématiquement plus épais au Nord qu'au Sud;
- Ba3 : il s'agit d'un ensemble de calcaires massifs d'âge barrémien supérieur-bédoulien. Epais de cent mètres à Sisteron, il s'amincit vers le Sud jusqu'à être lacunaire précisément au Nord de Peipin, et n'a donc pas pu être observé dans le domaine nous concernant.

Cette succession lithologique correspond à l'individualisation de la plate-forme externe méridionale du Bassin vocontien, dont le talus, à faciès hemipélagiques (fig. 4 E), coïncide grossièrement à une ligne Est-Ouest passant par Peipin. Cette limite paléogéographique marque l'absence des dépôts de la séquence Ba3 à cette latitude.

### B - LES SEQUENCES MARNEUSES APTIENNES

L'examen des coupes relevées par Le Doeuff (1977) et Friès (1987) permet de distinguer les quatre séquences de la série marneuse aptienne, complète aux environs de Sisteron. A Peipin, seules les séquences B et G sont représentées :



1 - A la base, les marnes bédouliennes (séquence B), épaisses de quarante mètres, avec des marnes grises à chenaux gréseux. Elles surmontent les calcaires Ba1, au Sud des Jas, et la séquence Ba2, au Nord.

2 - La seconde séquence est gargasienne (séquence G). C'est une longue vire marneuse à nodules de pyrite et barytine, enrichie de bancs calcaires vers le sommet. Epaisse de soixante cinq mètres à Sisteron, elle se réduit à moins de dix mètres au Jas, lieu-dit situé au Sud du domaine d'étude.

3 - Le Clansayésien est représenté par ses deux unités (séquences K1 et K2), visibles au Nord et au Sud-Est du domaine considéré:

- Vingt-cinq mètres de faisceaux marno-calcaires (K1);
- Trente-cinq mètres d'une série marneuse, à la base, contenant un niveau feuilleté à sapropel, qui passe à une autre série marneuse, enrichie de bancs calcaires vers le sommet et qui achève la série aptienne (K2).

\* \*

\*

## CHAPITRE DEUXIEME

### ANALYSE TECTONIQUE DES DEFORMATIONS BARREMIENNES

#### I - LOCALISATION GEOGRAPHIQUE

Situé à sept kilomètres au Sud de Sisteron (Alpes de Haute-Provence, carte topographique au 1/25.000, réf. 3340 Est), véritable porte entre le Dauphiné et la Provence, le secteur de Peipin constitue une bande nord-sud, longue de cinq kilomètres et large d'un kilomètre. Il est limité au Nord par la ville de Peipin et au Sud par le lieu-dit Les Paulons (cf. fig. 23).

Ce secteur est traversé par la route départementale 951, qui délimite deux entités morphologiques distinctes : à l'Ouest, un massif montagneux escarpé à pente ouest-est, terminaison orientale de la Montagne de Lure, et à l'Est, la plaine du Riou, petit affluent de la Durance, aux reliefs assez mous.

#### II - PROBLEMATIQUE DE LA TECTONIQUE CRETACEE

Les importantes discontinuités sédimentaires barrémo-aptiennes, situées sur le territoire de Sisteron, ne correspondent nullement, comme on a pu le croire, à un phénomène classique d'absence de sédimentation, mais à une intense activité tectonique synsédimentaire.

Les déformations se retrouvent dans toutes les unités sédimentaires précédemment décrites (cf. Chapitre Premier, II, A et B), mais elles vont croissantes en nombre et en intensité de la base vers le sommet de la pile lithologique. Elles s'expriment différemment selon la nature et la rhéologie (compétence de déformation, dépendant du degré de lithification) du matériel affecté. Les déformations des dépôts calcaires barrémo-bédouliens se traduisent:

- par de petits abrupts de failles, contemporains de la lithification,
- par la présence de niches de décollement avec cannelures de glissement et brèches sédimentaires associées,
- par des biseaux sédimentaires, des troncatures de bancs, des slumps, etc.

Cette structuration contrôle la répartition des faciès et engendre de surcroît, d'après Beaudoin *et al.* (1986), Ferry *et al.* (1986), Friès (1987), et Kandel (1989):

- de brutales variations d'épaisseur, notamment selon un axe Nord-Sud;
- des pseudo-*hard-grounds*, tels que des surfaces bioperforées à *Rhizocorallium* (terriers horizontaux), microkarstifiées, corrodées, encroutées et/ou ferruginisées;
- des lacunes stratigraphiques par érosion ou non dépôt, repérables par la disparition d'un horizon calcaire ou d'une biozone;
- des drapages sédimentaires en onlap des différentes morphologies tectoniques (escarpements de failles, flexures, troncatures);
- des sillons d'érosion, moulés par les marnes apto-albiennes;
- des resédimentations (brèches, turbidites, olistolites) et des intercalations de calcaire d'origine diagénétique, notamment dans les séries marneuses.

Le relevé des coupes stratigraphiques de Le Doeuff (1977) et Friès (1987) permet de constater, comme nous l'avons annoncé précédemment, que le secteur nous concernant est totalement dépourvu de certaines unités sédimentaires, telles que l'unité Ba3 ou la séquence marneuse du Clansayésien supérieur (K2).



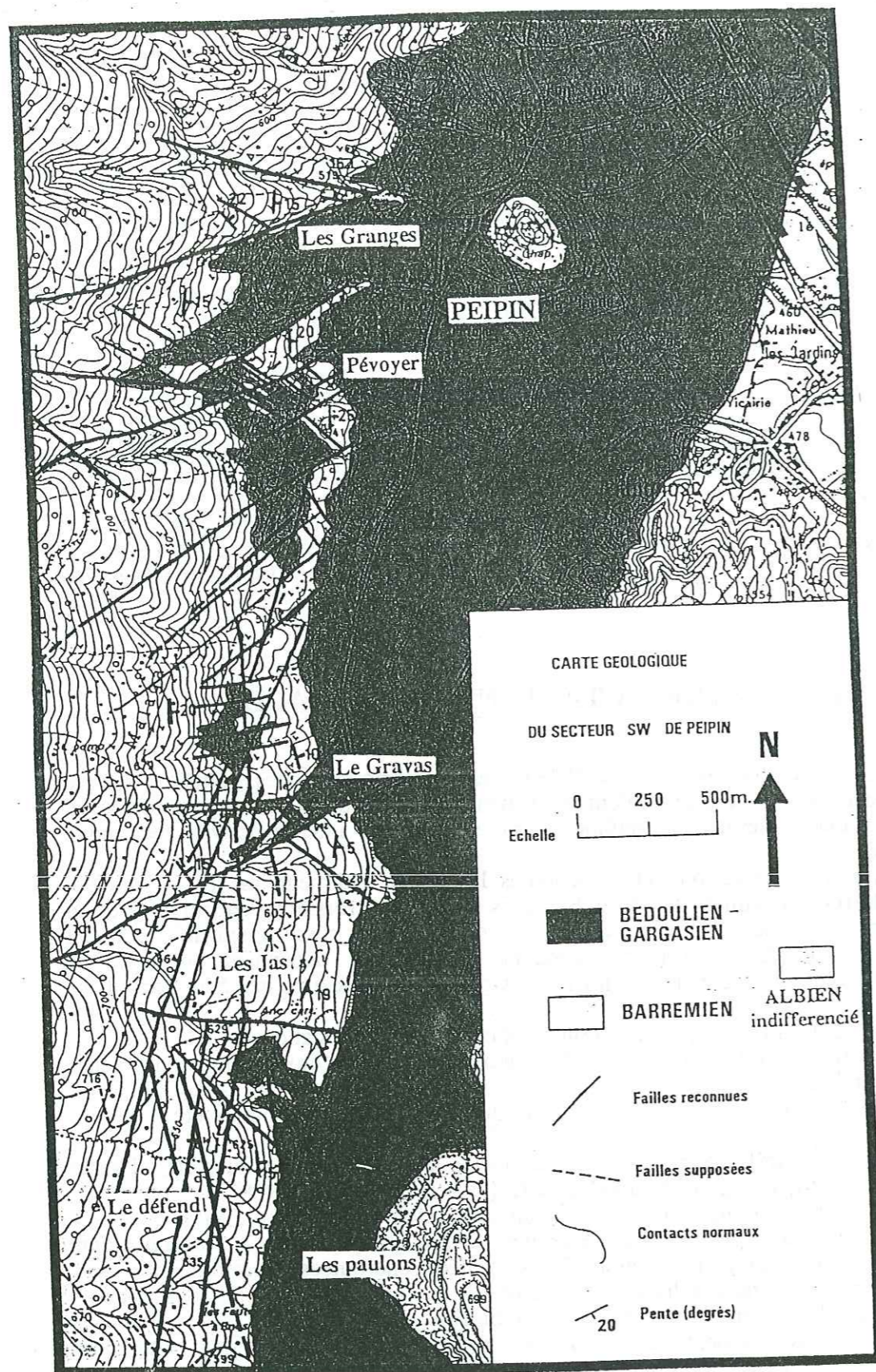


Figure 23 : CARTE GEOLOGIQUE DU SECTEUR SUD-OUEST DE PEIPIN

### III - METHODE D'ANALYSE

L'étude du secteur de Peipin comprend cinq stations d'observation, numérotées du Nord vers le Sud de 1 à 5 (cf. fig. 24). Elles correspondent chacune à une unité structurale propre et sont ainsi successivement définies, dans la partie suivante (IV, "Analyse par site"), par :

- \* - leur position géographique, stratigraphique et structurale;
- \* - la chronologie des événements tectono-sédimentaires;
- \* - une caractérisation microstructurale des différentes générations de contraintes tectoniques, comprenant:
  - une fiche signalétique récapitulative de l'analyse microstructurale, incluant, entre autres, une interprétation dynamique des déformations et contraintes tectoniques successives de la station considérée.
  - une figure, regroupant un canevas de Wülf (hémisphère inférieur) des plans et stries mesurés; une rosace directionnelle des failles existantes; une rosace directionnelle des principales failles (directions dominantes), avec leurs pentes et mouvements, sur laquelle nous portons la direction des contraintes majeures calculées.

La partie V ("Les arrachements et glissements synsédimentaires") définit les phénomènes gravitaires et en présente une analyse tectonique récapitulative.

Enfin, la partie VI ("Synthèse des données structurales") constitue la synthèse des données tectoniques, tectono-sédimentaires et microstructurales, et une tentative de reconstitution de la cinématique des déformations crétacées.

### IV - ANALYSE PAR SITE

#### A - SITE DES GRANGES: - STATION 1 ET 2 -

##### 1 - Position géographique et cadre géologique

Situé à deux cent mètres à l'Ouest de Peipin (fig. 24, stations 1 et 2), ce premier site concerne un petit bloc basculé, de 700 mètres de long et 150 mètres de large, contrôlé par une faille orientée ENE-WSW. Esquissé dès le Barrémien inférieur, cette morphologie, dominant le lieu-dit Les Granges, est limitée vers le Sud par un accident N70 à regard sud, correspondant à la bordure nord d'un graben de même âge, comblé par les marnes bleues, du Bédoulien et du Gargasien.

Constitué essentiellement des calcarénites de Lure (unité Ba1, Hauterivien terminal/Barrémien basal), ce compartiment est bordé au Nord par les marno-calcaires de l'unité Ba2, légèrement discordants et progradants en onlap du NE vers le SW, et au Sud par les marnes aptiennes (séquence B).

L'analyse détaillée des déformations synsédimentaires et leur caractérisation microstructurale permettent de distinguer deux phases tectoniques distinctes anté-aptiennes (fig. 25 et 26). L'ampleur même de l'affleurement et des déformations synsédimentaires, ainsi que les nombreuses mesures de plans striés, nous conduisent à scinder ce site en deux stations d'analyse microstructurale (position géographique en fig. 24 : stations 1 et 2; analyse microstructurale : fig. 25 = station 1 et fig. 26 = station 2).



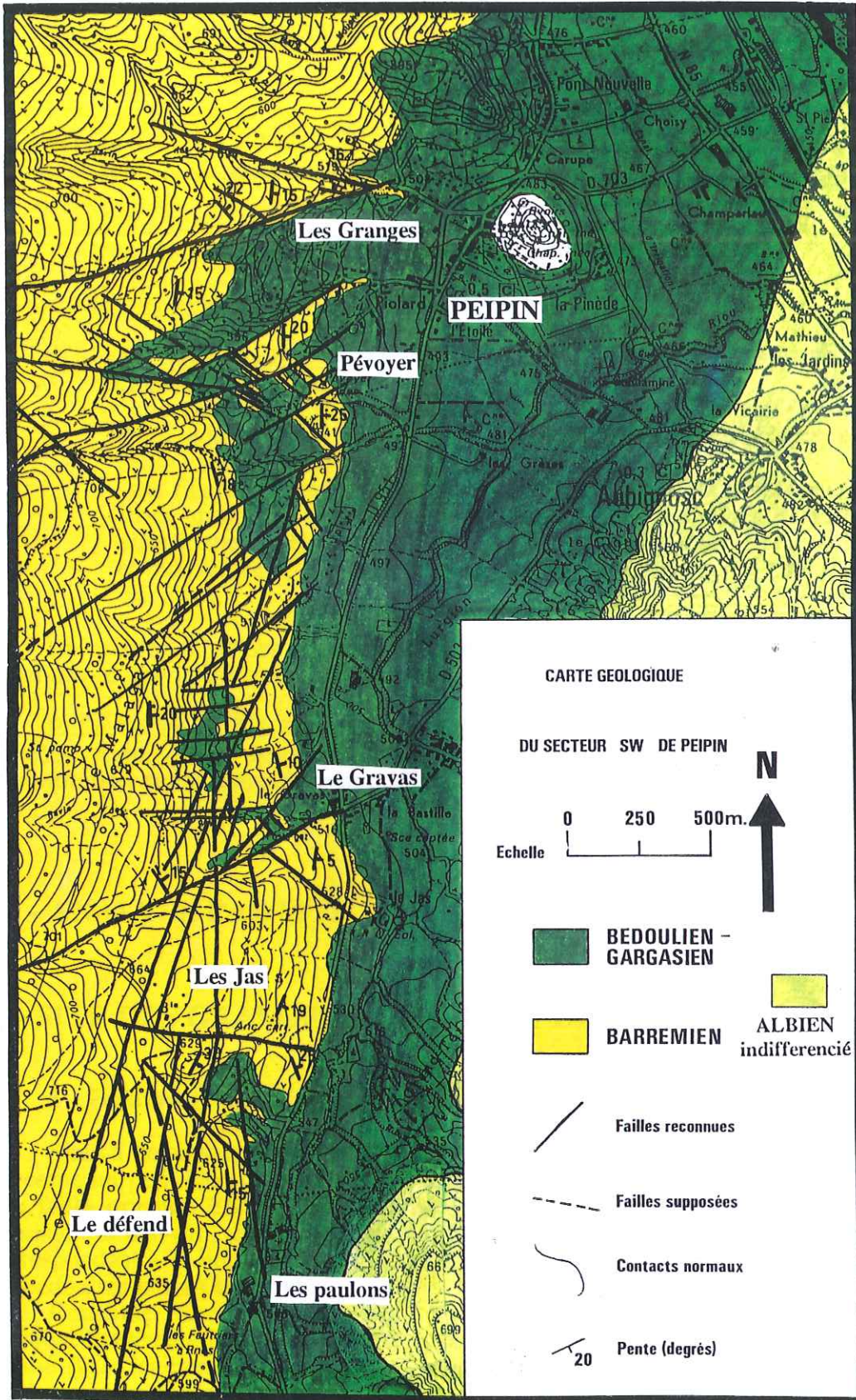


Figure 23 : CARTE GEOLOGIQUE DU SECTEUR SUD-OUEST DE PEIPIN



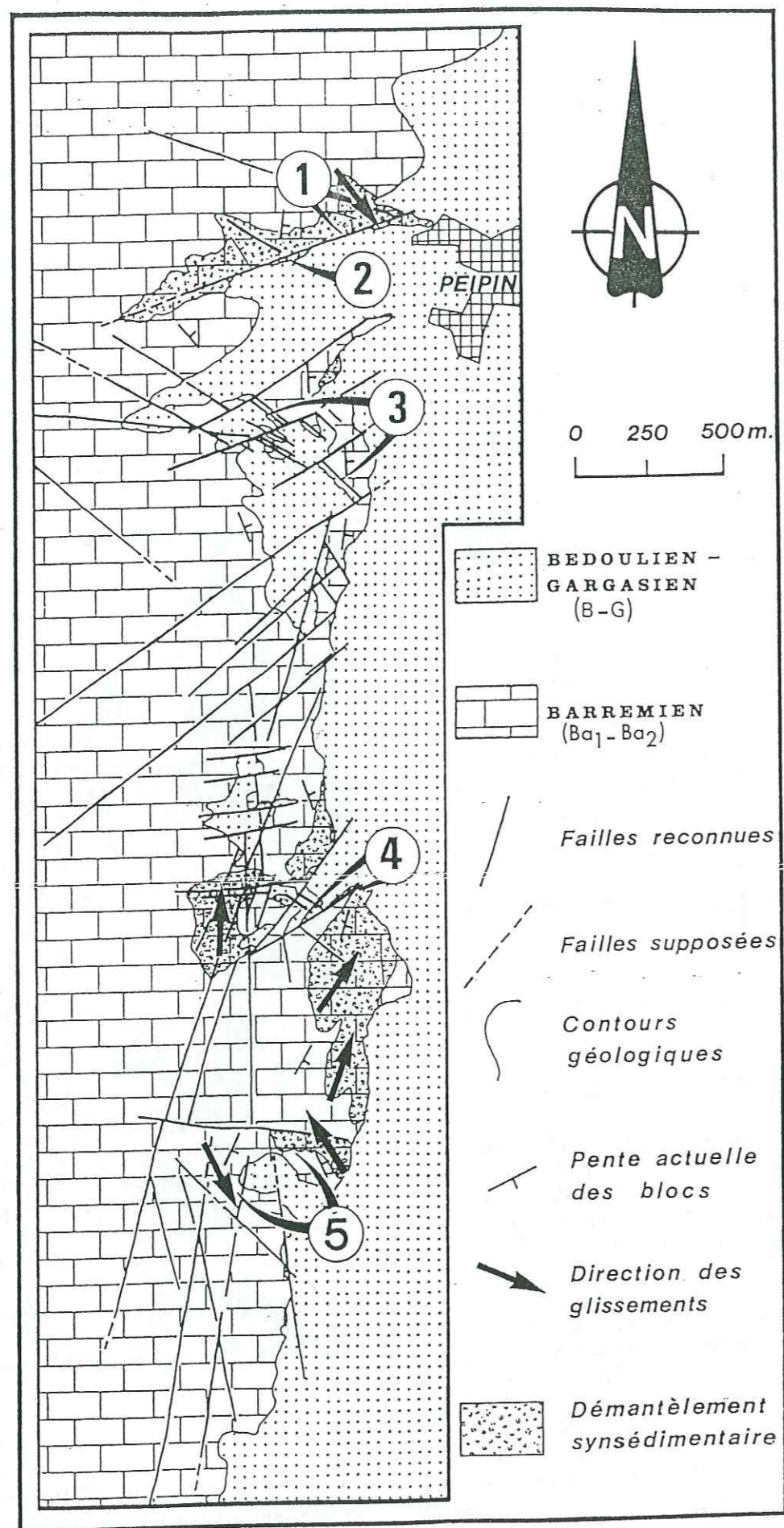


Figure 24 : CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DU SECTEUR SW DE PEIPIN  
 - Localisation des sites analysés,  
 - Position des démantèlements syn-barrémiens.

- La première station regroupe l'ensemble des mesures relevées sur la bordure nord et au sommet de ce compartiment; elle concerne les deux ensembles lithologiques de la base de la série (unités Ba1 et Ba2).

- La seconde station correspond à l'analyse des différentes générations de stries mesurées le long de la faille bordière sud, affectant les calcarénites de l'unité Ba1, et scellées par les marnes aptiennes.

C'est dans la partie suivante ("Chronologie des déformations synsédimentaires"), qui concerne l'ensemble du site des Granges, que nous trouvons, bien évidemment, les deux stations d'analyse structurale.

## 2 - Chronologie des déformations synsédimentaires

### a - Premier stade structural

Bien visibles de la D 951, les calcarénites de l'unité Ba1 présentent un système de progradation vers l'Est, confirmé par des brèches de bas de pente et des remobilisations d'un matériel boueux (*debris-flows*).

L'existence d'une pente vers l'Est, contemporaine du Barrémien inférieur, est à mettre en relation avec un jeu de l'accident durancien, à l'Ouest duquel disparaissent les calcarénites hautérivo-barrémiennes. Puis, les premiers indices structuraux à proprement parler, affectant un matériel non lithifié, coïncident avec un arrêt de la sédimentation de calcarénites. C'est alors que se dessine le haut-fond structural des Granges. Il correspond au toit d'un compartiment de faille, long de plusieurs centaines de mètres, basculé vers l'ENE, et limité au Sud par un escarpement de direction initiale N60-70, à pente sud.

Le basculement du bloc intervient au sommet de la série des calcarénites Ba1, progradantes et démantelées sous forme bréchique en bas de pente.

Le premier jeu de l'escarpement N60 intervient avant la complète induration des calcarénites. En effet, lors de sa mise sous contrainte tectonique, le sédiment barrémien correspond, en surface, à une vase partiellement lithifiée, de compétence relativement plastique, et contenant des nodules calcaires microbréchiques déjà indurés (diagenèse précoce de lithoclastes pluricentimétriques, remobilisés lors de la progradation). Les qualités particulières (anisotropie rhéologique) de ce dépôt supposent différents types de déformations possibles, de signification directement [a-1] ou indirectement [a-2] tectonique, impliquant, dans ce dernier cas, les mécanismes gravitaires.

a-1) - La faille N60-70 s'exprime, d'abord, par un mouvement cisailant sénestre (stries pitch 10° E), imprimé dans le sédiment par des tectoglyphes "mous", tels que des stries, des cannelures et des fractures secondaires de type R ("riedels" synthétiques sénestres à N50).

Ces objets tectoniques sont répartis tout le long du miroir de faille, mais ils sont surtout représentés dans la moitié supérieure de l'escarpement (moitié du rejet actuel apparent). La moitié inférieure est l'objet de stries et fractures ayant affecté, lors de la déformation, un sédiment plus compétent qu'en surface. Ce phénomène est associé à un fort gradient de lithification des calcarénites barrémiennes.

Cette différenciation verticale d'induration de la série se traduit également par des déformations différentes en surface et en profondeur :



- la moitié supérieure de l'escarpement a un aspect sinueux, plissé et boudiné. Elle est recouverte d'un enduit microbréchi que ferruginisé, créé par une expulsion quasi-instantanée des fluides interstitiels du sédiment, lors de la rupture brutale de l'état plastique de ce dernier;

- la moitié inférieure visible du miroir de faille est affectée d'une bréchification et d'arrachements.

a-2) - A ces structures tectoniques sont associées des déformations hydroplastiques sans rupture (cf. "Méthodologie de l'analyse tectono-sédimentaire"). Elles sont représentées, au toit du compartiment septentrional (basculé vers le Nord-Est), par des glissements bancs sur bancs avec contournements, et par des écrêtements, de faible ampleur, du sommet de l'escarpement. Ces derniers dégènèrent en brèche "à coussins", puis en brèche autoclastique vers le bas. En effet, le matériel de l'escarpement, démantelé en aval, est légèrement impliqué dans le mouvement cisailant la faille, lequel lui impose une torsion, puis une "schistosité" sénestre.

Malgré ces déformations et ces perturbations tectoniques, la base du miroir de faille et donc le rejet vertical vrai à cette époque reste difficile à apprécier, en raison du recouvrement par les séries sus-jacentes.

L'escarpement des Granges constitue une zone haute pérenne durant le dépôt de la seconde séquence (Ba2), qui tend à enoyer cette morphologie.

#### b.- Second stade structural

Le second stade anté-aptien va imprimer son cachet à la morphologie d'une façon plus marquée que le premier, bien que le nombre de plans striés qui ont pu être relevés sur le terrain soit moins élevé.

Nous situons ce stade à la fin du dépôt de l'unité Ba2, transgressive vers le SW, et discordante en onlap sur le compartiment des Granges, toujours actif, cependant.

#### b-1) - Les glissements synsédimentaires

Ils correspondent, par leur mécanisme, à l'exacerbation d'un basculement continu du compartiment des Granges, mais dans un sens différent. En effet, ils se manifestent surtout au sommet du haut-fond avec une pente de démantèlement orientée vers le Sud-Est.

Les alternances marno-calcaires (Ba2) ennoient le bloc, alors penté d'environ 10° vers l'Est-Nord-Est. Une modification des contraintes provoque l'effondrement du compartiment sud du bloc, alors limité au Nord par un escarpement N120 à pente nord. Le toit du bloc des Granges s'individualise ainsi comme un horst sous forme triangulaire de coin de bloc (cf. fig. 21).

Celui-ci subit un second basculement, postérieur au dépôt de la séquence Ba2, non totalement lapidifiée. Les alternances marno-calcaires se démantèlent en bas de pente et dégènèrent en brèches et paquets contournés, lesquels se disposent préférentiellement vers la terminaison sud-orientale de l'escarpement, pour être ensuite ennoyés et drapés par les marnes aptiennes.

De tels glissements synsédimentaires, et donc sous-aquatiques et antérieurs à la totale lithification du sédiment, se font à l'interface Ba1-Ba2. Le toit du horst est alors totalement décapé de la séquence Ba2. Ce brusque et massif démantèlement s'imprime sur le substrat calcaire Ba1 ainsi dénudé, sous la forme de cannelures profondes, de longueur plurimétrique, larges et ferruginisées.

Ces cannelures ont fait l'objet de mesures systématiques (mesure du plan porteur, en l'occurrence la surface structurale, constituée par le toit de l'unité Ba1, mesure de la pente du plan porteur et plongement des cannelures), qui, après report sur rosace (cf. "Méthodologie de l'analyse tectono-sédimentaire", fig. 12-A<sub>3</sub>), révèlent une direction générale de glissement vers le SE.

Dans le détail, on distingue deux générations de glissements : la première, à N140, elle-même recoupée par une seconde direction, à N115 (fig. 32, site 1).

L'ablation synsédimentaire affecte la totalité de l'unité Ba2, quasi démantelée. Le toit du horst devient ainsi une véritable surface de décoiffement, dont l'aspect en "tôle ondulée" et le poli rappellent un plancher glaciaire. Seuls quelques témoins d'ampleur métrique de l'unité Ba2 subsistent encore, isolés sur ce relief "chauve", et ultérieurement fracturé (présence de calcite micro-cristalline).

Le point d'ancrage de ces glissements se trouve à l'aplomb de la faille N110-115, qui délimite la bordure nord du horst. Le jeu de cette discontinuité en mouvement normal réactive les brèches du bas de la pente nord-est initiale.

Ces phénomènes de déreption et de resédimentation synsédimentaires ont déjà été observés dans le secteur et dans des séries de même âge (Beaudoin *et al.*, 1986a; Friès, 1987), ainsi que sur d'autres bordures du domaine vocontien, notamment le talus urgonien du Vercors (Ferry et Flandrin, 1979). Et là, comme ailleurs, l'absence stratigraphique des calcaires bédouliens, aux rapides variations de faciès et d'épaisseurs, a été interprétée comme le résultat d'une lacune de sédimentation; de la même façon, la patine ferrugineuse a été expliquée comme étant l'indice d'un durcissement ("hard-ground") de la vase du fond, avant le dépôt des "marnes bleues" cicatricielles (Flandrin, 1974).

Ferry *et al.* (1979) concluent que seuls des séismes ont pu provoquer de tels glissements synsédimentaires le long des talus hémipélagiques qui délimitaient la cuvette vocontienne au Nord-Ouest (fig. 4 E). En effet, ils suggèrent l'influence précoce directe de certaines failles, parallèles à ces aires de dépôt (de direction NE-SW) et dont le fonctionnement synsédimentaire a pu être démontré sur la genèse de flexures sédimentaires et d'écroulement en masse des talus vaseux marginaux, dégénérant en turbidites ou mégabrèches (cf. fig. 5).

#### b-2) - Les failles

Après un jeu sénestre (fig. 25, canevas A et fig. 26, canevas C), l'escarpement N70 à regard sud-est rejoue en mouvement normal avec une légère composante dextre (pitch 65° Sud). Il est alors scellé par la débacle des brèches de glissements en masse, puis par les marnes aptiennes (séqu. B).

Cette réactivation en effondrement est contemporaine du jeu décrochant dextre de la faille N120. Le miroir de cet accident est aujourd'hui partiellement masqué par une brèche de faille à galets calcaires "mous". Ces intraclastes bréchi ques sont d'abord déformés de façon plastique, puis certains sont cassés (par dépassement du seuil de rupture, ou seuil de plasticité). Perforés et limonitisés, ils se redéposent ensuite dans une matrice boueuse.

Les failles mineures associées de première génération (recouvrements de stries), de direction N160-170, d'ampleur métrique, sont remobilisées selon le même mouvement décrochant dextre et décalent l'escarpement N60, qui prend alors l'allure d'un tracé "en chicane".



3 - Caractérisation microstructurale des déformations infra-aptiennes.

Le site des Granges comprend deux stations de mesures. La première correspond aux mesures relevées sur le sommet et les bordures du haut-fond (station 1, fig. 25), la seconde regroupe la totalité des mesures observées sur l'escarpement N60 (station 2, fig. 26). Cette différenciation a pour avantage d'affiner le degré de fiabilité des contraintes déterminées pour les deux générations structurales.

FICHE SIGNALÉTIQUE DE LA STATION 1 : canevas A et B (fig. 25)

a - Localisation:

a-1) - géographique : de deux cents à sept cents mètres à l'Ouest de Peipin, au Nord-Ouest des Granges.

a-2) - stratigraphique :

- calcarénite de Lure (unité Ba1, Hauterivien terminal/Barrémien basal), pour la première génération.
- unité Ba1 et alternances marmo-calcaires (unité Ba2, Barrémien inférieur), pour la deuxième génération.

a-3) - structurale : horst barrémien des Granges d'axe N70.

b - Analyse tectonique: POUR LA PREMIERE GENERATION (canevas A)  
(Mesures débasculées selon le pendage N137 - 22N)

b-1) - Cohérence: assez bonne (M. F. = -34.5/41).

b-2) - Régime tectonique: R = .21. Compression ( $\sigma_1$  sub-horizontale, 15°) à N12, de type tendance déformation plane ( $\sigma_3$  sub-horizontale, 4°) à N103.

b-3) - Objets mesurés :

- cannelures limonitisées;
- stries molles de bancs sur bancs;
- stries limonitisées sur failles secondaires N160, affectées de déformations plastiques ou hydroplastiques, et de plans pénétratifs très peu pentés.

=====

POUR LA DEUXIEME GENERATION (canevas B)

b-4) - Cohérence: très bonne (minimum de la fonction (M. F.) de -13.8/14).

b-5) - Régime tectonique: R = .29. Compression ( $\sigma_1$  sub-horizontale, 6°) à N54, de type tendance déformation plane ( $\sigma_3$  sub-horizontale, 3°) à N145.

b-6) - Objets mesurés :

- stries limonitisées de glissements bancs sur bancs dans la même brèche;
- stries molles limonitisées de la faille bordière sud du horst.

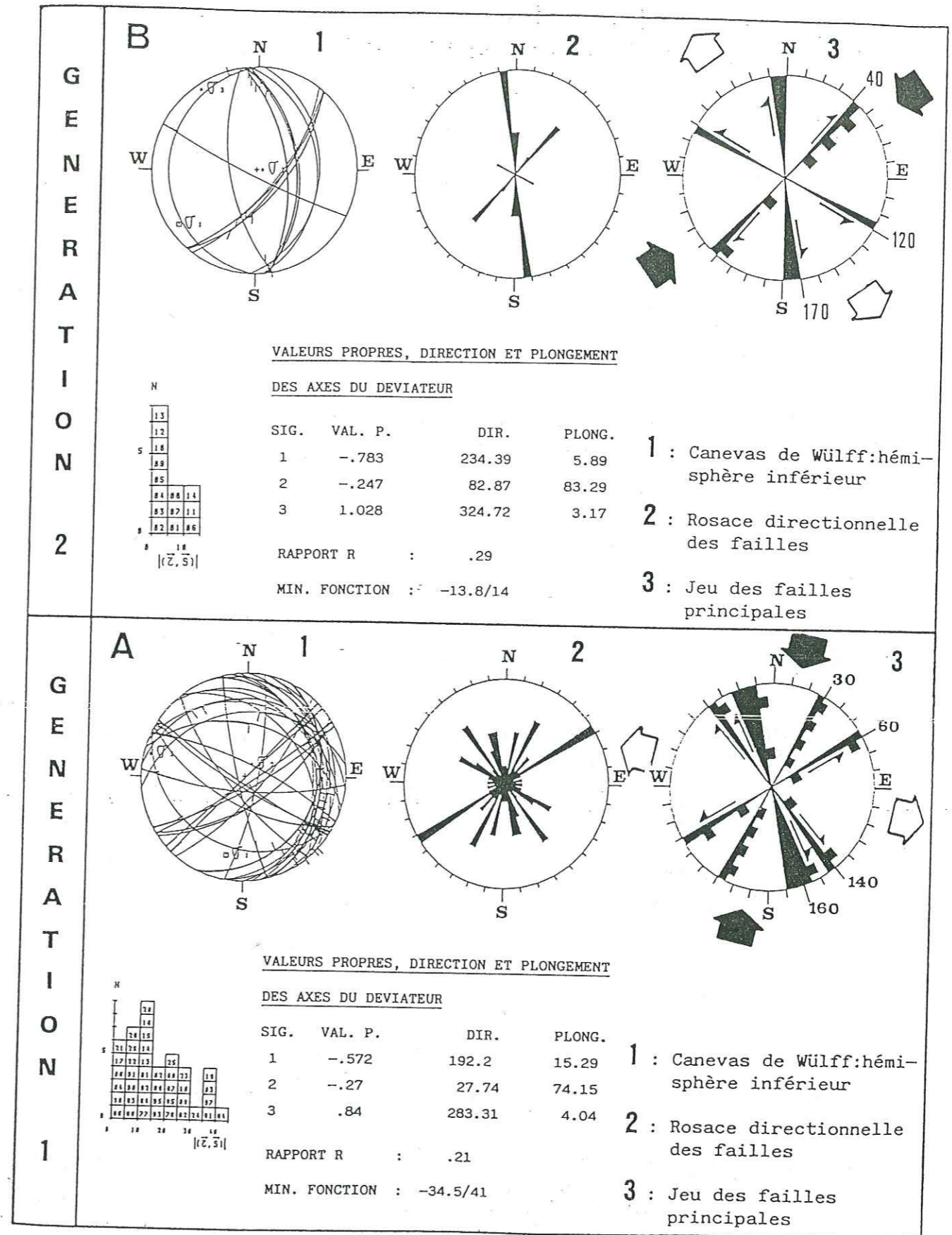


Figure 25 : Analyse microstructurale et chronologie des déformations du site Les Granges (NW Peipin): Station 1 (canevas A et B).



FICHE SIGNALÉTIQUE DE LA STATION 2: canevas C et D (fig. 26)

a - Localisation:

- a-1) - géographique: de deux cents mètres à huit cents mètres à l'Ouest de Peipin, en bordure du lieu-dit les Granges;
- a-2) - stratigraphique: calcarénites de Lure (unité Ba1, Hauterivien terminal/Barrémien basal), pour les deux générations;
- a-3) - structurale: escarpement crétacé N70, bordure méridionale du horst et septentrionale du fossé des Granges;

b- Analyse tectonique: POUR LA PREMIERE GENERATION (canevas C).  
(Mesures débasculées selon le pendage N115 - 5N)

- b-1) - Cohérence: très bonne (M.F. = -13.7/14).
- b-2) - Régime tectonique: R. = .77. Compression ( $\sigma_1$  sub-horizontale, 11°) à N29, de type tendance déformation plane ( $\sigma_3$  sub-horizontale, 12°) à N122.
- b-3) - Objets mesurés: stries molles et cannelures ferruginisées sur le plan principal ou sur failles secondaires pénétratives et d'allure ondulante.

POUR LA DEUXIEME GENERATION (canevas D)

- b-4) - Cohérence: bonne (M. F. = -8.8/9).
- b-5) - Régime tectonique : R. = .48. Compression ( $\sigma_1$  sub-horizontale, 18°) à N54 de type déformation plane ( $\sigma_3$  horizontale, 2°) à N145.
- b-6) - Objets mesurés :
  - stries limonitisées recoupant la première croûte ferrugineuse, la première génération et sa brèche de pente;
  - stries calcitiques;
  - stries de failles pénétratives du plan principal.

4 - Conclusions (pour les deux stations) du site des Granges

Plusieurs conclusions peuvent être tirées de l'analyse structurale du site des Granges. La succession cinématique du horst des Granges est la suivante:

- a - Tout d'abord, on constate que ce bloc des Granges, annoncé au Barrémien basal, va subir une déformation continue au moins jusqu'à l'Aptien inférieur (absence cartographique des séries K1 et K2 sus-jacentes).
- b - Cette structuration débute par l'existence d'une pente vers le Nord-Est, à la verticale de ce qui va devenir une tête de bloc, de même polarité. Cette pente contrôle la répartition des dépôts du sommet de la séquence Ba1, sur laquelle ils progradent.

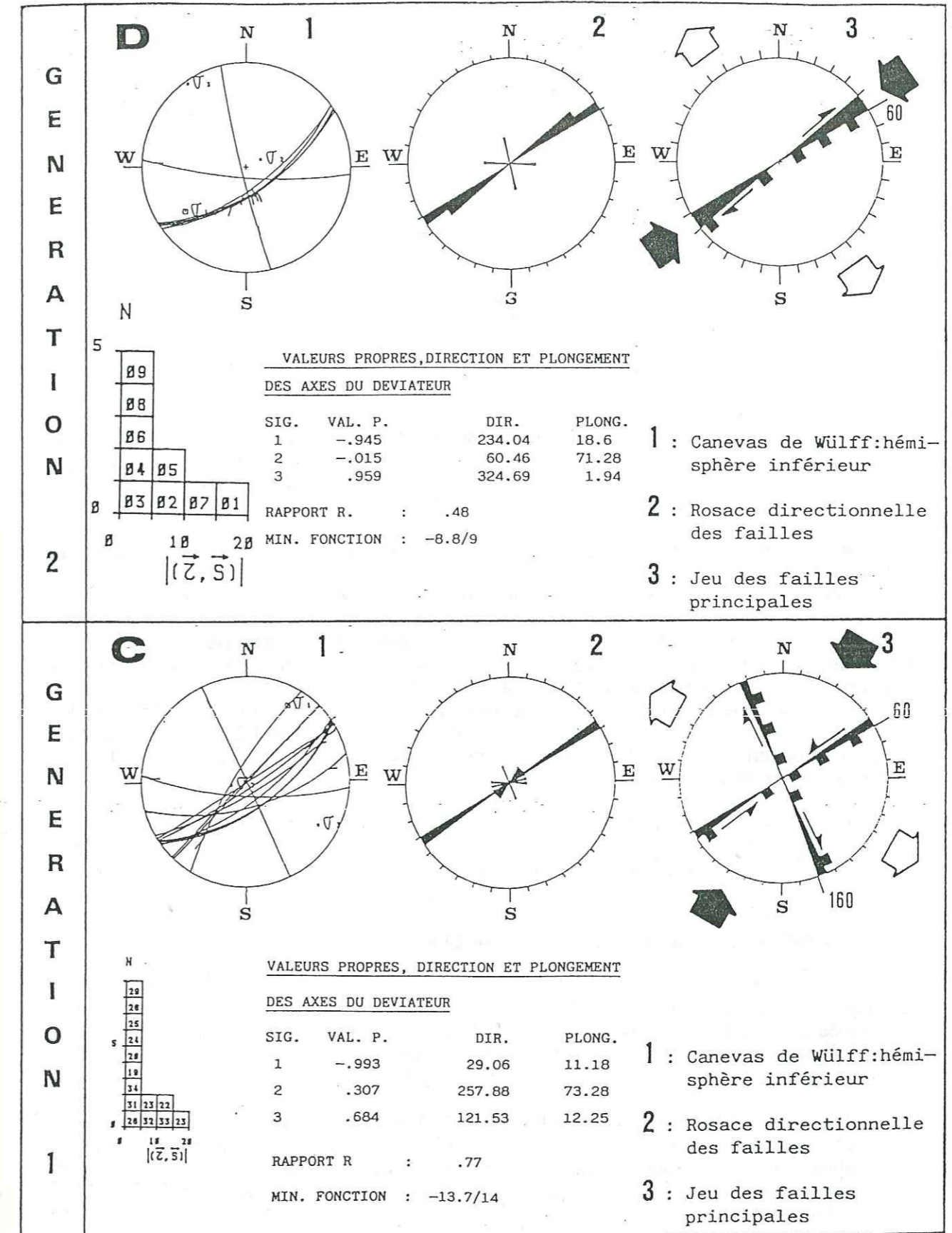


Figure 26 : Analyse microstructurale et chronologie des déformations du site Les Granges (W Peipin): Station 2 (canevas C et D).



- c - Les premières structures cassantes apparaissent avec le jeu sénestre de l'accident N60 des Granges. Le sédiment, non induré, subit des débauches de pente, sous forme de démantèlements "moutonnés" plastiques de faible ampleur, évoluant partiellement et localement en brèches autoclastiques, prises dans le mouvement décrochant.
- d - Cette faille crée une zone haute durant la séquence Ba2, que les dépôts, amincis au toit, tendent à ennoyer.
- e - Une seconde structuration désolidarise le toit du bloc et provoque son basculement vers le Sud-Est, entraînant le décollement de la quasi-totalité des alternances de marnes et calcaires non totalement lithifiées, qui glissent le long de la pente, puis de l'escarpement.
- f - Cette morphologie constitue une barrière paléogéographique pour les dépôts de la séquence Ba3, représentés seulement à un kilomètre au Nord, et totalement lacunaires au Sud, phénomène déjà observé par *Beudoin et al.* (1986).
- g - C'est seulement à partir du Bédoulien sommital que le horst, alors nettement moins actif, est ennoyé par les marnes aptiennes, dont la première séquence (B) est amincie au top de la structure positive (12 mètres, contre 30 mètres au Nord et au Sud) (*Beudoin et al.*, 1986a).

Du point de vue des contraintes, la structuration du horst est contrôlée par un régime tectonique continu de type déformation plane, dont les deux paroxysmes mesurés correspondent à des contraintes d'orientations différentes. De direction approximative N20 et N110 avant la série Ba2 (moyenne des tenseurs calculés), les contraintes maximales ( $\sigma_1$ ) et minimales ( $\sigma_3$ ) subissent une rotation horaire d'environ 30/35°, postérieure à Ba2 et très vraisemblablement antérieure à Ba3 (vu la géométrie et les critères de précocité des déformations de seconde génération), soit N55 et N145.

Cela a pour effet, non seulement de modifier légèrement la direction originelle des principales failles (en accord avec le basculement du horst vers le Sud-Est), mais surtout de passer de mouvements décrochants à des mouvements d'effondrements, notamment le long de l'escarpement principal N60.

## B - SITE DE PEVOYER: - STATION 3 -

### 1 - Position géographique et cadre géologique

Ce second site se trouve à un kilomètre au Sud-Ouest de Peipin (*fig. 24, station 3*). Il regroupe l'ensemble des mesures relevées entre la bordure sud du fossé des Granges et la butte cotée 541, au Sud de Pévoyer. Il s'agit d'une zone très tectonisée, où le Barrémien est pris en "poissons" tectoniques à la croisée d'accidents N70 et N140.

Les caractères cartographiques dominants du secteur sont les suivants :

- l'existence d'un faisceau de failles N65/70, distantes d'environ cent mètres les unes des autres, ennoyées vers l'Est par les marnes aptiennes et découpant le Barrémien par paliers topographiques successifs selon une pente sud-est. L'accident le plus septentrional, dit "faille de Pévoyer", détermine la bordure sud du fossé des Granges, à pente actuelle verticale;

- ces failles recoupent plus ou moins un grand accident N120, également ennoyé vers l'Est et qui se poursuit à l'Ouest au delà de la zone cartographiée, vers les bien nommées Gorges de la Faillée. Son allure en relais sur la direction N70 rappelle un tracé "en chicane";

- enfin, les marnes aptiennes sont représentées au coeur de ce dispositif, délimitant à l'Est une bande barrémienne, longue de plus d'un kilomètre et étroite de moins de cent mètres, isolée du massif calcaire. Bien qu'également structurées, ces marnes, véritable diverticule du fossé des Granges, révèlent toutefois des paléomorphologies barrémiennes et bédouliennes.

### 2 - Chronologie des déformations synsédimentaires

Malgré la rareté des critères tectono-sédimentaires directs et la violente structuration tardive, il a néanmoins été possible de relever des indices d'une structuration anté-aptienne sur le site, et ce à partir de l'analyse des figures sédimentaires et des séquences bédouliennes cicatrisant les événements tectoniques.

En effet, les marnes aptiennes, discordantes et transgressives, ont des épaisseurs variables de part et d'autre de la faille N65 de Pévoyer : au Sud, la séquence bédoulienne (B), épaisse de 65 mètres, repose directement sur les calcaires de Lure (Ba1); alors qu'au Nord, l'unité Ba2 est à nouveau présente (pour environ dix mètres d'épaisseur) (*Beudoin et al.*, 1986a) et que les marnes bédouliennes ont une épaisseur réduite à 45 mètres (*cf. fig. 33*). Cela suppose une inversion de la subsidence, de part et d'autre de la faille de Pévoyer durant l'Aptien inférieur, et plus précisément à partir de la discontinuité #3 (*cf. fig. 33*). Cette dernière marque, seulement dans la partie orientale de la plate-forme hémipélagique, la transition lithologique majeure du Crétacé inférieur, à savoir le passage du pôle calcaire au pôle marneux (rappelons que cette transition lithologique majeure n'intervient, vers l'Ouest, qu'avec la discontinuité #4, au passage Urgonien-Gargasien).

Dans tous les cas, le contact des marnes avec le substratum calcaire se fait:

- soit par l'intermédiaire d'une surface de discontinuité ferruginisée, à bioperforations (*Rhizocorallium*) et "microkarstifications" (*Ferry et al.*, 1986);

- soit par un drapage sédimentaire. Ce dernier correspond à un "mince placage, non présent partout, de marnes à granules et blocs calcaires barrémiens", contenant localement de petits olistolites métriques, ou à du "Barrémien inférieur glissé, en concordance stratigraphique apparente" (*Ferry et al.*, 1986).

*Ferry et al.* (1986) expliquent ces lacunes de séquences par un ravinement chenalisant spectaculaire. Ils associent ainsi les éboulis envasés et la corrosion des bancs calcaires affleurants à un stade de vacuité d'un chenal. Celui-ci, orienté vers le Nord à N30, profond d'environ 20 mètres et large de quelques centaines de mètres, aurait été creusé durant le Bédoulien. Des calcaires de la séquence Ba3 sont représentés parmi les olistolites de la coulée intragargasienne (*Deshayesites consobrinus* cité par Kilian, 1899; *in Le Goc, 1977*). La mise en place du chenal ravinant des marnes bleues pourrait coïncider avec la discontinuité #4.

Dans la partie la plus subsidente du secteur de Pévoyer, ces marnes contiennent de nombreuses lentilles calcaires, affectées d'une lithification précoce. Ce carbonate provient vraisemblablement d'une remobilisation sous forme chenalisante de la bordure occidentale vacuaire du bassin, constituée d'un matériel barrémo-bédoulien et correspondant au massif de Lure.

Mais un tel sillon d'érosion n'est pas exclusivement responsable des lacunes lithologiques précédemment décrites. En effet, leur disposition géométrique dépend d'abord d'une structuration antérieure au Bédoulien. Leurs principales directions ne sont pas seulement à N30, mais également ENE-WSW et NW-SE, comme nous l'avons vu auparavant aux Granges. Les lacunes sont donc directement contrôlées par les directions des failles précoces. La forme transgressive en onlap de la séquence Ba2 sur notre secteur d'étude ou son absence entre les séquences Ba1 et Ba3 plus au Nord (*cf. fig. 33*) prouvent l'existence même de morphologies positives d'origine tectonique, actives dès le Barrémien inférieur et propices au non dépôt local de certaines séquences.



## 3 - Caractérisation microstructurale des déformations infra-aptiennes

## FICHE SIGNALÉTIQUE DE LA STATION 3 : canevas E (fig. 27)

## a - Localisation:

a-1) - géographique : un kilomètre au Sud de Peipin, dans le secteur de Pévoyer, entre les buttes cotées 596 et 541.

a-2) - stratigraphique : sommet des calcarénites de Lure (Ba1, Hauterivien terminal-Barrémien basal).

a-3) - structurale : zone d'intersection entre le faisceau N70 de Pévoyer qui détermine, au Sud du fossé des Granges, des demi-grabens relatifs à un dispositif antithétique normal à pente sud et un accident N120.

## b - Analyse tectonique:

b-1) - Cohérence: assez bonne (M. F. = -9.2/10).

b-2) - Régime tectonique : R. = .87. Compression ( $\sigma_1$  horizontal,  $4^\circ$ ) à N8, de type tendance transpression ( $\sigma_2$  proche de  $\sigma_3$  à tendance horizontale,  $20^\circ$  ouest) avec une direction d'extension à N96.

## b-3) - Objets mesurés :

- stries limonitisées sur failles N65 et N130, à rejet actuel inverse et failles N30 mineures.
- stries limonitisées de glissements banc/bancs, perpendiculaires aux bordures du bassin aptien.

## 4 - Conclusions

Le jeu inverse apparent des failles de directions N60 et N145 doit être attribué à un basculement tardif, postérieur au Barrémien, qu'il ne nous est pas possible d'apprécier, malgré le débasculément de la série qui a été effectué avant le calcul des tenseurs. L'analyse cartographique permet néanmoins de leur restituer leur pente originelle, puisque les mesures ont été relevées sur des failles parallèles aux principaux accidents, mieux conservés. A l'aplomb de ceux-ci, le biseutage des marnes aptiennes indique la pente du paléo-escarpement. Ainsi, la direction N60 devient à pente nord et la direction N140, à pente ouest. C'est pourquoi, nous pouvons formuler plusieurs remarques.

a - Le débasculément (par remise à l'horizontale des bancs porteurs) modifie légèrement la direction actuelle des failles, comme aux Granges. La direction N70 devient N55/60 et la direction N120, N145/150.

b - Il devient alors possible de comparer les résultats obtenus de l'analyse de cette station avec ceux obtenus aux stations 1 et 2 de première génération, dont les déformations et contraintes sont très similaires. En effet, les directions principales des failles ainsi que leur mouvement sont identiques, à savoir:

- N25/30 normales sénestres.
- N55/60 sénestres normales;
- N145/150 dextres normales;

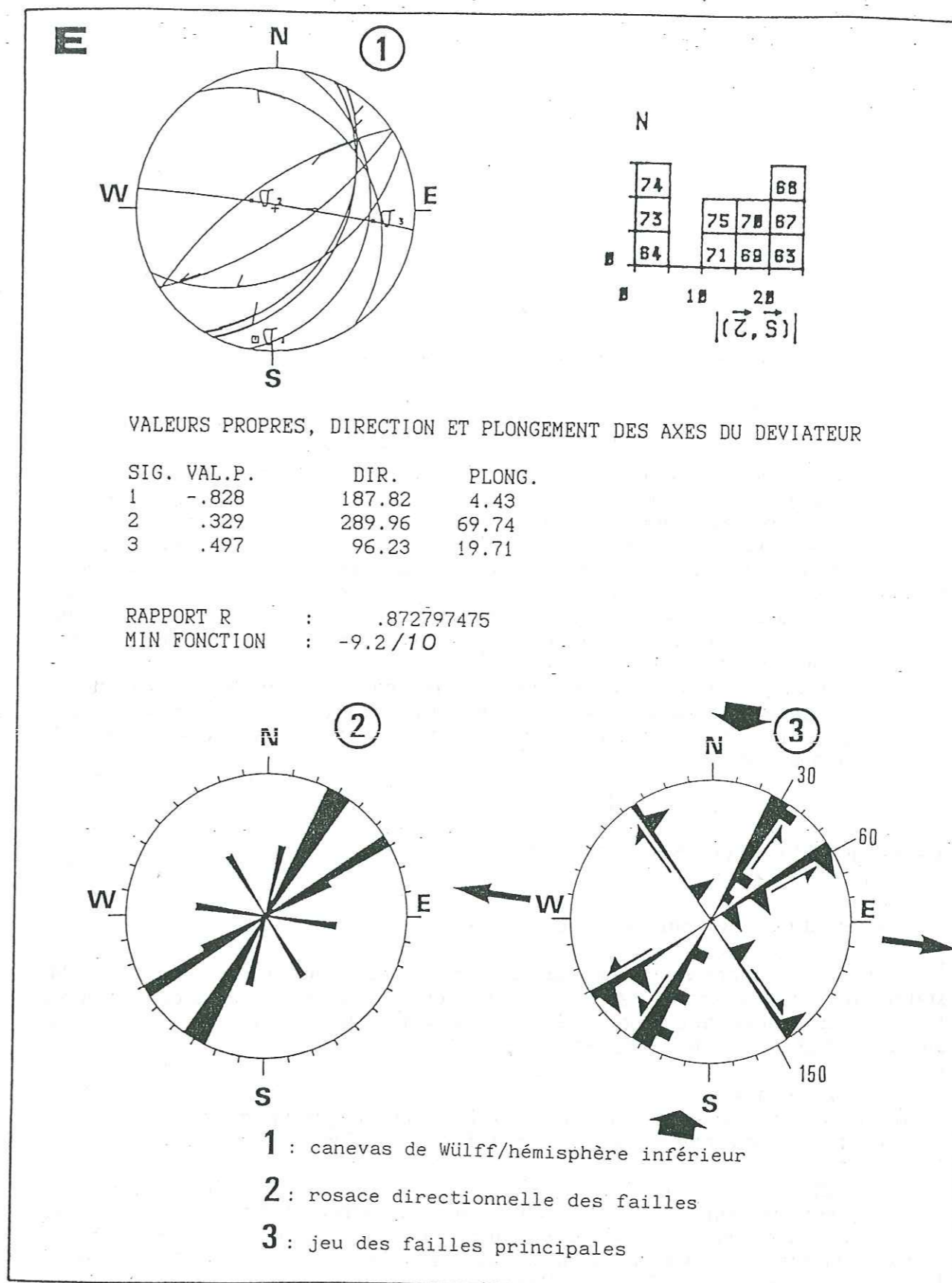


Figure 27 : Analyse microstructurale du site de Pévoyer :  
Station 3 (canevas E).



- c - L'inversion du sens de la pente des deux dernières familles de failles, qui correspondent aux directions majeures de la structuration crétacée du domaine de Peipin, crée alors une succession méridienne de hauts-fonds/bas-fonds entre les secteurs des Granges, de Pévoyer et des Jas, plus au Sud. L'approfondissement général de ce dispositif en blocs basculés s'effectue vers le Nord durant le Barrémien, phénomène déjà signalé (Beudoin *et al.*, 1986a). La mise en place des marnes bédouliennes correspond à l'inversion du mouvement de la faille N60 de Pévoyer, dont le compartiment sud, alors haut-fond, devient plus subsident.
- d - La persistance, ici comme aux Granges, de la direction N30, tant au niveau cartographique que microstructural, peut être interprétée comme le faisceau occidental de l'accident de la Durance, de même direction, et très certainement de même mouvement.  
C'est cette même famille de failles qui a conditionné le ravinement des bordures barrémiennes, puis la chenalisation des dépôts aptiens.
- e - Enfin, le régime tectonique obtenu sur cette station 3 correspond à une compression sub-méridienne de type transpression. Ce qui, corrélativement avec le jeu décrochant des failles, s'accorde parfaitement avec les contraintes et les déformations de la première génération définie aux Granges, notamment celles de la station 1 (les contraintes principales majeures et mineures n'ont que 4° d'écart entre les deux résultats de calcul). Nous en déduisons que ces deux sites sont contemporains et antérieurs à la séquence Ba2. Tout d'abord, ils sont définis par des décrochements N60 à modeste composante normale, qui limitent les dépôts de la séquence Ba2 au Nord de la faille de Pévoyer; plus au Nord, les marnes bédouliennes reposent directement sur l'unité Ba1 et sur les escarpements qu'elles scellent (Beudoin *et al.*, 1986a). Ensuite, intervient un effondrement des mêmes compartiments après la séquence Ba2, selon un dispositif normal antithétique ou synthétique à pente générale nord. C'est pourquoi les dépôts Ba3 sont limités au Nord des Granges. Et c'est seulement à la fin de cette dernière séquence calcaire que s'inverse le mouvement subsident de la faille de Pévoyer, au profit du compartiment sud.

## C- SITE DU GRAVAS: - STATION 4 -

### 1 - Position géographique et cadre géologique

Situé à 2,3 kilomètres au Sud de Peipin et à flanc du lieu-dit Le Gravas (fig. 24, station 4), ce site est le plus significatif de la tectonique anté-aptienne du secteur, tant par la qualité et la diversité des phénomènes tectono-sédimentaires observables que par leur ampleur. C'est aussi le plus complexe.

Il s'agit d'un petit fossé d'axe grossièrement N75 et d'âge barrémien inférieur. Long de 700 mètres et large de 150 mètres, il est limité, au Sud par un escarpement N70-80 à pente nord, au Nord par un doublet d'accidents N90 en gradins et à pente sud (fig. 28).

Dissymétrique d'Est en Ouest, ce fossé a subi une subsidence supérieure dans sa partie orientale, où le rejet cumulé, antérieur au Clansayésien, excède 80 mètres. Il s'amortit vers l'Ouest pour ne pas dépasser 10 mètres au niveau d'un faisceau de linéaments N15. Ces accidents plurikilométriques longent la bordure sud orientale des massifs barrémiens de Peipin et ne semblent pas se poursuivre dans les séries marneuses frangeantes. Cette bordure occidentale est encore découpée par un accident d'ampleur kilométrique et de direction N170. Enfin, quelques failles mineures N110 et N140 recoupent ce graben et les trois unités lithologiques qu'il contient: les calcaires Ba1, Ba2 et les séquences marneuses B et G.

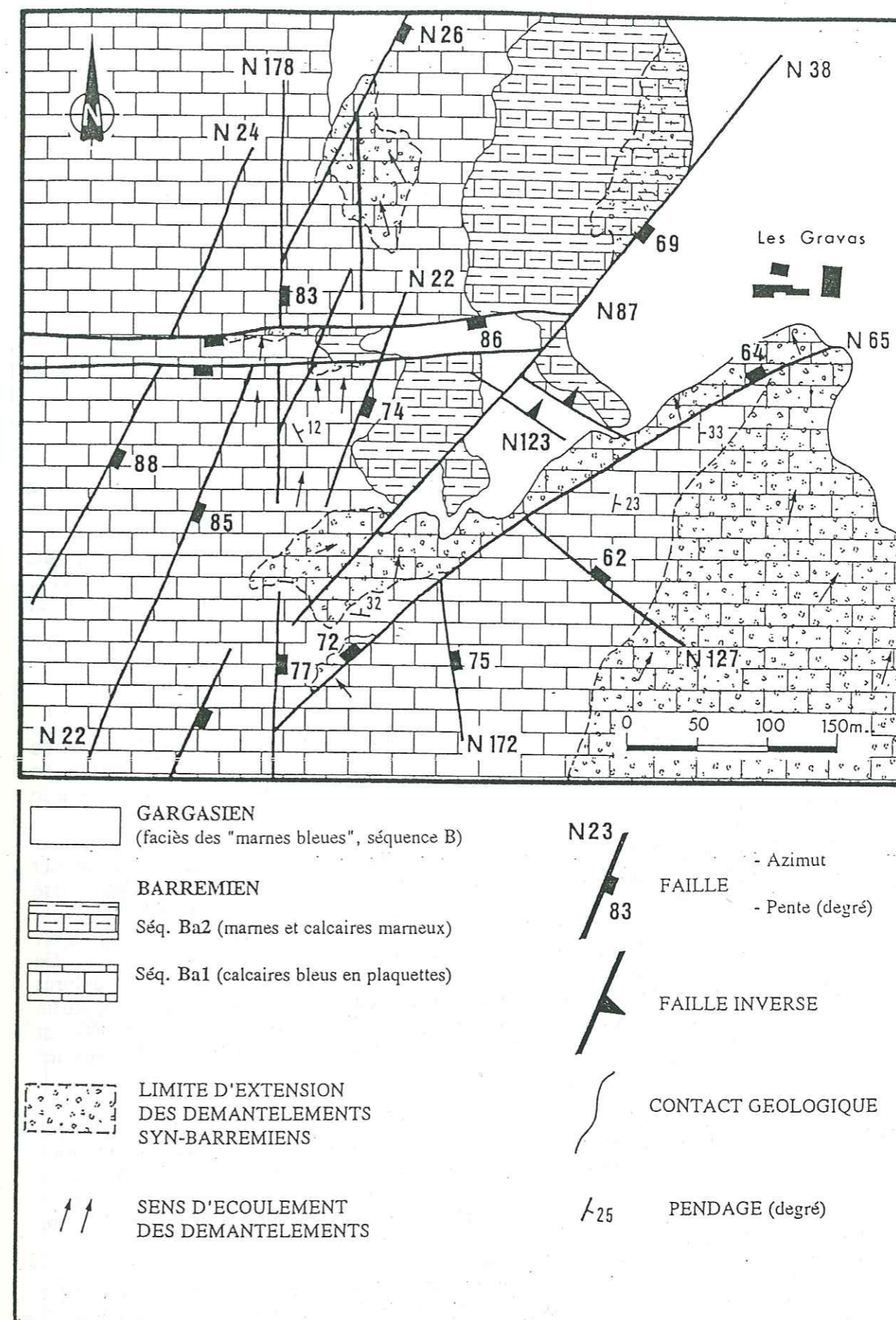


Figure 28 : Carte géologique détaillée à l'Ouest des Gravas - Station 4 -



## 2 - Chronologie des déformations synsédimentaires

### a - Premier stade structural

Les prémices de la tectonique anté-aptienne se manifestent par quatre principaux types de phénomènes synsédimentaires, plus ou moins synchrones et interdépendants, qui affectent essentiellement le sommet des calcaires de Lure. Les trois premiers traduisent le basculement des séries vers l'Est ou le Nord-Est :

- des troncatures et biseaux sédimentaires vers le Nord-Nord-Est, notamment au Sud du Gravas (carrières des Jas) (fig. 32, site 4 Sud-Est, rosace C);
- des déformations souples et anté-lithifications, comme la flexure sub-méridienne au Nord-Est du site;
- des écoulements gravitaires (cannelures, brèches de pente et faille "molle");
- et enfin, l'initiation des structures cassantes du fossé, dont l'effondrement est contrôlé par deux failles normales, N75 au Sud et N90 au Nord.

Cette partie concerne d'abord le fonctionnement des failles bordières du graben, puis décrit le plancher du fossé, aujourd'hui bien dégagé par l'érosion. Chaque phénomène, propre à une structuration précoce, est numéroté par ordre chronologique d'apparition et renvoie le lecteur à la figure 29.

#### a-1) - Les failles bordières

a-1-1) - *La bordure sud* du graben est de direction variable. Sa pente moyenne est de 70°N. De N60 à l'Ouest, elle passe à N75 à l'Est. L'aspect même de l'escarpement se modifie également d'Est en Ouest, mais aussi du haut vers le bas.

\* A l'Est, c'est-à-dire au Gravas même, la faille est recouverte d'un paquet d'effondrement (8) qui masque partiellement sa partie avale. Les bancs ont glissé le long de l'escarpement avant d'être totalement lithifiés. Bien qu'ils soient déformés par étirement ou écrasement, on distingue encore leurs litages, véritables plans de glissement, affectés de stries molles sub-verticales. Ce démantèlement synsédimentaire recouvre les stries molles et cannelures d'arrachement portées par le plan de faille à jeu normal, dégagé dans la partie amont de l'escarpement. D'aspect oblong, ce glissement s'amincit vers l'Ouest jusqu'à une flexure N140 de même âge et disparaît à l'affleurement sous les séries sus-jacentes.

\* Au centre, le miroir de faille devient lisse et ondulant. Bien que le rejet apparent barrémien soit inférieur (maximum 20 mètres), il porte deux générations de stries limonitisées et/ou calcitisées, dont la première est sénestro-normale et la seconde normale vraie. De petites failles N80, pénétratives et tangentes au plan principal, révèlent un mouvement sénestre normal, contemporain de la première génération.

\* A l'Ouest, le miroir de faille se déforme de plus en plus. Et, là où le rejet avoisine 5 mètres, c'est toute la lèvre supérieure du plan qui est "collapsée" (écrêtement de l'escarpement, cf. Méthodologie de l'analyse tectono-sédimentaire - IV, B, 2). Cet effondrement intervient avant la lithification des calcarénites, contournées et bréchifiées en piémont de l'escarpement sur plusieurs dizaines de mètres cubes.

### LEGENDE INVENTAIRE DES PHENOMENES TECTONO-SEDIMENTAIRES OBSERVES

- ① : troncature intraformationnelle;
- ② : surface perforée, précocement lithifiée;
- ③ : loupes d'arrachement en cuillère et brèche associée: glissement vers le NNE;
- ④ : brèche de démantèlement de pente;
- ⑤ : cannelures de glissement vers le nord et brèches associées, recoupant les perforations;
- ⑥ : flexure sub-méridienne;
- ⑦ : arrachements en "gouttière" sur les failles bordières et écoulements associés;
- ⑧ : déformation plastique et glissement des bancs sur l'escarpement méridional;
- ⑨ : brèche de faille molle.

CALCARENITES DE LURE (U<sub>1</sub>)  
-Hautévien sup./Barrémien-  
A : calcaire massif  
B : calcaire marneux bleu  
C : calcaire en plaquettes

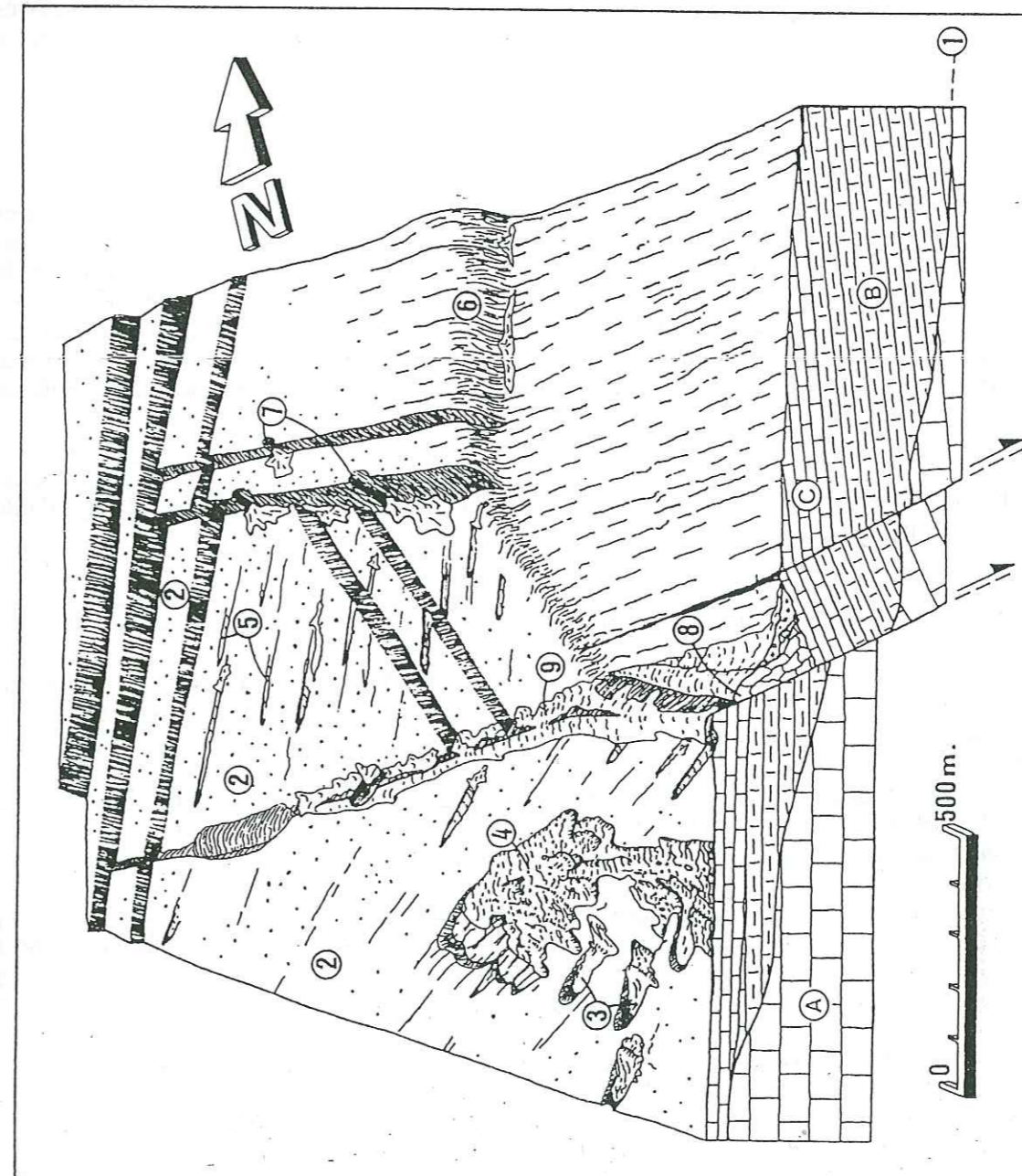


Figure 29 - Le fossé du Gravas avant les dépôts transgressifs de l'unité Ba<sub>2</sub> -



a-1-2) - La bordure nord du fossé est constituée de deux accidents sub-équatoriaux quasi-verticaux, enduits partiellement de sédiments gréseux, non datés mais postérieurs à la déformation, qui recouvrent les stries, à jeu normal dextre.

\* Ces deux escarpements portent des arrachements en "gouttière" (7), provoqués par le glissement gravitaire de matériel boueux à la surface du plan, également non induré. Ces glissements forment des "bouses d'écrasement", ou paquets contournés, en contrebas des deux marches d'escalier. Ces "gouttières" portent elles-mêmes des cannelures limonitisées, liées à l'écoulement du sédiment.

\* Cette bordure, dont le rejet est également supérieur vers l'Est, est brutalement interrompue par une flexure d'azimut N10 (6), contemporaine de cet épisode structural. Elle se réoriente vers le Sud à N130, pour être finalement recouverte du Nord vers le Sud et en onlap par l'unité Ba2 marno-calcaire. Ces déformations souples et gravitaires sont donc sensiblement parallèles et en vis-à-vis avec la brèche de l'escarpement méridional.

\* Une légère érosion régressive s'est également produite sur une partie des lèvres des compartiments soulevés. Localement, les escarpements sont revêtus par la surface perforée à *Rhizocarollium* [cf. fig. 29, type 2]].

a-2) - Le plancher du fossé.

Penté de 12° vers l'Est, le fond du fossé est constitué par le toit des calcarénites (Ba1). Il affleure largement à l'Ouest, pour s'envoyer vers l'Est sous les marno-calcaires, puis sous les marnes bédouliennes. Cette surface structurale entièrement limonitisée porte de nombreuses bioturbations (terriers horizontaux en U, vermiculations) (2), supérieures en nombre vers l'Ouest. Cette surface bioperforée à *Rhizocarollium* (ichnofaciès *Cruziana*), est apparue sur un sédiment mou ou peu lithifié, à grains fins et carbonatés. Ces traces d'organismes fouisseurs révèlent un environnement peu profond, de type bordure néritique de plate-forme (Ekdale *et al.*, 1984).

Elles sont recoupées par de grosses cannelures (5) résultant du glissement vers le Nord (fig. 32, site 4 Ouest, rosace B) d'un sédiment imparfaitement lithifié que l'on retrouve au pied de l'escarpement N90, sous forme de paquets bréchifiés. L'unité Ba2 progradante scelle ces écoulements gravitaires.

b - Second stade structural

Les dépôts marno-calcaires de l'unité Ba2 (Barrémien inférieur) comblent partiellement le fossé en onlap, de l'Est vers l'Ouest. Ils sont également affectés par une structuration synsédimentaire, notamment au sommet de la série et à l'aplomb des failles N120/130 du plancher du fossé. Leur réactivation, liée à une subsidence différentielle de part et d'autre des compartiments qu'elles délimitent, engendre plusieurs failles N90, de longueur décimétrique et de rejet métrique (maximum deux mètres), progressivement amorties vers le haut et définitivement cicatrisées par les cinq derniers mètres marno-calcaires affleurants.

Ce deuxième épisode structural provoque aussi une réactivation des failles bordières et de leurs brèches. Les escarpements jouent d'abord en failles normales pendant les dépôts alternants de l'unité Ba2, lesquels subissent alors un phénomène d'auto-cannibalisme, puis en mouvement normal dextre à la fin de cette même série.

Comme nous le verrons par la suite, les déformations tectoniques sont continues depuis le Barrémien inférieur jusqu'à l'Aptien et s'expriment plus ou moins bien selon les différents sites. Ce site permet donc la lecture de deux types de contraintes tectoniques différents, antérieurs au Barrémien supérieur.

c - Stades post-barrémiens.

Les marnes bédouliennes reposent directement sur le Barrémien inférieur,

- soit sur l'unité Ba1, au Sud de la faille bordière méridionale du fossé, au delà de laquelle Ba2 est lacunaire, et au Nord du compartiment septentrional, que les dépôts en onlap ne recouvrent pas;

- soit sur l'unité Ba2, au coeur du graben, marquant encore la lacune de l'unité Ba3 (Barrémien supérieur-Bédoulien).

Beaudoin *et al.* (1986) décrivent, là encore, de fortes variations méridiennes d'épaisseur au sein des marnes aptiennes, qui marquent une séquence plus transgressive que l'unité Ba2. Puissantes de 70 mètres au Nord, elles se réduisent à 50 mètres au niveau de l'accident N 70 et leur épaisseur varie également selon l'axe du fossé, qu'elles comblent totalement. Le milieu de la série enregistre une discontinuité sédimentaire, marquée par un "Niveau Blanc" repère NB (Beaudoin *et al.*, 1986a; Friès, 1987), que nous attribuons à la discontinuité #4 (cf. fig. 7 et 33), laquelle est intra-séquence B, pour ce domaine. Enfin, elles sont d'âge essentiellement bédoulien, hormis les deux derniers mètres, qui sont gargasiens.

Ce fossé est donc toujours actif après le Barrémien et vraisemblablement encore pendant l'Aptien. Les phases tectoniques ultérieures (du Crétacé supérieur ou du Tertiaire) le gauchissent par un effondrement généralisé, notamment le long des failles sub-équatoriales; enfin, les discontinuités méridiennes de l'Ouest du fossé jouent en mouvement inverse.

3 - Caractérisation microstructurale des déformations du Crétacé inférieur

#### FICHE SIGNALÉTIQUE DE LA STATION 4: canevas F, G, H et I (fig. 30 et 31)

a - Localisation:

a-1) - géographique : à 2,3 kilomètres au Sud de Peipin, entre 20 et 250 mètres à l'Ouest du lieu-dit Les Gravas (fig. 24, site 4).

a-2) - stratigraphique :

- calcarénite de Lure (Ba1, Hauterivien terminal - Barrémien basal), pour la génération 1;
- alternances marno-calcaires (Ba2, Barrémien inférieur), pour les générations 2 et 3;
- marnes bleues (séquence B, Bédoulien supérieur), pour la génération 4.

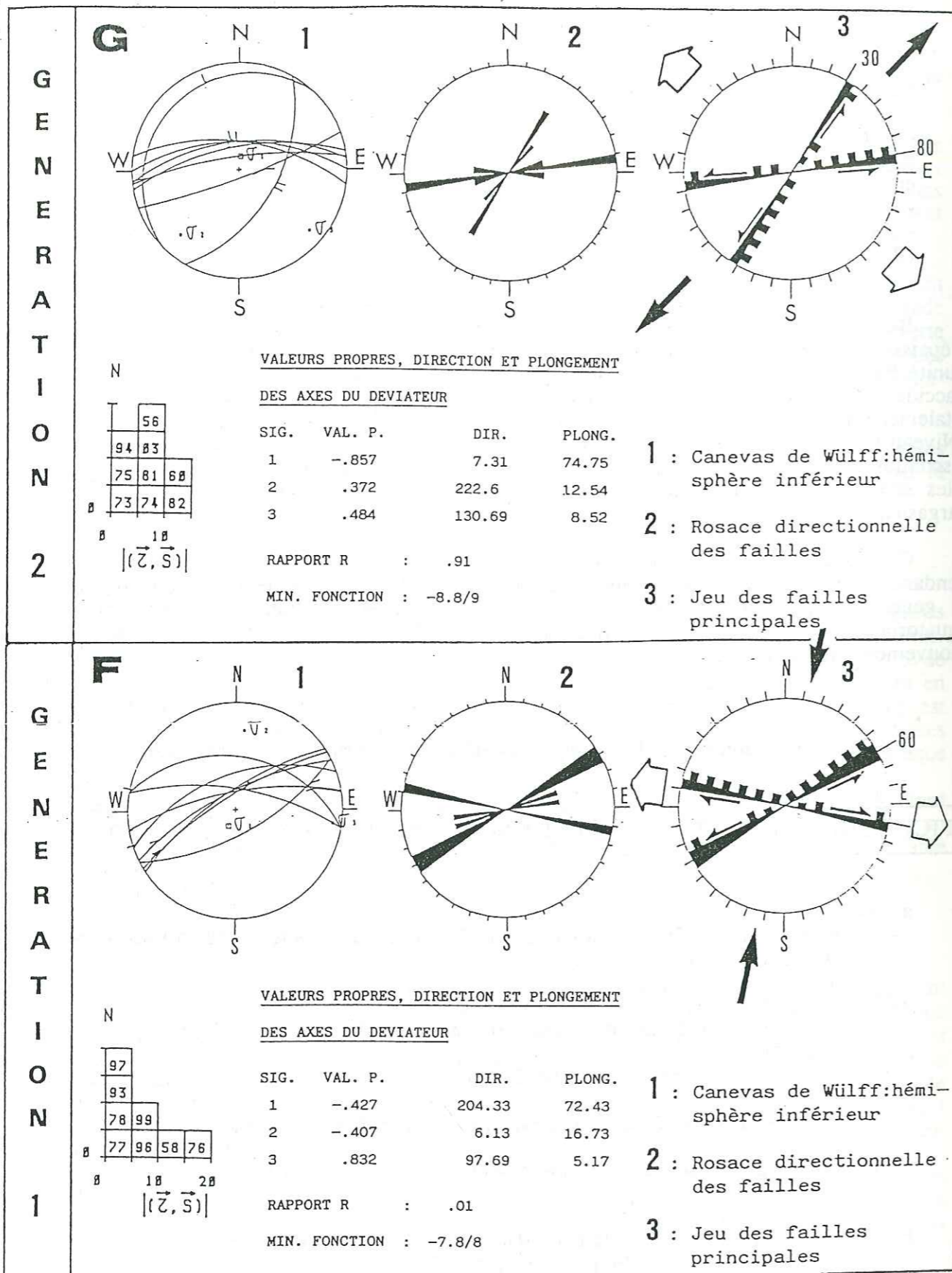
a-3) - structural : fossé d'effondrement des Gravas.

b - Analyse tectonique: POUR LA PREMIÈRE GÉNÉRATION  
Fini-Ba1 et anté-Ba2 (canevas F)

b-1) - Cohérence : bonne (M. F. = -7.8/8).

b-2) - Régime tectonique : R. = .01. Distension ( $\sigma_1$  sub-vertical, 72°), de type transtension ( $\sigma_2$  sub-horizontale, 17°, proche de  $\sigma_1$ ) à N98 ( $\sigma_3$  horizontale, 5°).





- b-3) - Objets mesurés :
- sur les bordures sud et ouest du fossé, stries molles dans les marno-calcaires et dans la brèche, recouvertes de limonite et/ou de calcite; stries affectant Ba1;
  - en contrebas est du fond du fossé, cannelures et stries molles associées à un démantèlement partiel de l'unité Ba2.

=====  
POUR LA SECONDE GENERATION : Syn-Ba2 (canevas G)

- b-4) - Cohérence : bonne (M. F. = -8.8/9).
- b-5) - Régime tectonique : R. = .91. Distension ( $\sigma_1$  sub-vertical,  $75^\circ$ ), de type distension diffuse ( $\sigma_2$  sub-horizontale,  $12^\circ$ , proche de  $\sigma_3$ , horizontale,  $8^\circ$ ) à N131.
- b-6) - Objets mesurés :
- Il s'agit surtout de la bordure méridionale du fossé, affectée de stries molles dans la seconde brèche et sur le plan même, limonitisé. Elles recourent la première génération.
  - Ce sont des stries de bancs/bancs dans l'unité Ba2,
  - et de failles, à rejet progressivement amorti dans la même série.

=====  
POUR LA TROISIEME GENERATION: Post-Ba2 et anté- séq. B (canevas H)

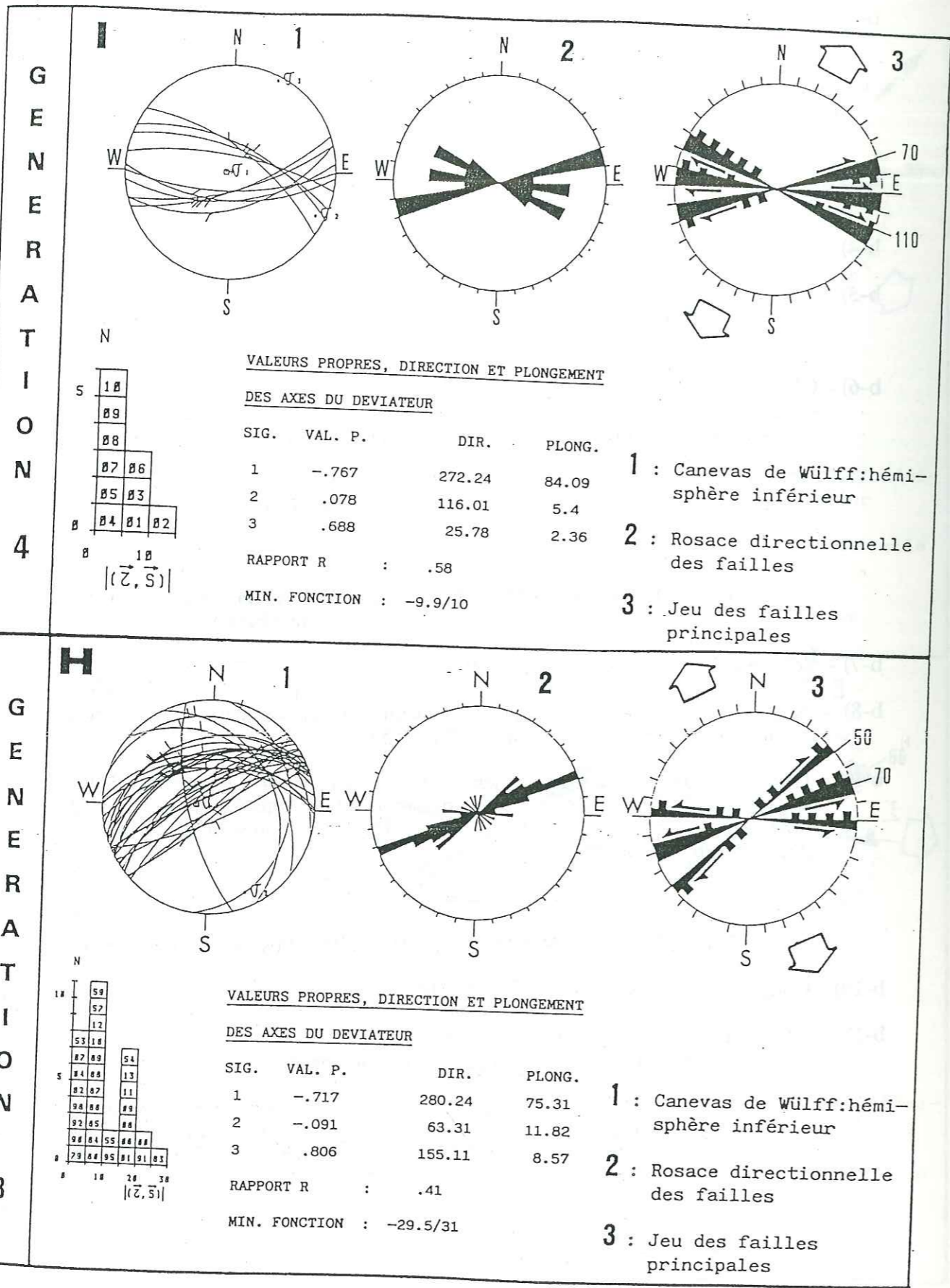
- b-7) - Cohérence : très bonne (M. F. = -29.5/31).
- b-8) - Régime tectonique : R. = .41. Distension ( $\sigma_1$  sub-vertical,  $75^\circ$ ), de type distension vraie ( $\sigma_3$  sub-horizontale,  $8^\circ$ ) à N155.
- b-9) - Objets mesurés : l'ensemble des mesures a été relevé le long des failles bordières N70 et N90. Ce sont des stries molles ferruginisées sur le miroir de faille et dans les brèches d'escarpements; des stries molles et cannelures de glissements bancs/bancs.

=====  
POUR LA QUATRIEME GENERATION : Post-Aptien (canevas I)

- b-10) - Cohérence : très bonne (M. F. = -9.9/10).
- b-11) - Régime tectonique : R. = .58. Distension ( $\sigma_1$  vertical,  $84^\circ$ ) de type distension vraie ( $\sigma_1 > \sigma_2$  horizontale,  $5^\circ$ ,  $> \sigma_3$ , horizontale,  $2^\circ$ ).
- b-12) - Objets mesurés : les mesures ont été relevées sur l'ensemble du fossé et ses bordures. Elles affectent toutes les unités lithologiques présentes: réactivation des brèches de bordures; contact faillé Ba2 - marnes bédouliennes au coeur du fossé; jeu des bordures.

Figure 30 Analyse microstructurale et chronologie des déformations du site Les Gravas: Station 4 (canevas F et G).





4 - Conclusions

L'originalité structurale du site du Gravas est la constance, tout au long de l'histoire crétacée, du régime distensif. Celui-ci fait jouer, plusieurs fois par à-coups et de différentes façons, les principales directions de ce domaine structural particulier, N55/75 et N90/110. Mais cette distension est progressivement différente en nature et en direction.

Apparue à la base du Barrémien inférieur, elle se poursuit jusqu'au Barrémien supérieur avec pour tendance une augmentation progressive des contraintes distensives (modification des axes de l'ellipsoïde de déformation). Ces déformations s'expriment le long d'accidents N65 et N90 à jeux, d'abord cisailant, puis normal, lors d'une rotation horaire d'environ 55° de la direction d'extension, durant le Barrémien inférieur.

Cette tectonique confère à la bordure sud du fossé des Gravas un caractère paléomorphologique majeur pour le secteur de Peipin: l'absence des séquences Ba2, Ba3 et B, au Sud de cet accident N65, suggère l'existence d'une zone haute au droit du secteur des Jas, active depuis le Barrémien inférieur jusqu'au sommet de l'Aptien inférieur.

En résumé, la chronologie des déformations est la suivante :

- Le sommet des calcarénites (Ba1) laisse apparaître l'initiation structurale du fossé des Gravas par un régime transtensif (direction d'extension à N100 environ), alors que cette série est partiellement lithifiée. Deux failles sub-équatoriales N75 et N90 à jeu décrochant, respectivement sénestre et dextre, effondrent le compartiment central, faiblement basculé vers le nord (environ 20°), et affecté à son toit d'une importante déréption sédimentaire. Ce phénomène de démantèlement permet également d'apprécier la polarité des pentes des bordures: vers le Nord pour le compartiment septentrional et vers le Nord-Est pour le compartiment sud. Ces déformations sont contemporaines de la première phase structurale du site des Granges.

- Alors que l'unité marno-calcaire (Ba2) tente de sceller ces événements par des contacts en onlap, elle subit un régime de distension diffuse (à N130) syn-dépôts et anté-lapidification, qui a peu d'incidence sur la sédimentation, mais qui traduit une rotation horaire des contraintes majeures en distension de 30-35°.

- Puis, la fin des dépôts de cette même unité enregistre un régime tectonique de type distension vraie à N155, soit une rotation horaire supplémentaire de 25° de la direction d'extension. Cette contrainte se traduit, d'une part, par une réactivation des escarpements bordiers et des brèches en effondrement et basculement vers le Nord (d'environ 15°), d'autre part, par des démantèlements du sédiment en bas de pente, qui dégénère en brèche. Ce troisième stade structural doit être associé, comme nous le verrons par la suite, à la seconde génération de déformations définie dans les autres sites.

- Enfin, et après les séquences marneuses aptiennes, le graben des Gravas fonctionne encore en régime de distension vraie à N25. Ce dernier accuse la rotation de la direction d'extension, désormais quasi-perpendiculaire à celle du premier stade tectonique. Cette quatrième génération, uniquement enregistrée dans ce site pour le domaine de Peipin, voit un nouvel effondrement des failles sub-Est-Ouest.

Bien que contemporaines, pour certaines, d'autres événements structuraux enregistrés à quelques kilomètres plus au Nord, ces déformations n'en sont pas moins très différentes en nature. Et il serait intéressant de connaître l'influence et la cinématique de l'accident N15, à l'Ouest du fossé des Gravas, sur ces structures en extension.

Figure 31 Analyse microstructurale et chronologie des déformations du site Les Gravas: Station 4 (canevas H et I).



## D - SITE DES JAS: - Station 5 -

### 1 - Position géographique et cadre géologique

Ce quatrième site (fig. 24, station n°5) est localisé à trois kilomètres au Sud de Peipin et à 900 mètres au Nord du lieu-dit Les Paulons, à proximité ouest de la D 951 et du chemin forestier, soit toujours sur la terminaison orientale des massifs calcaires barrémiens, à pente morphologique est.

D'un point de vue tectonique, le site correspond au compartiment méridional surélevé du fossé des Gravas, situé 500 mètres plus au Nord.

Bien qu'il n'ait pas fait l'objet de calcul de tenseurs (l'essentiel des stries mesurées relèvent d'une structuration tardive), ce site comporte néanmoins plusieurs indices tectono-sédimentaires relatifs à une structuration anté-aptienne. Ce sont principalement des biseaux sédimentaires, des troncatures de morphologies, des paléoescapelements sous forme de flexures, des lacunes sédimentaires et divers phénomènes gravitaires associés, qui, jouxtant le site du Gravas, autorisent une vue dynamique de ce secteur.

Comme nous l'avons vu précédemment, le secteur des Jas constitue, durant l'Hauterivien supérieur-Barrémien basal, une zone particulièrement subsidente. Puis, le sommet de la séquence Ba1 enregistre, aux Jas, les premiers mouvements de surrection du secteur de Peipin et l'inversion de la subsidence, à partir de la séquence Ba2. Les dépôts postérieurs à Ba1 sont, dès lors, plus épais au Nord des Jas.

Cette modification morphostructurale au Barrémien inférieur, contemporaine de la discontinuité #1, correspond à l'individualisation du haut-fond des Jas, délimité au Nord par le fossé du Gravas et au Sud par un accident sub-équatorial. Ces accidents déterminent un horst et un dispositif antithétique normal. Cette structure est particulièrement "sensible" pendant la mise en place des dépôts fini-Ba1, lesquels ont conservé les traces des basculements successifs des compartiments de failles.

Ce haut-fond conserve son rôle morphologique et paléo-bathymétrique durant tout le Barrémo-Bédoulien, puisque les séquences Ba2, Ba3 et B sont totalement lacunaires au Sud de cette structure; la série des marnes bleues ne débute qu'avec la séquence G, transgressive et discordante sur la séquence Ba1 (cf. fig. 33).

Quatre accidents caractérisent la structuration barrémienne (s.l.) de cette zone :

- au Nord, une faille N95 à pente sud, parallèle au fossé des Gravas, et avec un compartiment sud, partiellement comblé par l'Aptien;
- au Sud, une faille N140 à pente nord et jeu tardif surtout visible;
- à l'Ouest, l'accident N15 de la bordure occidentale du fossé des Gravas, qui réapparaît ici;
- et enfin, un faisceau de failles N170 qui, recoupant toute la pile sédimentaire, se poursuit jusqu'au Sud du secteur de Pévoyer pour disparaître sous les marnes apto-albiennes de la plaine du Riou.

### 2- Description des objets tectono-sédimentaires.

#### a - Au Nord

Le jeu synsédimentaire de l'accident N95 à regard sud-est est surtout visible à l'Est, dans deux carrières de pierres de taille, en bordure de la route départementale, car la faille est masquée vers l'Ouest par les séries marneuses. Elle affecte les calcaires de Lure et délimite un compartiment septentrional haut à pente nord-nord-est, limité vers le Nord par le fossé des Gravas, et un compartiment sud affaissé, à pente nord-ouest.

Cette faille détermine, durant le Barrémien inférieur, un découpage de blocs antithétiques normaux.

Le basculement progressif vers le Nord de ce dispositif débute au sommet de la séquence Ba1, affectée de troncatures et de biseaux sédimentaires le long des surfaces structurales.

#### a-1) - Le compartiment nord

La grande carrière des Jas (point coté 530) permet de relever une bonne coupe du sommet de l'unité Ba1. On distingue, de bas en haut, des calcaires massifs à cassure esquilleuse (fig. 29 : niveau A), suivis de 100 mètres de calcaires marneux bleus (niveau B), puis de 40 mètres de calcaires en plaquettes et à patine rousse (niveau C).

L'effondrement du compartiment nord est identifié par une surface de troncature, portée au sommet du niveau A. Le basculement de la série, non totalement lithifiée en surface, s'est traduit par un glissement superficiel en masse, orienté selon une pente Nord-Nord-Est (fig. 32 : "direction des glissements", site 5 Est, rosace E, génération 1). La surface d'ablation a un tracé onduleux, de forme sigmoïde, avec une pente de 35° maximum. Elle est légèrement ferruginisée, parcourue de crayons sub-horizontaux et de cannelures peu pénétratives très lisses. Elle affecte la majeure partie du sommet du compartiment, jusqu'à la bordure sud du fossé du Gravas. Cette troncature est illustrée, en partie, par la figure 29, représentant le fossé au Barrémien inférieur.

Cette morphologie est cicatrisée par le niveau B, qui l'envoie en *onlap* depuis le Nord-Est vers le Sud-Ouest (fig. 29). Ce même niveau subit un basculement synsédimentaire matérialisé par un biseau, dont l'épaississement est dirigé encore vers le Nord-Est. Enfin, le niveau C scelle momentanément le basculement du compartiment jusqu'à reposer directement sur le niveau A (fig. 29).

L'activité de ce haut-fond reprend au sommet du niveau C, c'est-à-dire selon la discontinuité #1. Le toit de cette dernière couche porte, plus au Nord, et au Sud du fossé du Gravas, de nombreux et spectaculaires démantèlements vers le NNE d'un matériel non lithifié très fluide, qui dégénère en mégabrèches de bas de pente (Est du lieu-dit Le Jas, cote 528, fig. 28, fig. 29 : 3 et 4, fig. 32 : site 4 Sud-Est, rosace C).

#### a-2) - Le compartiment sud

Son effondrement provoque, dans le niveau B, un biseau sédimentaire ouvert vers le Nord-Ouest, et dont la tendance est de combler le coin du bloc descendu. La réactivation précoce (anté-lithification) de l'accident N95 accuse le jeu antithétique du bloc sud.

En effet, le sommet du biseau est affecté de glissements, déterminés par des cannelures ferruginisées d'azimut N327 (fig. 32 : site 5 Est, rosace E, génération 2) et sa tranche sud-ouest est tronquée par des failles molles N100 et N140, à pente nord et mouvement sénestro-normal.

#### b - Au centre

On peut observer, à 200 mètres à l'Ouest de la route départementale, un paléo-escarpement sous forme d'une flexure intra-barrémienne à faible pente est (35° en moyenne), tronquée de façon tangente par un effondrement anté-lithification, puis transgressée par les marnes aptiennes.

Après un stade de flexuration sur un axe N35 - 70° Ouest, les calcarénites (Ba1) sont tronquées synsédimentairement lors du décollement du flanc oriental, sur 30 mètres d'épaisseur et de façon oblique, puisque le glissement s'effectue vers le Sud-Ouest (azimut N148, fig. 32 : site 5 Ouest, rosace D).

9

21  
2211  
12



Cette surface de discontinuité ferruginisée est marquée de boudinages sub-horizontaux (crayons d'azimut N55/65), engendrés par le fluage perpendiculaire du sédiment. En courbe sigmoïde, le profil général de la surface de troncature a une pente variant de 50° au sommet jusqu'à 20° à la base.

Apparue au Barrémien inférieur, elle est ennoyée par les marnes gargasiennes (séqu. G), sans l'intermédiaire des unités Ba2, Ba3 et de la séquence B, selon Beaudoin *et al.* (1986). Ces derniers concluent que ce secteur correspond à une zone pérenne de réduction d'épaisseur puisque la séquence G n'atteint que 10 mètres d'épaisseur, contre plus de 100 mètres à Sisteron (*cf.* fig. 33).

### c - Au Sud

Trois failles recoupent l'ensemble de la pile lithologique calcaire, aux environs du lieu-dit Les Paulons, et attestent de mouvements tardifs, sans autres critères d'âge:

- au Sud-Est, un doublet d'accidents N170, à mouvement d'abord normal dextre puis dextro-inverse : ils compartimentent la flexure;
- au Sud, une faille N140, à jeu normal dextre, vraisemblablement d'âge barrémien;
- au Sud-Ouest, le linéament N15, dont nous connaissons l'incidence précoce dans le fossé du Gravas.

C'est dans ce même secteur que Ferry *et al.* (1986) décrivent le flanc ouest assez incliné d'un autre chenal gargasien, d'orientation approximativement N20, ravinant puis ennoyant le versant barrémien penté actuellement vers l'Est.

\* \*  
\*

11  
12  
12

## V- LES ARRACHEMENTS ET GLISSEMENTS SYNSEDIMENTAIRES

### A- RAPPEL DESCRIPTIF

Ces phénomènes résultent d'un déplacement rapide d'une masse de sédiment vers le bas. Cette remobilisation a pour origine la création brutale d'une pente (faible ou forte), engendrée par un contrôle tectonique tout aussi instantané (voir "Seconde Partie", Chap. second, V, B). Ces arrachements et glissements synsédimentaires, rattachés aux "perturbations sédimentaires", interviennent avant la lithification du sédiment. Le degré de fluidité du matériel affecté suppose différents types de resédimentation, que nous regroupons en deux grandes catégories :

1 - Le sédiment se contourne de façon plastique, c'est-à-dire que l'agencement interne des grains du sédiment, encore gorgé d'eau, n'est pas fondamentalement modifié. Dans cette catégorie, entrent les slumps. Ce type de déformations apparaît, soit sur une partie d'un versant se détachant en bloc (fig. 29), soit le long d'un plan de glissement déjà existant (diacalse, escarpement, surface de stratification), ou encore avec la formation d'une cassure, souvent courbe. Son illustration se retrouve aux Gravas (fig. 29; n° 8).

2- Le sédiment se bréchifie lors du déplacement. Gorgé d'eau, il s'écoule comme une masse boueuse, plus ou moins dense et parfois bréchifiée, à partir d'une niche de décollement.

- La pente peut avoir quelque 15 à 25°, et dans ce cas la remobilisation gravitaire suppose généralement une création instantanée de la pente (par exemple lors d'une onde sismique). C'est le cas au toit des blocs basculés des Granges et du compartiment nord du Gravas; il en est de même au plancher du fossé du Gravas (fig. 29, n° 3, 4 et 5).

- La pente peut être comprise entre 25° et 50°, comme c'est le cas de la troncature de la flexure des Jas, et de l'écoulement "en gouttière" le long de l'escarpement septentrional du fossé du Gravas (fig. 29, n° 7). Il s'agit alors d'une morphologie positive préexistante, au matériel non lithifié en surface qui se démantèle lors d'un choc sismique ou d'une surcharge de dépôt.

De telles perturbations sédimentaires sont fonction de l'inclinaison et de la nature de la pente, de la rapidité de sa formation, ainsi que de la nature du sédiment, de son homogénéité et de son niveau de lithification.

Ces différents types de démantèlements sédimentaires, toujours orientés aval pendage, peuvent aussi bien apparaître au sommet d'une morphologie que sur un compartiment basculé, ou même le long d'un escarpement de faille, que cette dernière soit active (lors d'un jeu normal ou cisailant), ou inerte.

Outre le type de déformation, il nous faut aussi considérer la surface d'ablation. Le plus souvent lisse et faiblement ondulée, celle-ci peut correspondre à une loupe d'arrachement (en "cuillère", en "gouttière", etc.). Le matériel démantelé peut être bréchifié ou non (rouleaux, paquets contournés, "bouses", surfaces moutonnées, brèches *sensu lato*, etc...). Certains bioclastes présentent des figures diffuses de pression-dissolution (microstylolithes).

Les figures d'arrachement-démantèlement sont généralement affectées d'une lithification précoce, par perte de volume, liée à l'expulsion des fluides. Ce durcissement annonce la rupture du matériel déplacé et explique la transformation de l'aspect du sédiment : fluidal en amont, bréchique et graveleux, en aval. L'induration affecte une tranche de sédiment d'une épaisseur moyenne de vingt centimètres sous la surface. Les mécanismes de la lithification sont probablement dus à la pression exercée sur le sédiment lors du décollement de la loupe de glissement (stade de la microstylolithisation), et aux "courants de fonds, qui maintiennent cette surface exposée à l'état de sol sous-marin" (Barrier *et al.*, 1987).

21  
22



B - ANALYSE TECTONIQUE

Dans le secteur de Peipin, les figures d'arrachement-glissement affectent les deux unités calcaires (Ba1 et Ba2) et sont le plus souvent cachetées. Cela permet d'abord d'évaluer la polarité et le degré des pentes des blocs basculés, puis d'estimer le rejet et l'instantanéité des escarpements synsédimentaires.

Les directions de glissements et la répartition des démantèlements synsédimentaires associés sont indiqués sur la carte tectono-sédimentaire (cf. fig. 24). La figure 32 rassemble les rosaces directionnelles de ces glissements gravitaires, selon les sites étudiés et les accidents qui les contrôlent.

Cette analyse repose sur une centaine de mesures de plans de glissements sédimentaires striés. Le plongement des stries (ou cannelures) est transformé en azimut (de 1° à 360°), afin d'obtenir le sens d'écoulement. Celui-ci est déterminé par l'examen des tectoglyphes, très proches d'un point de vue morphologique de ceux créés par une discontinuité cassante. Ces données sont alors représentées sous forme de rosace directionnelle (écart angulaire de 5°), sur laquelle on porte, outre la direction et la pente des failles associées au glissement, le plan porteur des stries (fig. 32).

SITE 1: LES GRANGES - ROSACE A-

a - **Objets** : deux générations de cannelures limonitisées (N140, puis N115), portées au toit des calcarénites (Ba1) et du horst des Granges, sur plus de 200 mètres de long. Le basculement de cette structure vers le Sud-Est entraîne le décapage de l'unité Ba2 marno-calcaire. Cette surface de décoiffement, d'aspect lisse et faiblement ondulé, rappelle un plancher glaciaire. La brèche de démantèlement se retrouve en aval de l'escarpement N65, notamment sur sa terminaison orientale. Les marnes aptiennes scellent tous ces phénomènes gravitaires.

19  
20

b - **Age** : post Ba2/anté séq. B (anté Ba3 ?).

c - **Structuration associée**: le basculement des calcaires barrémiens vers le Sud-Est est contrôlé par la faille N65 de bordure sud du horst des Granges. Celle-ci est active en mouvement normal lors de la seconde génération tectonique (fini-Ba2/anté-Bédoulien), période pendant laquelle cette direction structurale, orientée Nord-Est/Sud-Ouest, demeure toujours prédominante dans la région (fig. 36, n° 3).

SITE 4 : LE GRAVAS - ROSACES B ET C

1 - A L'OUEST : ROSACE B.

16  
17  
18

a - **Objets** : cannelures limonitisées sub-méridiennes, de longueur décamétrique, recoupant les bioperforations au toit des calcarénites et sur la partie ouest du plancher du graben (fig.29, n° 5). Elles sont cachetées par les marnes et calcaires (séq. Ba2), transgressifs en onlap.

b - **Age** : fini-Ba1/anté Ba2.

c - **Structuration associée**: jeu initial décrochant des failles bordières du fossé et basculement associé du plancher grabénique vers le Nord.

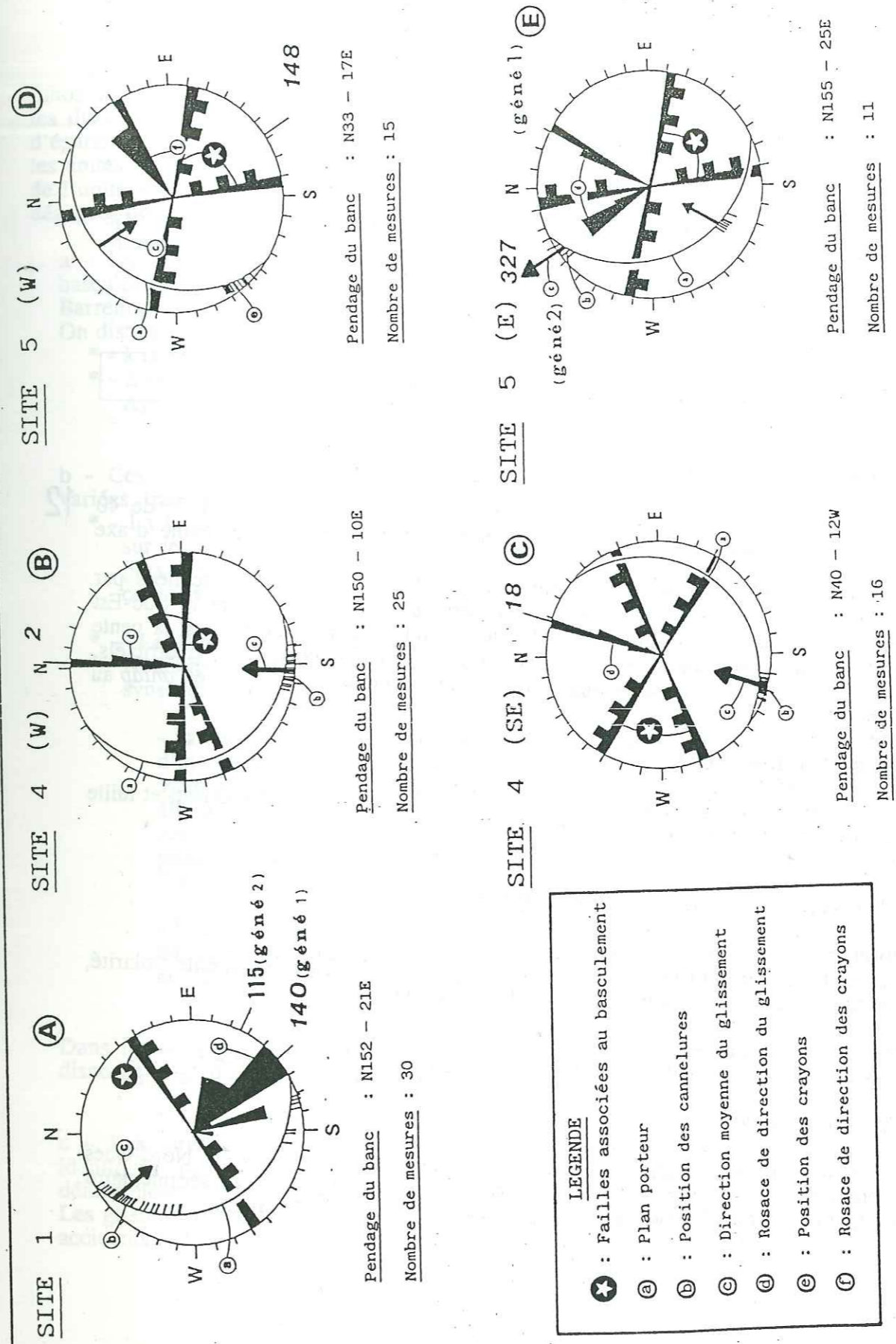


Figure 32 Rosaces directionnelles des arrachements-glissements synsédimentaires et failles associées.



## 2 - AU SUD-EST, entre les cotes 528 et 530 : ROSACE C.

a - **Objets** : loupes d'arrachement en "cuillères" d'ampleur métrique (cf. fig. 24, n° 3), au Sud-Est du compartiment sud du fossé, associées à de grosses brèches de démantèlement emballées (fig. 24, n° 4).  
Recouverts par l'Aptien, ces glissements précoces sont supposés synchrones de la première génération structurale et des cannelures précédemment décrites.

b - **Age** : fini-Ba1/anté-Ba2.

c - **Structuration associée**: basculement du horst des Jas (compartiment sud du fossé du Gravas) vers le Nord-Nord-Est, limité au Nord par l'escarpement N75 sénestre du fossé, et au Sud par la faille N95 décrochante dextre à pente sud des Jas.

## SITE 5 : LE DEFEND - LES JAS - ROSACES D ET E-

## 1 - A L'OUEST, au Sud-Est de la cote 629 : ROSACE D.

a - **Objets** : crayons portés par une troncature sédimentaire d'azimut N60, de 40 mètres de haut, au Sud des Jas, recoupant une flexure intra-barrémienne d'axe N35.

Ces structures d'arrachement affectent l'unité calcaire Ba1, et sont scellées par l'Aptien marneux. Ce phénomène de déréption synsédimentaire vers le Sud-Est rappelle un effondrement par faille listrique (ou faille panaméenne), dont la pente du plan courbe s'horizontalise vers l'aval. Ainsi, les dépôts postérieurs cicatriciels, conformes, à la base, au plan de troncature, sont largement discordants en *onlap* au sommet.

b - **Age** : post-Ba1/anté-Ba2.

c - **Structuration associée** : faille plurikilométrique N170 - 80° Est, à l'Ouest, et faille N95/100 - 85° Sud des Jas, au Nord.

## 2 - A L'EST, au Nord de la cote 547 : ROSACE E

a - **Objets** :

- cannelures ferruginisées d'azimut nord-ouest sur un biseau de même polarité, affectant le sommet des calcarénites de Lure, et recoupées :

- par des failles molles,
- par des glissements calcitisés tardifs de bancs/bancs d'azimut nord-est.

b - **Age** : fini-Ba1/anté-Ba2.

c - **Structuration associée** : basculement antithétique normal vers le Nord-Ouest du compartiment sud de la faille N95 des Jas, provoquant le biseau sédimentaire. Le jeu brutal de l'accident provoque l'arrachement du toit du biseau.

## C- INTERET TECTONIQUE POUR LE SECTEUR

Des surfaces d'ablation se présentent à différents niveaux de la colonne lithostratigraphique des termes crétacés de la région méridionale de Peipin. Elles soulignent les discontinuités tectono-sédimentaires à l'origine des discordances et/ou des variations d'épaisseur entre ces unités lithologiques, notamment dans la série carbonatée barrémienne : les unités Ba1 et Ba2 sont marquées à leur sommet par une discontinuité, ainsi que le toit de l'unité Ba3, ici lacunaire (Beaudoin *et al.*, 1986a). Plusieurs remarques peuvent être dégagées de l'étude de ces structures de glissements précoces.

a - Les démantèlements sont liés à la structuration de cette région en petits blocs basculés. Ils confirment le polyphasage tectonique synsédimentaire compris entre le Barrémien et l'Aptien.

On distingue deux générations de glissements :

- \* - à la fin de l'unité Ba1 et avant l'unité Ba2 (fig. 32, rosaces B, C, D et E);
- \* - à la fin de l'unité Ba2 et avant l'Aptien (voir avant l'unité Ba3) (fig. 32, rosace A).

b - Ces structures tectono-sédimentaires cachetées, bien que de forme et d'ampleur variées, traduisent des événements analogues.

- \* - La localisation spatiale des arrachements n'est pas fortuite, puisqu'ils se placent sur le dos de blocs basculés, en contrebas et à proximité immédiate de failles, le plus souvent à la croisée de deux accidents (cf. fig. 18), délimitant des compartiments de taille hectométrique, dont le jeu est en général daté.

- \* - La figure 32 permet de faire plusieurs remarques structurales importantes. Notamment, qu'il existe un lien direct et constant entre le glissement synsédimentaire et le jeu synchrone d'une ou deux failles.

- La première génération structurale du secteur de Peipin révèle des glissements d'interprétation assez complexe : leur direction d'écoulement correspond systématiquement au dièdre de l'intersection de deux failles très proches (à  $\pm 10^\circ$  près).

Autrement dit, pour des accidents de direction N100 - pente sud et N170 - pente est (exemple de la rosace E), l'écoulement gravitaire se fera vers le Sud-Est (N135).

- Dans le cas du démantèlement du toit du horst des Granges, datant du second épisode structural, le glissement est perpendiculaire et dans le sens de la pente de l'escarpement principal N60.

Dans les deux cas, la resédimentation occupe toujours le piémont des escarpements, disposés en gradins antithétiques ou synthétiques.

c - Les directions de glissements et de leurs failles initiatrices sont sensiblement identiques pour un même secteur d'observation. Ainsi, le site 4 dévoile des démantèlements orientés grossièrement vers le Nord, et des failles N70 et N90 ou N120. Les glissements du site 5 se font sur un axe NW-SE (orientés N148 ou N327) pour des accidents N100 et N170.



d - Précédés par un basculement progressif et continu (biseaux sédimentaires, flexures), les glissements marquent la cicatrice d'événements sismo-tectoniques sous-marins instantanés. Ils correspondent à l'ablation brutale de sédiments meubles, déstabilisés et démantelés sous forme de coulées denses plus ou moins liquéfiées et bréchiques, en contrebas des pentes et des escarpements de failles.

e - L'ablation peut concerner une tranche de sédiment allant de quelques centimètres à plusieurs mètres d'épaisseur. La différence résulte :

- de l'intensité de l'ébranlement mécanique,
- du degré de la pente structurale,
- du comportement rhéologique du matériel affecté (degré de viscosité et/ou de plasticité, qualité de l'écoulement).

L'ablation est responsable de la totale déreption de l'unité Ba2 au toit du horst des Granges.

f - Cette surface d'arrachement plastique fait l'objet d'une lithification précoce, évoquant un "hard-ground", et contrôlée par :

- \* - la pression exercée sur le sédiment lors du décollement, lesquels provoquent, par expulsion des fluides, une perte du volume initial;
- \* - les courants de fonds qui maintiennent cette surface exposée à l'état de sol sous-marin (Barrier *et al.*, 1987).  
Les organismes perforants, pour qui des fonds rocheux sont nécessaires, attestent une lithification rapide, suivant de peu l'ablation.

g - Ces écoulements coïncident avec la cessation de l'activité sédimentaire de la série qu'ils affectent et correspondent à l'interface de deux niveaux lithologiques différents.

h - Enfin, ils permettent de visualiser les paléo-pentes nord-ouest, sud-est ou sub-méridiennes des épisodes structuraux anté-aptiens.

## D - COMPARAISON AVEC D'AUTRES GLISSEMENTS

D'autres exemples de glissements intraformationnels précoces peuvent être utilement comparés à ceux de la région de Peipin [cf. chap. "Méthodologie de l'analyse tectono-sédimentaire" : V, A, 1, b-1-3] : "Les troncatures sous-marines". Ils ont pu être décrits en des lieux et pour des âges différents, mais ils traduisent toujours les mêmes mécanismes.

- Ils affectent les dépôts syn-rifts (Burdigalien/Langhien) du golfe de Suez (Gebel Mellaha, Prat *et al.*, 1986), et sont enregistrés au sein de séries calcarénitiques de milieu néritique.

- Dans le Permo-Carbonifère d'Irlande (James *et al.*, 1979).

- Dans le Paléozoïque supérieur de l'Archipel Arctique (Davies, 1977), où ils affectent les pentes carbonatées sur plusieurs kilométriques de long.

- Dans le Jurassique du Sud-Est de la France (Herbout, 1986).

- Dans le détroit de Messine, où les terrains plio-pléistocènes des marges sont affectés de troncatures intra-formationnelles et de dépôts-centres d'ampleur hectométrique, résultant à la fois de brutales activités sismo-tectoniques et de l'effondrement de compartiments de failles (Barrier *et al.*, 1987) (cf. chap. "Méthodologie de l'analyse tectono-sédimentaire", "Les troncatures sous-marines").

- Ce même détroit subit encore des phénomènes analogues. Le séisme de 1908 a déstabilisé du sédiment accumulé sur le fond, lequel, mis en mouvement sous forme de coulées gravitaires, a rompu des câbles à 400 mètres de profondeur (Nesteroff *et al.*, 1977; Colantoni, 1987).

- En Calabre (Italie méridionale), Barrier *et al.* (1987) décrivent un escarpement de faille de longueur décamétrique, siège de puissantes loupes de glissements de coulées sableuses.

- Sur la plate-forme carbonatée du plateau Ibléen, dans le Sud-Est de la Sicile (région du Monte Cortese), où les vigoureux épisodes structuraux du Crétacé, puis du Miocène moyen, se sont traduits par le fonctionnement synsédimentaire de failles d'ampleur plurikilométrique (J.-L. Montenat, 1988a, 1988b, 1990).

Ces dernières sont responsables de glissements en masse de type slump d'un matériel boueux plus ou moins carbonaté, le long de surfaces de troncature de 10° à 30° de pente. Le sédiment démantelé est généralement visible en aval de ce dispositif, scellé par des niveaux calcaires ou conglomératiques.

- Enfin, le long des talus hémipélagiques nord-occidentaux du bassin vocontien, des datations précises ont permis de reconstituer dans le détail un complexe système de déjections sous-marines barrémo-aptiennes (Ferry *et al.*, 1979). Ce domaine du Bassin fonctionne alors comme une "gouttière", qui canalise vers le Sud-Est les écroulements en masse des talus vaseux marginaux. Ceux-ci prennent l'aspect de coulées boueuses, de mégabrèches plus ou moins plastiques ou d'olistolithes.

Ces mêmes démantèlements présentent d'importantes similitudes mécaniques et stratigraphiques avec ceux que nous avons étudiés. En effet, Ferry *et al.* (1979) distinguent un épisode de glissement synsédimentaire du Barrémien inférieur (toit de la séquence Ba2), puis quatre coulées boueuses : deux dans le Barrémien supérieur et deux dans l'Aptien inférieur, correspondant aux séquences marneuses B et G.

La région de Die, où les auteurs ont pu faire ces observations, correspond à un autre domaine hémipélagique, en bordure nord-occidentale du domaine vocontien. Les premiers glissements synsédimentaires qui l'affectent sont donc légèrement postérieurs à ceux du secteur de Peipin.

\* \*

\*



VI- SYNTHÈSE DES DONNÉES STRUCTURALES

A- CHRONOLOGIE DES DEFORMATIONS

La région sud de Peipin montre un polyphasage tectonique anté-aptien. Cette évolution cinématique est basée sur l'existence de jeux de failles successifs et scellés, associés à des phénomènes tectono-sédimentaires, enregistrés dans les unités lithostratigraphiques calcaires du Barrémien, Ba1 et Ba2.

L'analyse structurale repose sur 120 mesures de plans de failles striés et d'âge connu, ainsi que sur une centaine de mesures de surfaces de décollements synsédimentaires cannelées.

Il est possible de distinguer deux phases structurales principales, antérieures aux dépôts marneux de l'Aptien. Nous présentons deux figures pour chacun de ces événements :

- la première regroupe les canevas précédemment décrits, autour d'une carte géologique du secteur, sur laquelle est indiquée la position de chaque site de mesure des stries (fig. 34 et 35);
- la seconde est une compilation, en un calcul unique, et une interprétation de l'ensemble des mesures propres à chaque génération (fig. 36 et 37).

1 - LE PREMIER STADE STRUCTURAL (fig. 34 et 36)

Le premier stade structural, correspondant à la discontinuité #1, est cacheté par l'unité Ba2 marno-calcaire (Barrémien inférieur). Il affecte la base du Barrémien inférieur (*i. e.* sommet de la séquence Ba1). Il est initié par des flexures d'axe méridien à N35 de faible ampleur (Sud des Jas, Le Gravas), des troncatures de bancs (Les Jas); des biseaux sédimentaires (Les Jas) et des paléopentes de progradation (Les Granges). La subsidence de l'unité Ba1 est supérieure vers le Sud, où la série atteint 100 mètres d'épaisseur à l'aplomb du Défend, alors qu'au Nord, elle est réduite à 30 mètres, au niveau de Sisteron (Beaudoin *et al.*, 1986a).

Les premiers mouvements cassants correspondent à la mise en place de la discontinuité sédimentaire portée au toit de l'unité Ba1 calcarénitique (Hauterivien terminal à Barrémien basal). Celle-ci est soulignée par une coloration ocre de ferruginisation, par des terriers en U et des brèches calcaires à silex de remaniement précoce. Cette tectonique synsédimentaire délimite des blocs, affectés à leur sommet de glissements intraformationnels de grande ampleur. Ceux-là sont dirigés vers le Nord, le Nord-Ouest ou le Sud-Est et se superposent géographiquement aux précédents phénomènes gravitaires de progradation des faciès. L'ablation des pentes des compartiments basculés et des escarpements de failles systématiquement décapés, est attestée par des témoins de brèches d'écoulement. Ces phénomènes (arrachements, glissements-démantèlements, resédimentations) se font avant la lithification du sédiment.

Cette phase initiale, apparue lors d'un régime de tectonique de décrochement (déformation plane avec une direction de raccourcissement à N10, et d'extension à N100, fig. 36), engendre un système de blocs basculés d'importance hectométrique, dont la tendance générale est un approfondissement vers le Nord. La polarité de la subsidence est donc inversée.

Les dépôts transgressifs (*onlap*) de l'unité Ba2 ont permis à Beaudoin *et al.* (1986) de reconstituer, entre Sisteron et Le Défend, un faisceau de demi-grabens à pente Nord ou Sud, envoyés au Nord par cette formation jusqu'au niveau du Gravas (fig. 33). Sur cette coupe, ces mêmes auteurs distinguent deux hauts-fonds principaux, celui de Montgervis-Ecole et celui de Maremouche-Pévoyer.

16  
17

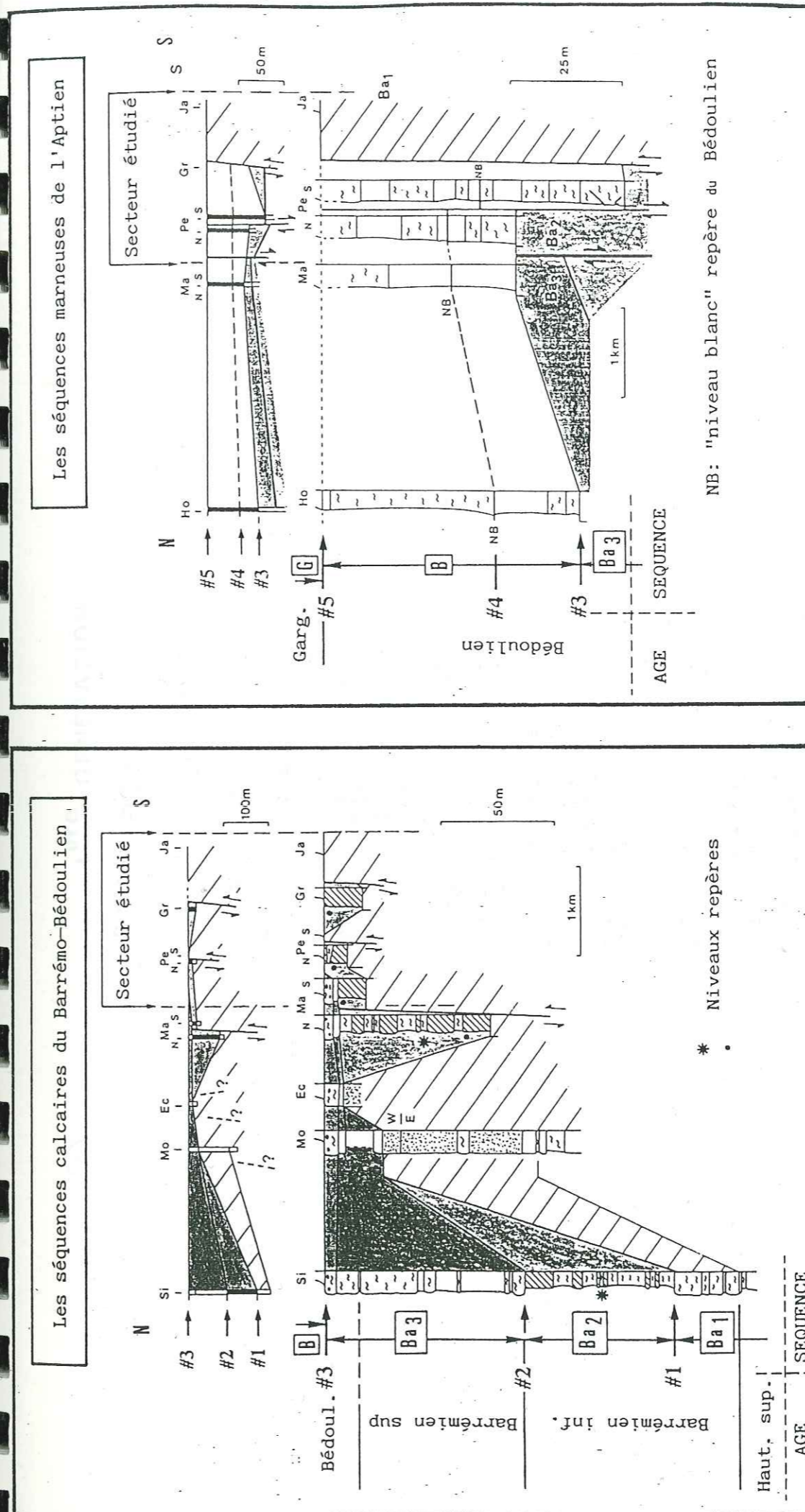
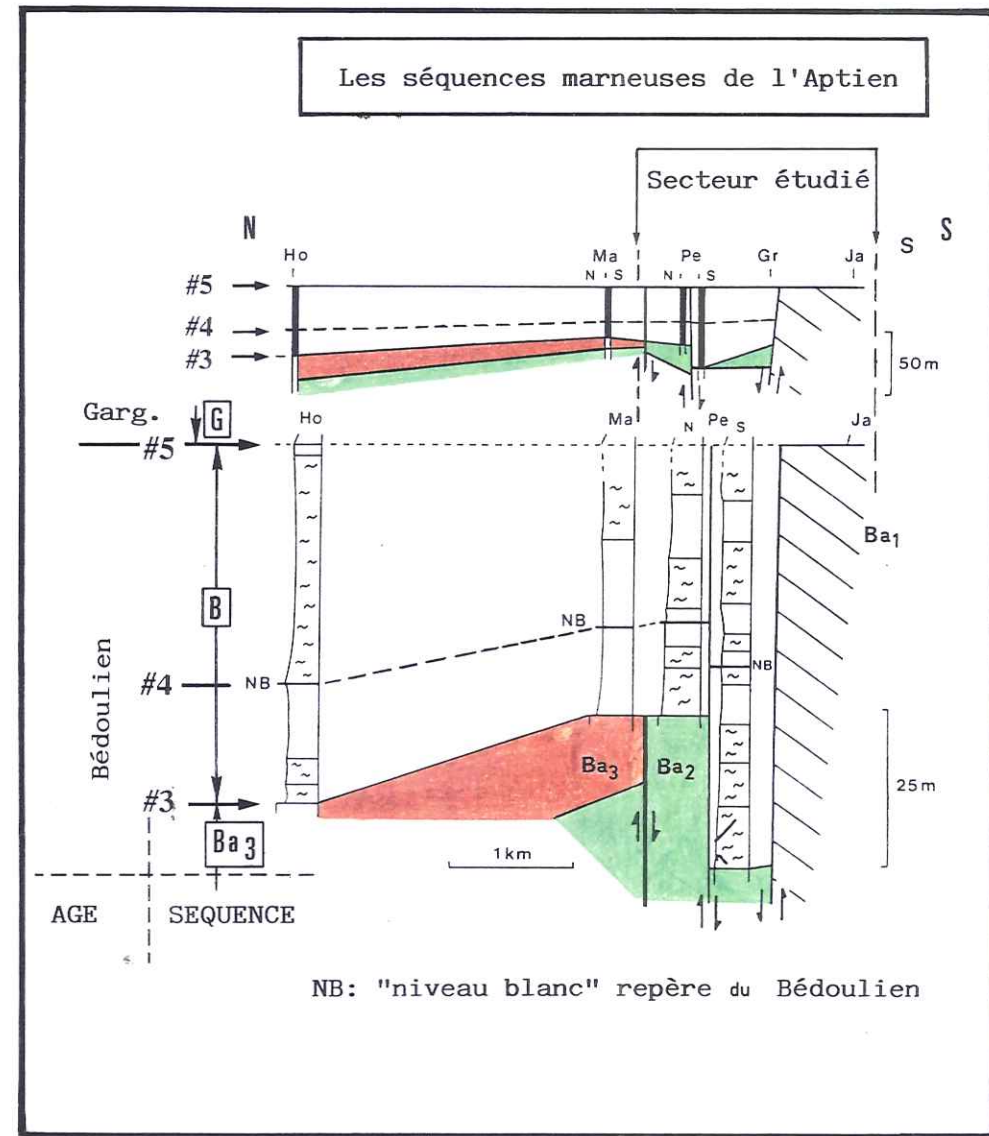
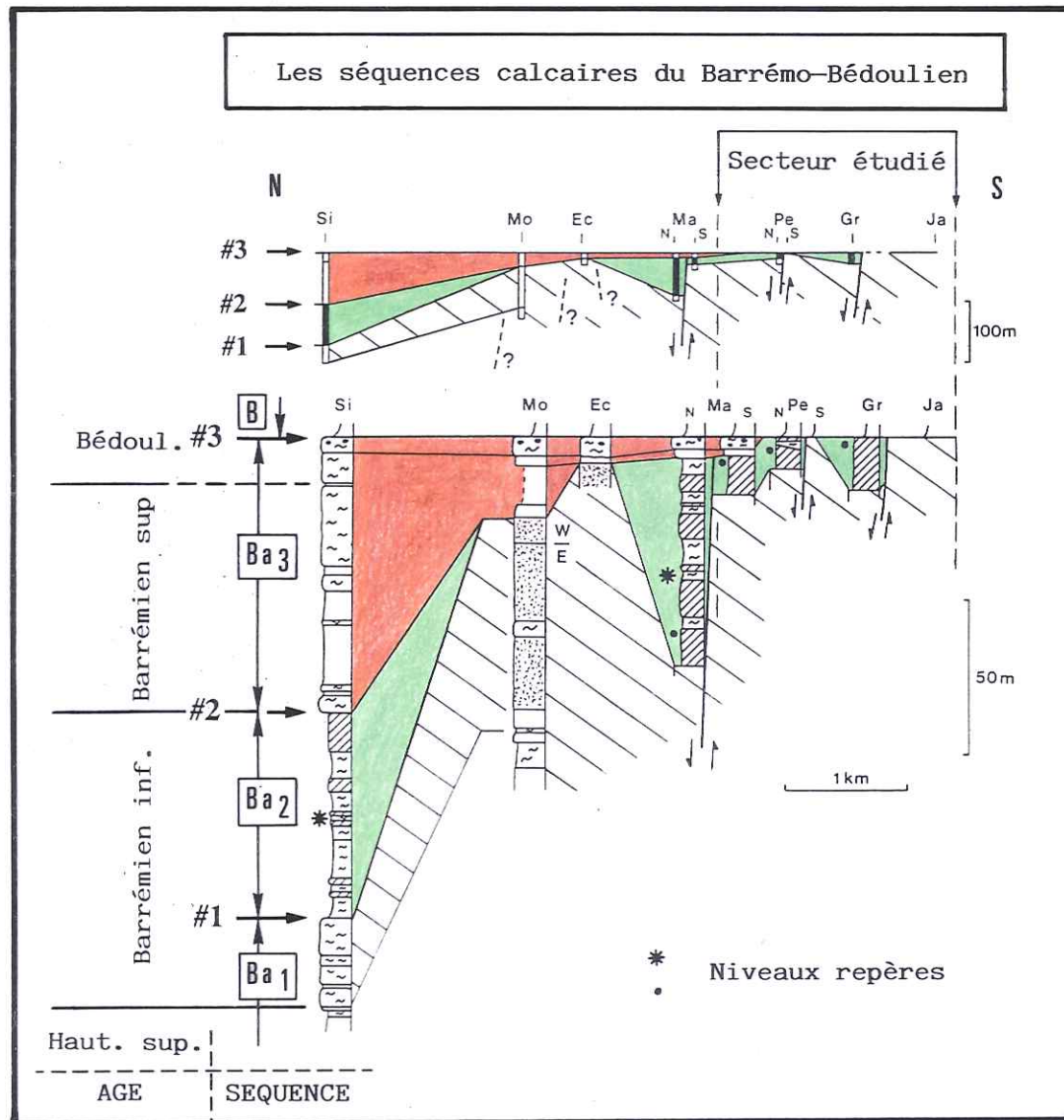


Figure 33 : INTERPRÉTATION STRUCTURALE DE LA VARIATION D'ÉPAISSEUR DES SÉQUENCES BARRÉMIEN-BÉDOULIENNES SUR UN PROFIL NORD-SUD (d'après Beaudoin *et al.*, 1986, modifiée).





Ec.: Ecole

Ho.: Les Houlettes

Mo.: Montgervis

Si.: Sisteron

Gr.: Les Gravas (site 4)

Ja.: Les Jas (site 5)

Pe.: Pévoyer (site 3)

# → DISCONTINUITÉ SEDIMENTAIRE MAJEURE

**Figure 33 :** INTERPRETATION STRUCTURALE DE LA VARIATION D'ÉPAISSEUR DES SÉQUENCES BARREMO-BÉDOULIENNES SUR UN PROFIL NORD-SUD (d'après Beaudoin et al., 1986, modifiée).



Dans notre zone, nous en distinguons trois qui, du Nord ver le Sud, correspondent aux Granges, à Pévoyer et aux Jas. C'est au Sud de cette dernière unité que les marno-calcaires sont totalement lacunaires.

Cet épisode tectonique de décrochements, intermédiaire entre compression et distension, concerne deux directions principales de failles:

La N55-70, dominante, a un jeu sénestre avec une pente moyenne de 75° vers le Nord ou le sud et contrôle un puissant basculement des compartiments qu'elle délimite.

La N140-155, secondaire, est dextro-normale. Elle prédomine dans la moitié sud du secteur de Peipin, et elle est vraisemblablement responsable de la modification du type de contraintes tectoniques entre le Nord et le Sud de ce domaine.

De la compilation de l'ensemble des stries de première génération, on détermine un régime de déformation plane, alors que les contraintes calculées pour chaque site indiquent, soit un tel régime, soit une transpression (site 4). Cela suggère l'incidence précoce d'accidents de grande ampleur, comme la faille N15, à l'Ouest du Gravas, sub-parallèle à l'accident durancien.

## 2 - LE SECOND EVENEMENT STRUCTURAL (fig. 35 et 37)

Le second événement structural, post-barrémien inférieur/anté-bédoulien, accentue la morphologie précédente en blocs basculés. Il correspond d'une part à une rotation horaire d'environ 35° des contraintes de raccourcissement et d'allongement ( $\sigma_1$  à N63,  $\sigma_3$  à N155), d'autre part à une tendance distensive (transpression).

Les failles N60-70, toujours dominantes, rejouent en mouvement normal. La direction secondaire N170-180 apparaît avec un jeu dextro-normal. Le découpage losangique des blocs provoque de nouveaux arrachements sous-marins, notamment vers le Sud-Est, aux Granges, où l'unité Ba2 est totalement démantelée au toit du horst.

Le fossé du Gravas a toujours son originalité structurale dans la persistance d'un régime distensif accru (distension vraie). Mais, là encore, la contrainte minimale  $\sigma_3$  est semblable à celle définie pour l'ensemble du secteur. Cette distension est encore valable après l'Aptien.

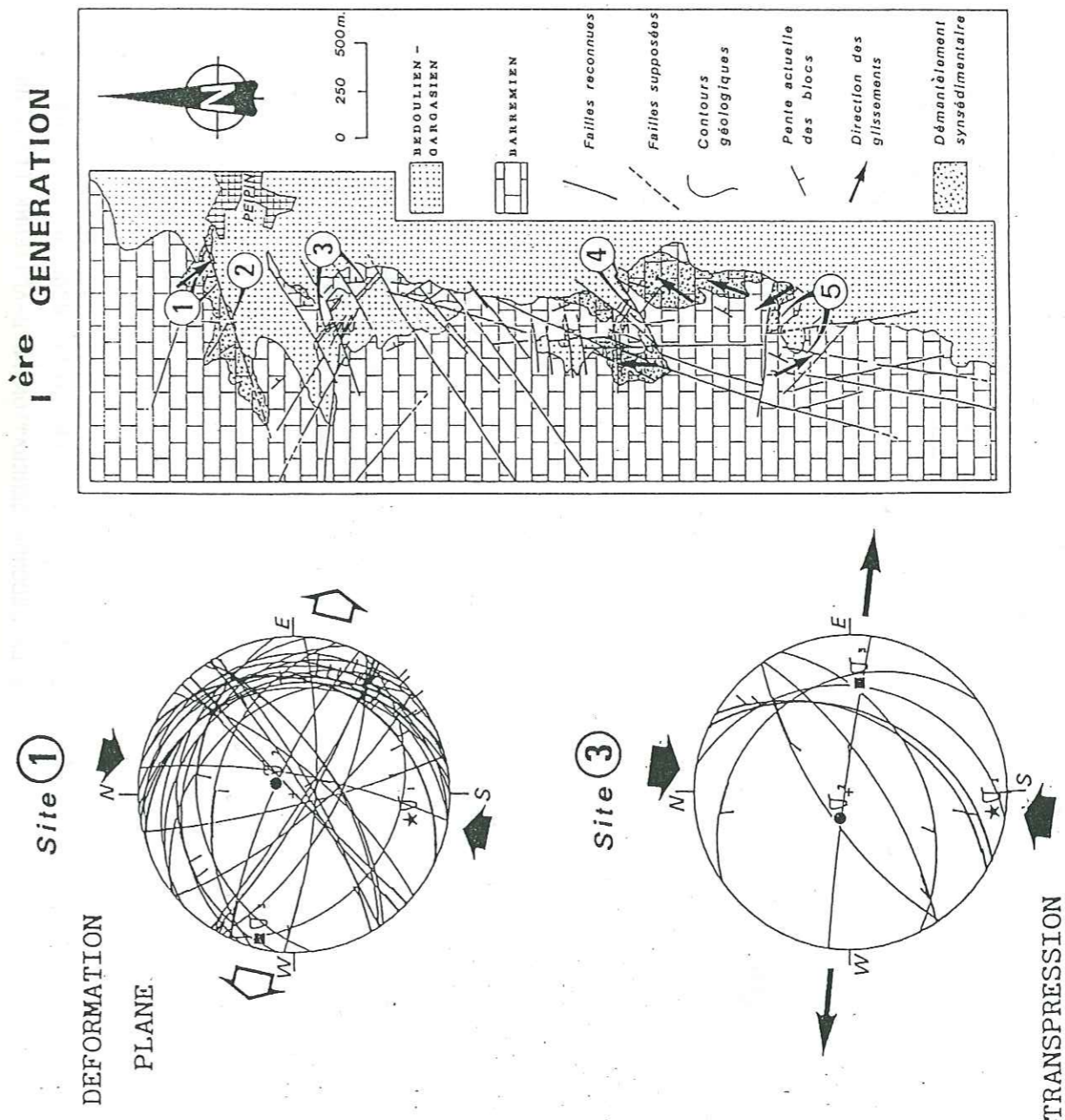


Figure 34 : POSITION SUR LE SCHEMA STRUCTURAL DES CANEVASES ET TENSEURS CALCULES DE LA PREMIERE GENERATION ANTE-APTIENNE (fini Ba<sub>1</sub>/anté-Ba<sub>2</sub>).







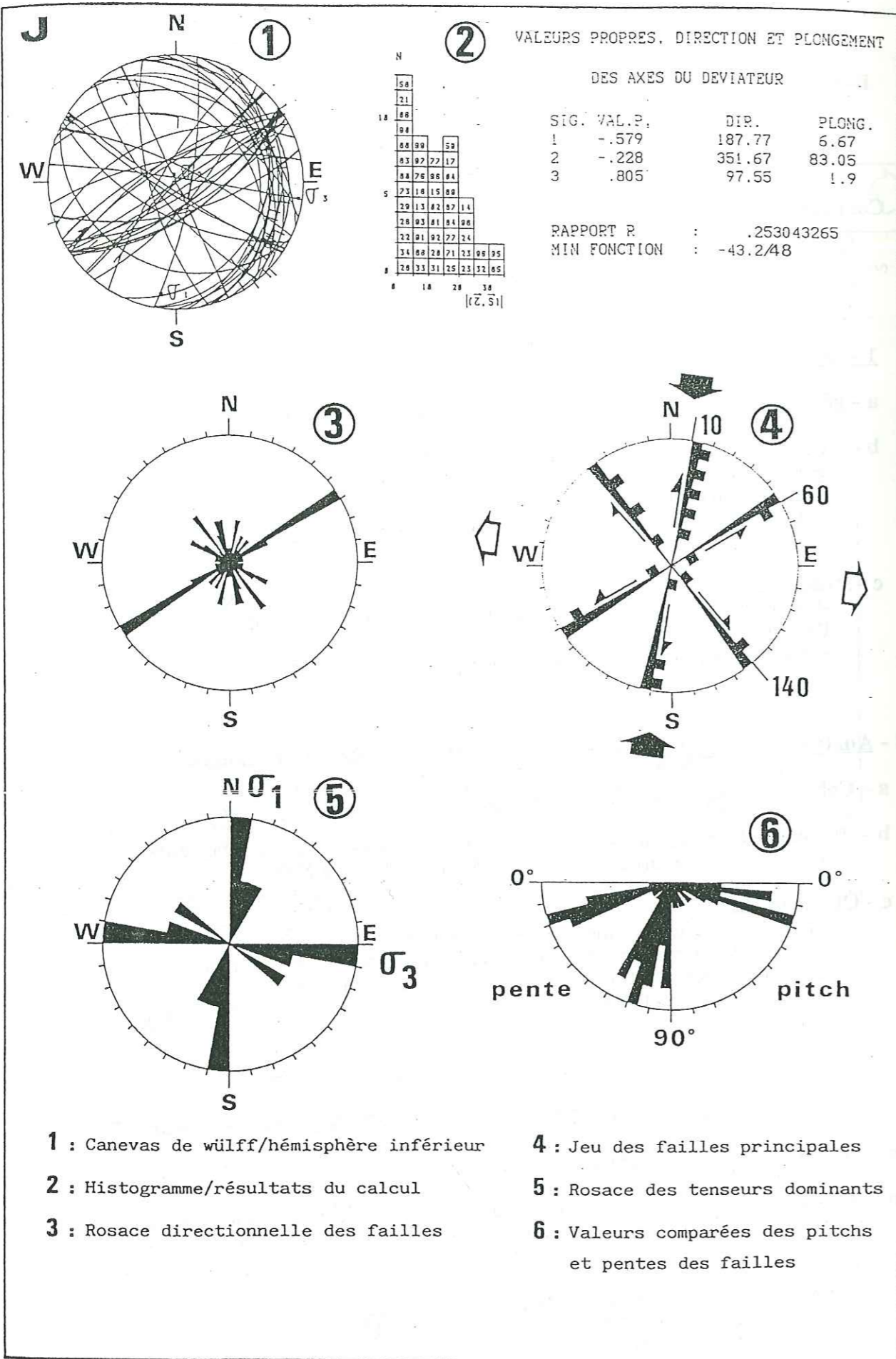


Figure 36 : ANALYSE MICROSTRUCTURALE DE LA PREMIERE GENERATION ANTE-APTIENNE (fini-Ba<sub>1</sub>/anté-Ba<sub>2</sub>)  
- Canevas: J, compilation des canevas B, D, E et H.

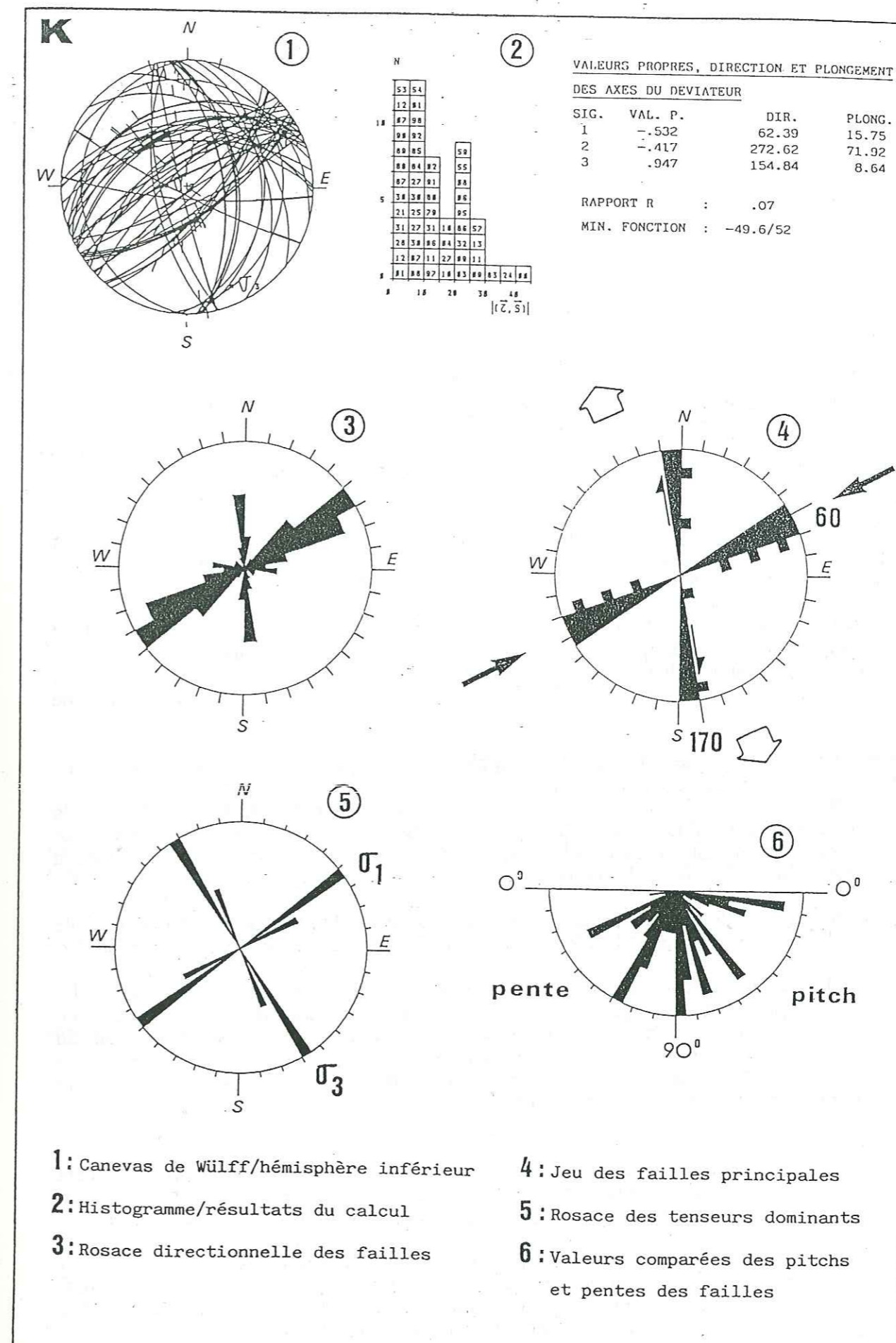


Figure 37 : ANALYSE MICROSTRUCTURALE DE LA SECONDE GENERATION ANTE-APTIENNE (fini-Ba<sub>2</sub>/anté-Aptien)  
- Canevas: K, compilation des canevas A, C. et F.



## CONCLUSIONS POUR LE SECTEUR DE PEIPIN

Cette étude, essentiellement structurale, apporte des informations nouvelles sur la nature des contraintes tectoniques qui ont affecté la bordure orientale du Massif de Lure, au Crétacé inférieur.

La région de Peipin, comme celle de Sisteron, ont été le siège d'une intense et brutale structuration barrémienne. *Beudoin et al. (1986)*, ainsi que *Ferry et al. (1986)*, l'avaient déjà remarquée par la mise en évidence de discontinuités majeures et par le biais d'une minutieuse analyse des épaisseurs, très variables du Nord au Sud dans le Crétacé inférieur.

Bien que continue, cette structuration a été plus accentuée à différentes périodes. Celles-ci ont enregistré de sensibles modifications de déformations, selon les différentes étapes des contraintes tectoniques. nous avons pu reconnaître les deux principaux stades de déformations, à la base et au sommet du Barrémien inférieur, qui correspondent aux discontinuités sédimentaires #1 et #2. Ces dernières délimitent les différentes unités lithologiques et se traduisent par des lacunes stratigraphiques, des brèches et de brutales variations d'épaisseur.

Le secteur de Peipin a été contrôlé par deux états de contraintes différents, compressif puis distensif, différenciés dans le temps par une rotation horaire des contraintes maximales et minimales, respectivement N08 et N97, puis N62 et N155.

*Le premier épisode* se manifeste à la fin des dépôts de l'unité des calcaires de Lure (Ba1) et se traduit d'abord par des troncatures sous-marines et des progradations vers le Nord-Est, puis par un faisceau cisailant de demi-grabens d'orientation N60/70 à pente nord ou sud. A cet événement, antérieur à la lithification, sont associés d'importants phénomènes de déréption.

*Le second épisode* accuse le basculement des blocs, dont la pente générale est vers le Nord. Plusieurs questions subsistent néanmoins.

Nous savons que le basculement, prédominant vers le Nord, est responsable de la disparition de l'unité Ba3 et de certains niveaux repères de l'unité Ba2 sur le secteur de Peipin, et ce, progressivement vers le Sud, jusqu'à l'absence des unités Ba2, Ba3 et de la séquence B, au Sud du fossé des Gravas.

- S'agit-il réellement d'une lacune de dépôt, en raison de l'existence d'une zone haute pérenne, entre Les Jas et Les Paulons, comme le suggèrent *Beudoin et al. (1986)*?

- Ou bien les couches absentes ont-elles subi un total démantèlement au sommet des zones hautes, et de façon antérieure aux dépôts cicatriciels, telle une ablation instantanée, comme on en connaît au même niveau stratigraphique sur le pourtour du bassin vocontien (*Arnaud, 1979; Ferry et al., 1979*)? Et dans ce cas, existe-t-il des dépôts-centres dans la partie orientale du compartiment effondré de l'accident durancien, masqué par les séries du Crétacé supérieur?

L'ennoyement vers l'Est de la Montagne de Lure est contrôlé par le grand accident durancien, dont l'antériorité structurale, maintes fois suggérée par les auteurs, est ressentie ici, au Crétacé inférieur, par l'analyse de ses failles satellites N15 à N30.

Nous présenterons ici quelques suppositions sur la cinématique de ce trait structural régional, par analogie avec les contraintes tectoniques qui ont été définies à Peipin. Cet accident, grossièrement N30, aurait joué d'abord selon un mouvement sénestre, puis, lors de la seconde phase structurale, en jeu normal.

Dans cette optique, les accidents précoces étudiés, de directions généralement NE-SW (N50 à N70), peuvent être assimilés à des failles en relais, de type riedels, sur la bordure occidentale de l'accident durancien (riedels synthétiques sénestres, de type "R").

- *Ferry et al. (1986)* considèrent que la surface d'érosion de Peipin (#1) ne peut résulter d'un aussi vaste glissement sous-marin.

Ils l'attribuent à d'intenses phases de creusements successifs, actives lors des brèves périodes de vacuité des chenaux, mis en place dans ce secteur, comme sur la majeure partie des talus périvocontiens, depuis le Barrémien inférieur et particulièrement développés à l'Albien.

Comme *Vail et al. (1987)*, les auteurs précités associent ces surfaces de ravinement à des variations eustatiques négatives qui, s'accompagnant de variations climatiques, commanderaient le façonnement des dépôts de plate-forme par la conjonction d'une intensification de la circulation froide descendante et d'une augmentation de l'agressivité des eaux.

Mais l'existe d'un lien étroit de causalité entre les phases de creusement et l'eustatisme sur les bordures du bassin au Crétacé inférieur n'est pas encore démontrée. Et même si cette relation existe, elle n'exclut pas l'existence d'un contrôle tectonique des talus périvocontiens, tels que les environs de Peipin en offrent un exemple significatif au Barrémien. En effet, les discontinuités sédimentaires y sont associées à des mouvements tectoniques de blocs pouvant engendrer d'importants glissements en masse, des chenalizations et des surfaces d'érosion.

Autrement dit, nous considérons l'origine tectonique du modelé barrémien comme la cause principale des variations paléo-bathymétriques modulant, pour partie, les modes de dépôt.

Ce chapitre, en plus de la définition de l'état des contraintes tectoniques, a été l'occasion de constituer un catalogue des mécanismes induits par le jeu synsédimentaire des accidents néoformés ou mobilisés.

Ces mécanismes prennent une importance fondamentale dans la détermination de l'âge des structures en général; ils permettent, de surcroît, une très fine reconstitution des paléotopographies sous-marines successives.

La méthode est utilisable pour toutes les époques et quelle que soit la nature des niveaux affectés de façon synsédimentaire. Nous pourrions le vérifier dans un autre chapitre à propos d'autres domaines géologiques.

Les implications régionales de ces résultats structuraux et paléogéographiques seront abordées dans un chapitre ultérieur.

\* \*

\*



## SECOND SECTEUR LE CHAMP DE FRACTURES DE BANON

### INTRODUCTION

#### CHAPITRE PREMIER: GEOLOGIE DU "CHAMP DE FRACTURES" DE BANON

##### I - ETUDES SEDIMENTOLOGIQUES ET PALEO- ENVIRONNEMENTALES DE L'APTO-ALBIEN

###### A - L'APTIEN

- 1 - Les calcaires du Bédoulien
  - a - Le faciès "urgonien" (s. l.)
  - b - Le faciès de transition

- 2 - Les marnes de l'Aptien

###### B - L'ALBIEN

- 1 - Le faciès "bleu"
- 2 - Le faciès "Valsaintes"
- 3 - Le faciès "La Bane"

##### II - PROBLEMATIQUE DE LA TECTONIQUE SYN-CRETACEE ET OBJECTIF DE L'ETUDE

#### CHAPITRE SECOND: ANALYSE TECTONIQUE DES DEFORMATIONS APTO-ALBIENNES

##### I - OBJECTIFS ET METHODES

##### II - LES CRITERES DE LA STRUCTURATION APTO-ALBIENNE

- A - LA DISCONTINUITÉ FINI-BEDOULIENNE
- B - LES "MARNES BLEUES" APTIENNES
- C - LA DISCONTINUITÉ ALBIENNE

##### III - ANALYSE TECTONO-SEDIMENTAIRE DU SECTEUR DE CARNIOL-OPPEDETTE

- A - PRESENTATION GENERALE DU SECTEUR
- B - SITE DES GRANGES - STATION 6 -

##### C - RAVIN DE TIRECOUI - STATION 7 -

- 1 - Les déformations anté-gargasiennes
  - a - Figures de décollement plastique
  - b - Autres fractures "molles"

- 2 - Les déformations syn-gargasiennes

- a - La famille N20-25
- b - La famille N55-70
- c - La famille N110-115

##### D - RAVIN DES GAMATTES

##### E - FERME DU CALAVON

- 1 - Structuration bédoulienne
  - a - Critères tectono-sédimentaires
  - b - Critères cartographiques

- 2 - Structuration post-gargasienne - anté-albienne

- a - Critères tectono-sédimentaires
- b - Critères cartographiques

##### F - CARACTERISATION STRUCTURALE DU SECTEUR D'OPPEDETTE

- 1 - → Fiche signalétique de la station 6 : Les Granges (canevas L)
- 2 - → Fiche signalétique de la station 7 : Ravin de Tirecoui (canevas M)
- 3 - Conclusions pour le site de Tirecoui
  - a - Chronologie des déformations
  - b - Interprétation dynamique

##### G - INTERPRETATIONS TECTONIQUES DU SECTEUR CARNIOL-OPPEDETTE

- 1 - Rotation des contraintes tectoniques
  - a - Initiation structurale au Bédoulien inférieur
  - b - Rotation horaire des contraintes

- 2 - Constance du régime de déformation plane

##### CONCLUSIONS POUR LE SECTEUR DE CARNIOL-OPPEDETTE

##### IV - ANALYSE TECTONO-SEDIMENTAIRE DU SECTEUR ORIENTAL D'ONGLES

###### A - PRESENTATION GENERALE DU SECTEUR

###### B - SITE DE LA CHAPPELLIERE - Station 8 -

- 1 - Les mécanismes tectono-sédimentaires anté-albiens
- 2 - Les mécanismes albiens
- 3 - → Fiche signalétique de la station 8 : La Chapellière (canevas O)

###### C - SITE DE THIERS

###### D - INTERPRETATIONS TECTONIQUES

#### CONCLUSIONS POUR LE CHAMP DE FRACTURES DE BANON

##### I - STRUCTURATION FIN-BEDOULIENNE - DEBUT GARGASIENNE

##### II - STRUCTURATION POST-GARGASIENNE ET ANTERIEURE A L'ALBIEN SUPERIEUR



## DEUXIEME SECTEUR

### LE CHAMP DE FRACTURES DE BANON

#### INTRODUCTION

Le "champ de fractures" de Banon dessine un arc de cercle au pied des Monts du Vaucluse et s'étend de la région de l'Hospitalet au Nord-Est, jusqu'au Collet de Flaquirol (à l'Ouest d'Oppedette), au Sud-Ouest (fig. 38).

Il s'agit d'un vaste champ de failles, orientées NNE-SSW et NNW-SSE, la plupart normales, à rejet généralement pluridécamétrique et plus rarement hectométrique. Elles déterminent une série de demi-grabens kilométriques basculés vers le Sud-Est, à l'intersection desquels l'Urgonien est affecté de plis d'axe est-ouest" (Friès, 1987).

Ces demi-grabens, d'orientation générale NNE-SSW, se disposent en relais les uns par rapport aux autres, selon une direction principale N30. Ce dispositif en "creux", véritable lanière tectonique, constitue, au même titre que le fossé de Sault, un trait morpho-tectonique remarquable du monotone périclinal des monts de Vaucluse, qu'il recoupe entièrement du Nord au Sud.

Par sa nature tectonique et son remplissage sédimentologique contrasté, cette longue dépression a éveillé l'attention des géologues, dès le siècle dernier (Kilian, 1888).

Cette fracturation affecte, en effet, une succession lithologique diversifiée du Crétacé moyen. La pile sédimentaire est constituée, à la base, par les calcaires urgoniens, lesquels sont surmontés par les marnes et grès de l'Apto-Albo-Cénomaniens. L'ensemble de ce domaine, à faible pente sud, est ennoyé, sur sa bordure méridionale, par les dépôts éocènes et oligocènes continentaux, relativement peu déformés.

Classiquement réputé d'âge tertiaire (Goguel, 1932; Gigot *et al.*, 1977; Triat et Truc, 1983; Bergerat, 1985), le "champ de fractures" de Banon est un exemple particulièrement significatif de la vigoureuse structuration syn-crétacée du versant sud de la Montagne de Lure. Des travaux récents (Beaudoin *et al.*, 1986a; Friès, 1987; Joseph *et al.*, 1987) ont mis en évidence les perturbations sédimentologiques générées par cette tectonique synsédimentaire. Les failles plurikilométriques de ce domaine contrôlent la sédimentation apto-albienne. Elles s'enfoncent plus au Sud, sous la couverture cénomaniens et tertiaire peu déformée, mais également contrôlée par une tectonique synsédimentaire (Gigot, 1975). Nous abordons ici l'aspect structural des déformations médio-crétacées de la plate-forme vauclusienne.

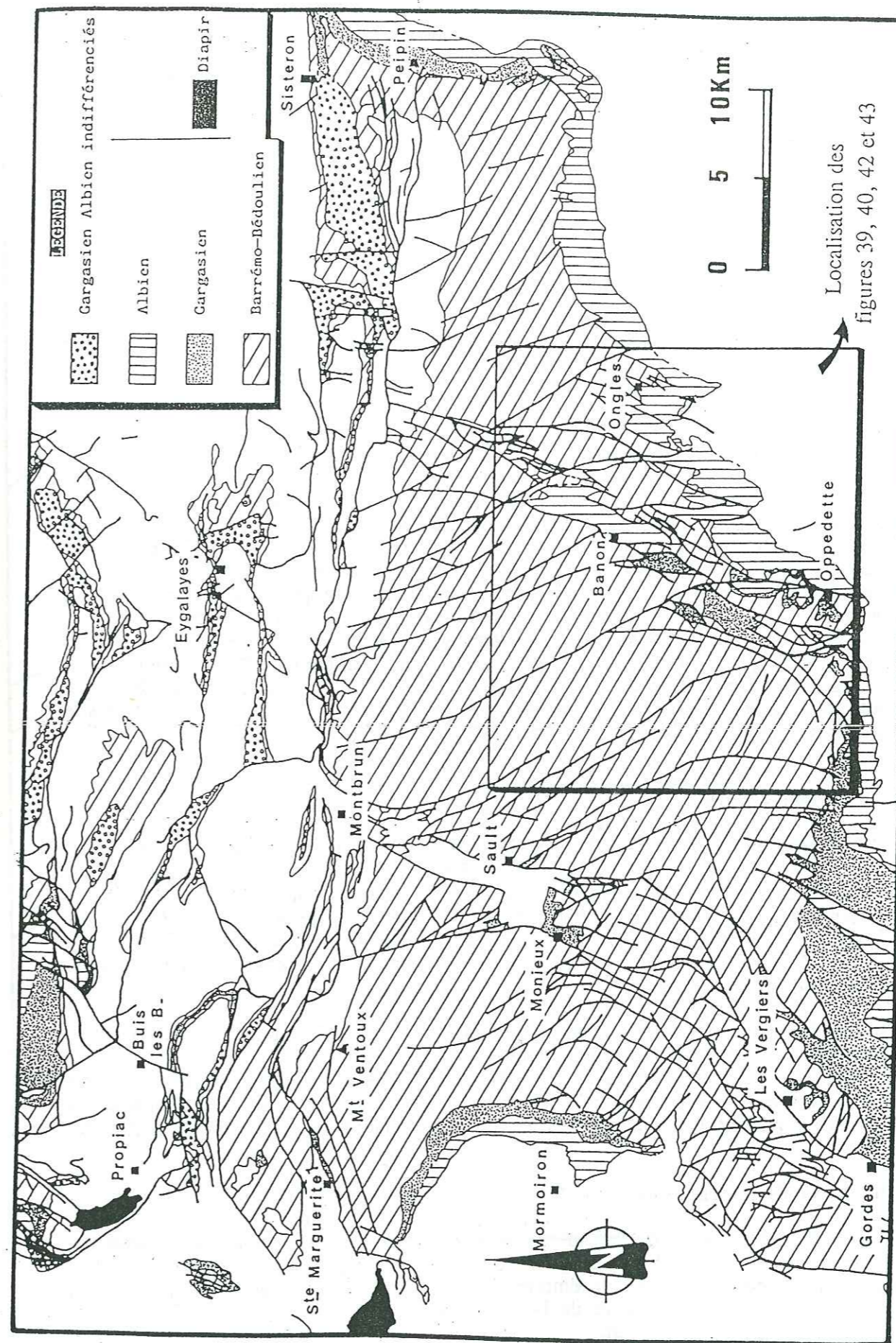


Figure 38 : Cadre géologique régional du "champ de fractures" de Banon. Localisation des deux secteurs étudiés : Oppedette et Ongles



## CHAPITRE PREMIER

GEOLOGIE DU  
"CHAMP DE FRACTURES" DE BANONI - ETUDES SEDIMENTOLOGIQUES ET PALEO-  
ENVIRONNEMENTALES DE L'APTO-ALBIEN

## A - L'APTIEN

Comme dans l'ensemble du bassin, l'Aptien comprend deux faciès principaux : le faciès calcaire bédoulien et le faciès des marnes bleues, principalement gargasiennes pour ce domaine de la plate-forme.

## 1 - Les calcaires du Bédoulien

Le substratum calcaire du champ de fractures de Banon est d'âge barrémo-bédoulien (Masse, 1976). La nature périclinale, à pente générale sud, du plateau vaclusien ne permet pas de relever la coupe de l'ensemble de la série barrémienne. Les corrélations avec les séquences calcaires de Peipin ne peuvent donc se restreindre qu'au sommet de la série, c'est-à-dire à la séquence Ba3. Toutefois, les variations faciologiques et stratigraphiques de cette dernière séquence, vers l'Ouest et sur le plateau, imposent de regrouper les calcaires affleurant dans ce deuxième secteur d'analyse sous l'appellation générale de calcaires barrémo-bédouliens. Ils présentent différents faciès répartis en deux unités lithologiques: le faciès "urgonien" *sensu lato* et le faciès de "transition". Le passage latéral de faciès coïncide grossièrement avec la faille nord-sud de Carniol-Oppedette, qui se poursuit vers le Nord jusqu'au Plateau d'Albion, selon une direction NNW-SSE (fig. 38 et 39).

## a - Le faciès "urgonien" (s.l.)

Il se répartit essentiellement à l'Ouest de la faille précédemment décrite et comprend :

- des faciès à Rudistes ("Urgonien" *sensu stricto*), à *Requienia ammonia*, *Matheronia virginiae*, *M. gryphoides*, *Pachytraga lapparenti* (Caprotinidae), *Harpagodes beaumontianus* (Gastéropodes), et *Ataxophragmiidae* (Foraminifères). Epaisse de cent mètres dans la région de Tirecoui, cette formation diminue progressivement vers le NNE (50 mètres à Simiane);

- des calcarénites bioclastiques sus-jacentes, à *Orbitolinidae* (*Palorbitolina lenticularis*), à *Madrépores* et *Echinodermes*.

Puissant de 40 mètres à l'Ouest et au Nord, ce faciès se réduit à environ 15 mètres vers Oppedette. Son organisation interne montre des dunes hydrauliques métriques, à grandes stratifications obliques progradantes vers le Nord-Est (Friès, 1987) (fig. 39).

## b - Le faciès de transition

Bien représenté à l'Est de l'accident Carniol-Oppedette, il est l'équivalent latéral des termes urgoniens (*sensu stricto*). Il s'agit encore des faciès bioclastiques, mais d'un milieu de dépôts plus profonds, comme en témoigne une riche faune de Céphalopodes. En effet, on trouve dans la partie supérieure de la formation *Chelonicerus cornuelli*, *Deshayesites deshayesi* et *Costidiscus recticostatus*.

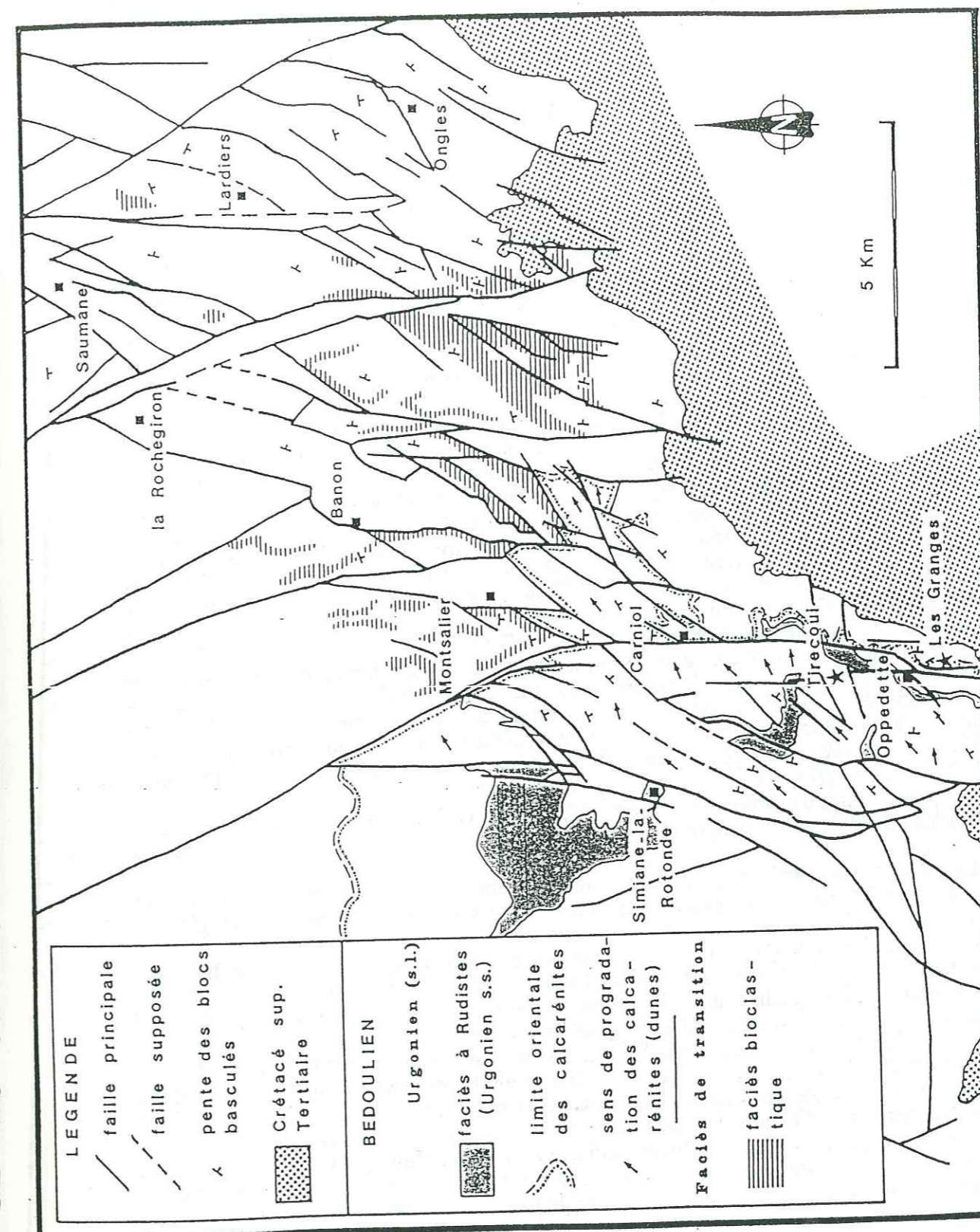


Figure 39 : Répartition actuelle des différents faciès du Bédoulien, dans le "champ de fractures" de Banon



Présente dans la partie centrale du champ de Banon (fig. 39), cette formation jalonne les bordures des grands accidents. Son épaisseur décroît progressivement du Sud au Nord (100 à 50 mètres). Puis, elle passe vers le Nord-Est à des calcaires fins, affectés de slumps, et ensuite affinés (Saumane), pour être représentée par des calcilutites très riches en silex et en Ammonites: *Ancyloceras aff. matheroni*, *Costidiscus recticostatus* et *Chelonicerias albrechti austriaca*.

## 2 - Les marnes de l'Aptien

Ce sont des marnes bleues finement litées à Ammonites pyriteuses (*Dufrenoyia dufrenoyi*, *Chelonicerias royeri*) et microfaune de plate-forme, importante en quantité: *Hedbergella infracretacea*, *Lenticulina crassa*. Elles contiennent également des formes spécifiquement gargasiennes, telles que *Schackoina cabri* et *Globigerinelloides ferreolensis*.

Alors qu'elles s'organisent en quatre séquences dans le Bassin Subalpin (Friès, 1987) et dans le secteur de Peipin, datées respectivement du Bédoulien (séqu. B), du Gargasien (séqu. G) et du Clansayésien (séqu. K1 et K2), limitées à la base et au sommet par des discontinuités (#3, #4, #5, #6 et #7, cf. fig. 7), les marnes aptiennes sont ici beaucoup moins bien représentées.

Tout d'abord, elles ne débutent que localement au Bédoulien supérieur (sommet de la séquence B, réduite à 2 mètres), avec notamment un banc marno-calcaire repère (fig. 41). Ensuite, le Clansayésien est réduit à trois affleurements, au Nord de Banon et à deux kilomètres au Sud de la crête de Lure, sous forme de marnes glauconieuses vertes de dépôts de zones hautes (Friès, 1987). Puissantes de 70 mètres à l'Ouest du secteur étudié (Rustrel), et représentées avec les deux séquences, B et G, les marnes bleues débutent avec un âge gargasien (séqu. G), au Nord-Est d'Oppedette, où leur épaisseur est limitée à 20 mètres. Elles disparaissent totalement vers l'Est (non sédimentation, érosion sous-marine contemporaine de l'Albien ou émergence locale ?), où l'Albien transgressif repose directement sur les calcaires barrémo-bédouliens.

Surmontant une discontinuité sédimentaire à encroûtements ferrugineux et bioperforations (#4), ce faciès, porté au toit des calcaires bédouliens, comble progressivement en "onlap", et du SW vers le NE, une morphologie en horsts et grabens (Beaudoin et al., 1986a). Ces marnes, de milieu réducteur peu profond et circalittoral, sont aujourd'hui conservées dans les "couloirs" effondrés du champ de fractures (Simiane, Carniol, Montsalier) (fig. 40).

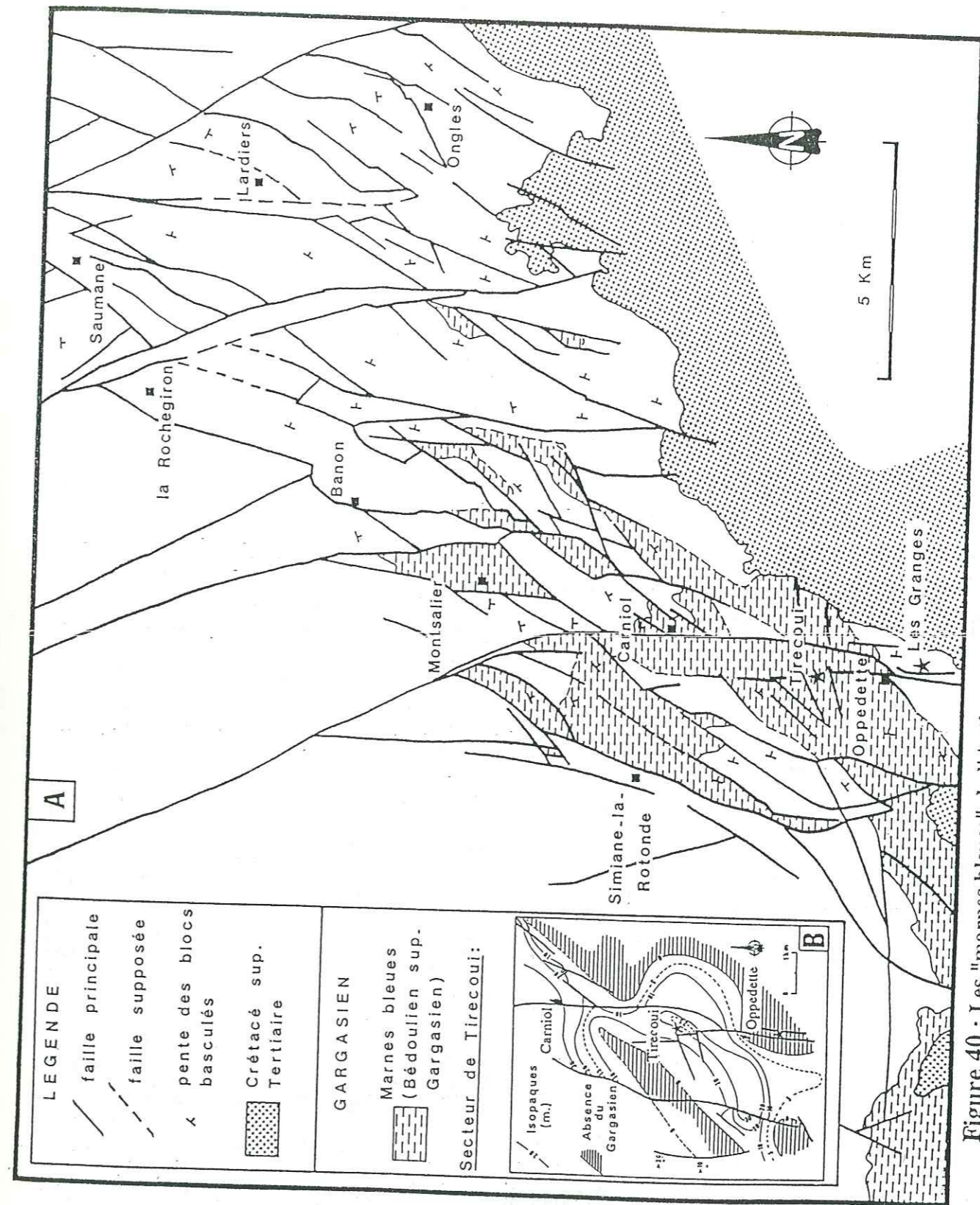
Le faciès marneux aptien est donc délimité à la base et au sommet par deux discontinuités sédimentaires majeures.

- Le contact des marnes aptiennes avec le substratum calcaire bédoulien du secteur de Banon correspond presque systématiquement à une surface bioperforée et ferruginisée, correspondant à la discontinuité #4.

Nous avons vu, à Peipin, que les marnes bleues débutent avec la séquence B, d'âge bédoulien. La série débute alors sur la discontinuité #3. Cette séquence B, contenant un niveau repère médian assimilé à #4, se termine avec la discontinuité #5, qui marque, pour ce domaine seulement, la limite inférieure de la séquence G. Les variations de faciès de la séquence B, vers l'Ouest, sur la plate-forme, font débiter les marnes bédouliennes, à Banon, avec la discontinuité #4. Réduite à quelques mètres d'épaisseur, la séquence B se termine avec la discontinuité #5.

Lorsque les marnes bleues débutent directement avec la séquence G, le contact sur le substratum calcaire se fait par l'intermédiaire de la discontinuité #4, qui est donc plus ou moins contemporaine, vers l'Ouest, de la discontinuité #5. La distinction entre les deux discontinuités ne peut se faire qu'avec le banc marno-calcaire repère (fig. 41).

- Le faciès des marnes bleues gargasiennes s'achève par un niveau d'érosion, à argiles vertes et cailloux noirs, de dix centimètres d'épaisseur, la discontinuité #8 (cf. fig. 7 et fig. 41). Celle-ci est datée par Friès (1987) de l'Albien supérieur, grâce à *Ticinella primula* LUT. et *Guembelitia* sp.. La présence de terriers et de Cibicides à la base de cet horizon repère, nous indique une faible profondeur du dépôt, en zone photique.





## B - L'ALBIEN

Il s'agit d'une séquence régressive, débutant sous une faible tranche d'eau (environ 50 mètres) et s'achevant dans la zone intertidale, caractérisée à la base par des termes sablo-marneux et s'achevant par une unité de grès chenalisés. Pour le domaine de Banon, cette série débute seulement à l'Albien supérieur (séqu. A4, d'après Friès, 1987) et traduit la lacune de l'Albien inférieur et moyen (séqu. A1, A2 et A3).

Débutant, quand elle complète, au dessus de la discontinuité à "cailloux noirs" (#8, fig. 7 et 41), la série comporte quatre faciès principaux, s'enchaînant par de rapides transitions.

Friès (1987) distingue du bas vers le haut (fig. 41) :

### 1 - Le faciès "bleu"

Ce faciès homogène de marnes sableuses bleutées à bancs de grès s'enrichit de glauconie au sommet. Son épaisseur n'excède pas 30 mètres à Tirecoui. De nombreux terriers apparaissent bien conservés dans les niveaux gréseux.

### 2 - Le faciès "Valsaintes"

Il est caractérisé par l'existence de nombreux niveaux érosifs et chenalisants (chenaux et barres gréseuses), en alternance avec des séquences argilo-sableuses bioturbées. L'enrichissement en matériaux détritiques, l'apparition des premiers bancs à rides de courant et la disparition des formes planctoniques indiquent une diminution de la tranche d'eau.

Les deux barres gréseuses, de plusieurs mètres d'épaisseur, correspondent à des coulées sableuses de type turbidite (Slaczka and Thompson, 1981), très ravinantes, pouvant éroder toute la série albienne jusqu'à reposer sur l'Urgonien. De nombreuses figures sédimentaires y sont décrites (Blanc, 1969; Friès, 1987): laminites rythmiques, "slumpings", lobes turbides, "flute casts", "elongate scour casts", "crescent casts", "convolute laminations" (Carniol), bancs de microbrèches et sphéroïdes (nodules et "slumpballs"). Ces diverses figures et les glissements intraformationnels traduisent une instabilité du fond, liée à des mouvements tectoniques annonçant l'émersion. Le milieu de dépôt du faciès Valsaintes est réducteur, sous faible tranche d'eau (infralittoral inférieur), sous la zone des vagues et courants superficiels. L'origine éolienne d'une importante partie de ce matériel suppose un environnement de prisme littoral, remanié par des chenaux profonds fortement encaissés.

L'axe de ces mégachenaux coïncide avec la paléo-topographie fini-bédoulienne et les turbidites empruntent systématiquement les compartiments des blocs bédouliens abaissés (Friès, 1987; Joseph *et al.*, 1987). Leur cartographie (Joseph, Cabrol et Friès, 1986), à l'échelle du champ de Banon (fig. 42), montre deux chenaux principaux (Carniol et Ongles), dont les écoulements se font du Sud vers le Nord, jusqu'à dépasser la crête de Lure. Friès (1987) les a reconnus à Bevens, à l'Ouest de Sisteron.

### 3 - Le faciès "L'Abbadie"

Il débute par la troisième barre gréseuse chenalisée, à stratifications entrecroisées ("barre à auges"), également érosive. Y succèdent un empilement de corps sableux verts à "flaser beddings", puis un banc gréseux roux massif d'environ 5 mètres d'épaisseur.

### 4 - Le faciès "La Bane"

Ce sont des marnes sableuses riches en matière organique et des grès bioturbés à terriers. La microfaune a permis de dater cette séquence du Vraconien inférieur (*Rotalipora ticinencis* et *Rotalipora appeninica*). La fin du Vraconien marque une importante régression.



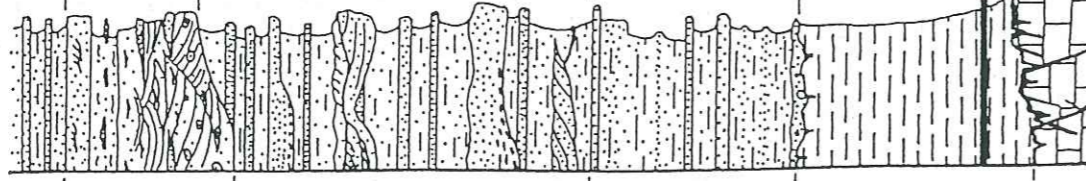
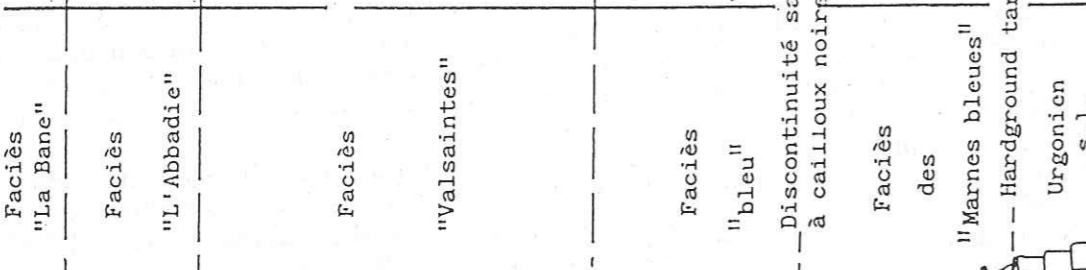
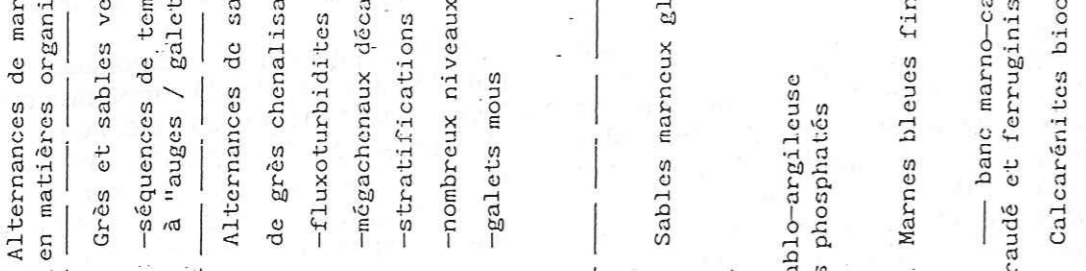
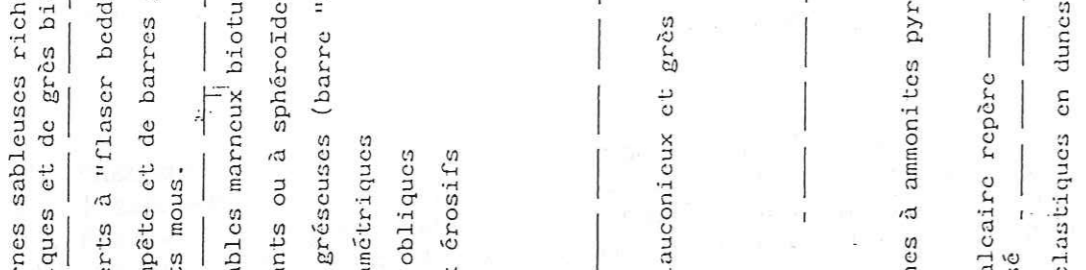
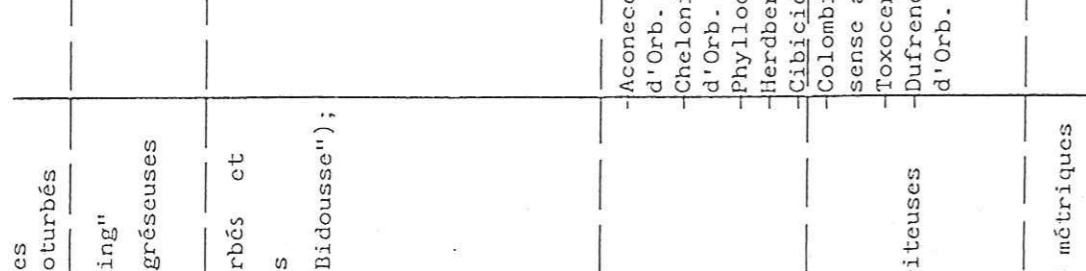
| ETAGES                                      | LOG  | FACIES   | DESCRIPTION LITHOLOGIQUE  | Macrofaune   | Biozones   |
|---|--|--|---|--|--|
| Vraconien<br>200m.                          |  | Faciès "La Bane"   | Alternances de marnes sableuses riches en matières organiques et de grès bioturbés  |  | Rotalipora ticinensis  |
| Albien supérieur<br>(Séq. A4)<br>100m.      |  | Faciès "L'Abbadie"   | Grès et sables verts à "flaser bedding"<br>-séquences de tempête et de barres gréseuses à "auges / galets mous.   |  |  |
|   |  | Faciès "Valsaintes"  | Alternances de sables marneux bioturbés et de grès chenalisants ou à sphéroïdes<br>-fluxoturbidites gréseuses (barre "Bidousse");<br>-mégachenaux décumétriques<br>-stratifications obliques<br>-nombreux niveaux érosifs<br>-galets mous |  |  |
| Gargasien<br>(Séq. G)<br>(Séq. B) #4<br>0m. |   | Faciès "bleu"  | Sables marneux glauconieux et grès  | Aconeceras nisum d'Orb.<br>Chelonicerias martini d'Orb.<br>Phylloceras sp.<br>Herbergelletes<br>Cibicides<br>Colombiceras gargasense aptiense Roch<br>Toxoceratoides sp.<br>Dufrenoya dufrenoyi d'Orb. | Ticinella breggiensis (GAND.)<br>Gavellina baltica (BROTZ.)<br>azoïque |
|   |    | Faciès des "Marnes bleues"<br>- Hardground taraudé et ferruginisé<br>Urgonien S.l. | Discontinuité sablo-argileuse à cailloux noirs phosphatés<br>Marnes bleues fines à ammonites pyriteuses<br>— banc marno-calcaire repère —<br>Calcarénites bioclastiques en dunes métriques  |  | G. ferrecolensis   |

Figure 41 : Tableau récapitulatif des principales données faciologiques et lithostratigraphiques dans le "champ de fractures" de Banon

## II - PROBLEMATIQUE DE LA TECTONIQUE SYN-CRETACEE ET OBJECTIF DE L'ETUDE

Une intense tectonique synsédimentaire a pu être mise en évidence durant l'intervalle Bédoulien - Albien supérieur dans le champ de Banon. Cette structuration est associée aux discontinuités majeures qui limitent les séquences de cette série. En effet, **Beaudoin et al.** (1986) puis **Friès** (1987) ont décrit une discontinuité radicale à encroûtements ferrugineux, bioturbations et perforations au toit des calcaires urgoniens. Il s'agit de la discontinuité sédimentaire #4, qui fait transition entre les calcaires et les marnes aptiennes.

Cependant, et comme nous l'avons dit auparavant, le passage du pôle calcaire au pôle franchement marneux de la série débute plus tôt à l'Est, à seulement 20 kilomètres de Banon, sur le domaine de Peipin, comme sur l'ensemble de la bordure orientale de la plate-forme. La séquence marneuse **B**, épaisse à Peipin, passe latéralement au faciès calcaire hémipélagique équivalent de l'unité **Ba3** (cf. fig. 7 et Première partie, III). Autrement dit, la série calcaire du Barrémo-Bédoulien, représentée sur la plate-forme par des faciès moins profonds, se termine plus tard dans la région de Banon. La discontinuité entre les deux lithologies existe toujours, et suit donc la même progression dans le temps.

A cette perturbation sédimentologique et stratigraphique, est associée une activité tectonique précoce. De nombreux escarpements de failles, d'ampleur régionale, sont affectés de stries molles. Ils portent les caractères de déformations plastiques, ou bien sont à l'origine de remobilisations sédimentaires. Ces structures cassantes sont scellées par les marnes gargasiennes ou les sables marneux de l'Albien supérieur.

Il est possible de connaître la répartition géographique des trois principaux épisodes de sédimentation, calcaires, marnes et sables marneux (fig. 39, 40 et 42).

L'analyse cartographique et géométrique détaillée des accidents et corps gréseux associés de l'Albien (fig. 42) a permis de restituer la paléo-topographie en blocs basculés du champ de Banon (**Beaudoin et al.**, 1986a; **Friès**, 1987; **Joseph et al.**, 1987). En effet, les turbidites albiennes ont emprunté systématiquement les parties abaissées de plusieurs fossés en relais, soulignant ainsi la structuration d'âge fini-bédoulien.

Nous proposons les cartes de répartition des faciès calcaires et marneux (fig. 39 et 40) qui permettent, dès maintenant, de constater l'influence directe des accidents majeurs sur la sédimentation aptienne.

**Joseph et al.** (1987) donnent une interprétation de la fracturation initiale du champ de failles en termes de système de Riedel, développé dans une zone de cisaillement sénestre N40, à l'occasion d'une distension N105, d'âge anté-gargasien ou anté-albien. Dans ce contexte, la famille principale N25 sénestre correspondrait aux fractures R et la famille secondaire N160 dextre aux fractures R'.

Cette hypothèse serait confirmée, d'une part par l'observation directe de "décrochements conjugués verticaux et de petits grabens losangiques en "pull-apart", le long des grands décrochements dextres (Bertranet, au Sud-Ouest de Saumane)" (**Joseph et al.**, 1986), d'autre part par l'analyse détaillée de l'image Landsat (traitement multispectral d'une image VIZIR, à l'échelle du 1: 500 000), effectuée par **Lanteaume et al.** (1982).

Notre travail vise à comprendre la cinématique des déformations médio-crétacées. Nous proposons une reconstitution palinspastique des structures du champ de fractures de Banon, pour différents états de paléo-contraintes.

Dans ce but, les chapitres à venir portent, d'une part sur l'analyse tectonique de structures majeures ou secondaires, d'autre part sur l'étude des paléomorphologies apto-albiennes successives.

\* \* \*



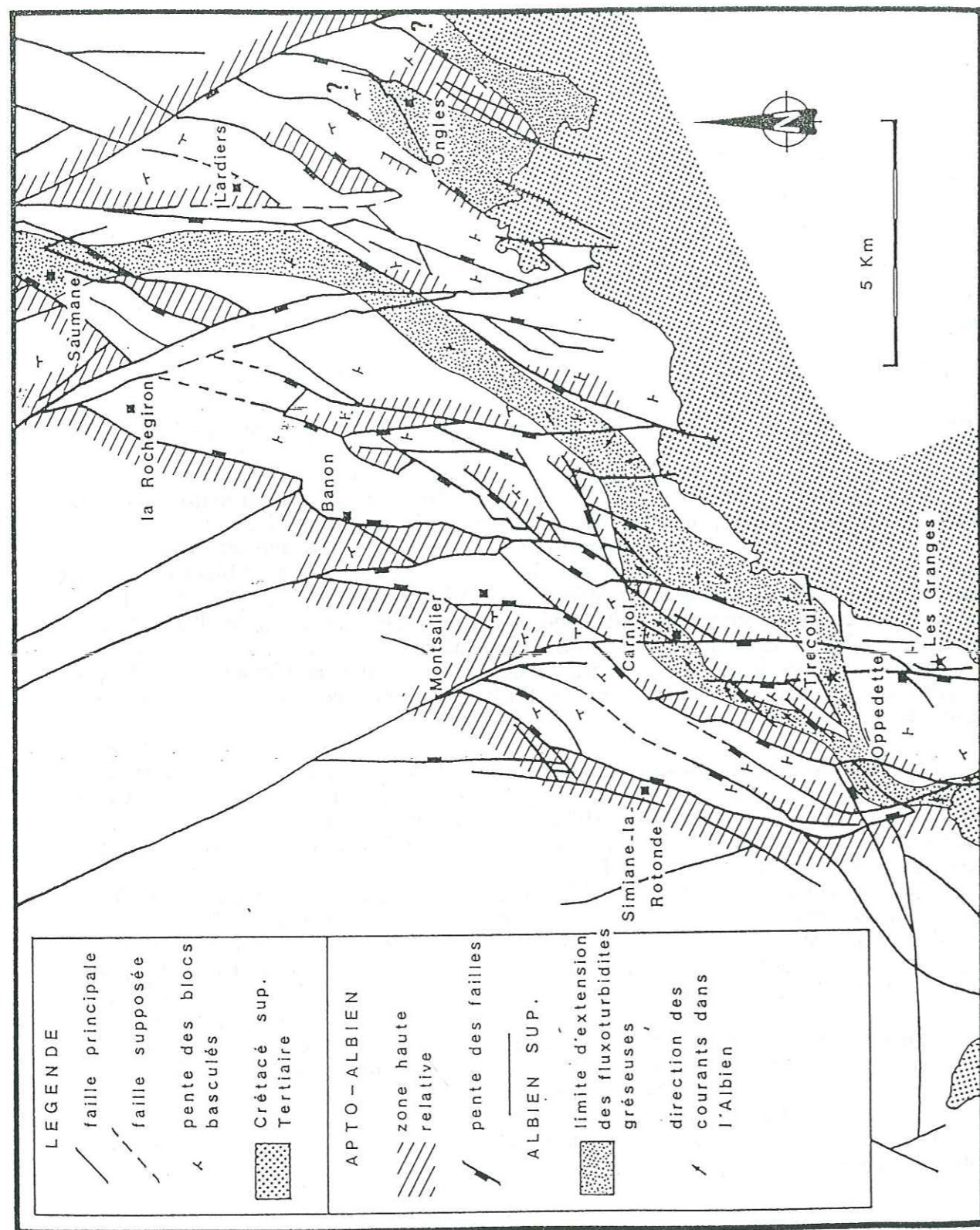


Figure 42 : → Zones hautes relatives apto-albiennes du "champ de fractures" de Banon (d'après Joseph *et al.*, 1987, modifié).  
→ Affleurements et limite d'extension des turbidites albiennes (d'après Friès, 1987).

## CHAPITRE DEUXIEME

### ANALYSE TECTONIQUE DES DEFORMATIONS APTO-ALBIENNES

#### I - OBJECTIFS ET METHODES

L'étude présentée concerne deux secteurs du champ de Banon, la région d'Oppedette et les environs Sud-Est d'Ongles, respectivement aux terminaisons sud-occidentales et sud-orientales de ce domaine structural (fig. 43, secteurs A et B). Il s'agit donc, dans les deux cas, de la terminaison sud de la Montagne de Lure, rapidement ennoyée vers le sud par les formations céno-mano-tertiaires du Bassin de Reilhane-Forcalquier.

L'objectif principal de ce chapitre est de définir le caractère tectonique du champ de Banon, c'est-à-dire :

- de déterminer les conditions des déformations crétacées (paléogéographie, types de déformations, champs de contraintes);
- de distinguer une chronologie de la structuration;
- de permettre, enfin, la comparaison de ces résultats avec les autres domaines étudiés, également affectés d'une tectonique synsédimentaire de même âge.

Faisant suite à la synthèse des types et modes de dépôts (développée dans le premier chapitre), les méthodes d'investigation décrites maintenant comportent l'étude préalable des données bibliographiques, ayant trait principalement aux observations d'ordre tectono-sédimentaire, effectuées récemment. À ce titre, on se référera aux travaux d'ordre sédimentologique ou paléomorphologique menés par Beaudoin *et al.* (1986), Friès (1987) et Joseph *et al.* (1987).

Une analyse photo-interprétative et des cartes géologiques (1/50.000, 1/80.000 et 1/250.000), localement complétées par des relevés cartographiques, ont permis l'extrapolation des résultats, notamment pour des secteurs démunis d'indice de cachetage.

Enfin, une analyse structurale, du type de celle effectuée pour le secteur de Peipin, comprenant, entre autres : une analyse de la chronologie des déformations par site d'observation et un calcul de leurs tenseurs respectifs, ce dernier étant associé à une fiche signalétique de leurs caractères structuraux.

#### II - LES CRITERES DE LA STRUCTURATION APTO-ALBIENNE

Ces critères peuvent se répartir en deux ensembles de phénomènes d'ordre tectono-sédimentaire :

- ceux qui concernent le ou les niveaux lithologiques tectoniquement affectés (en l'occurrence les calcaires bédouliens et les marnes aptiennes, ces dernières ne se prêtant pas à la conservation de telles structures).
- et ceux qui caractérisent les faciès sus-jacents, qui scellent l'événement structural (les marnes aptiennes ou les grès albiens).



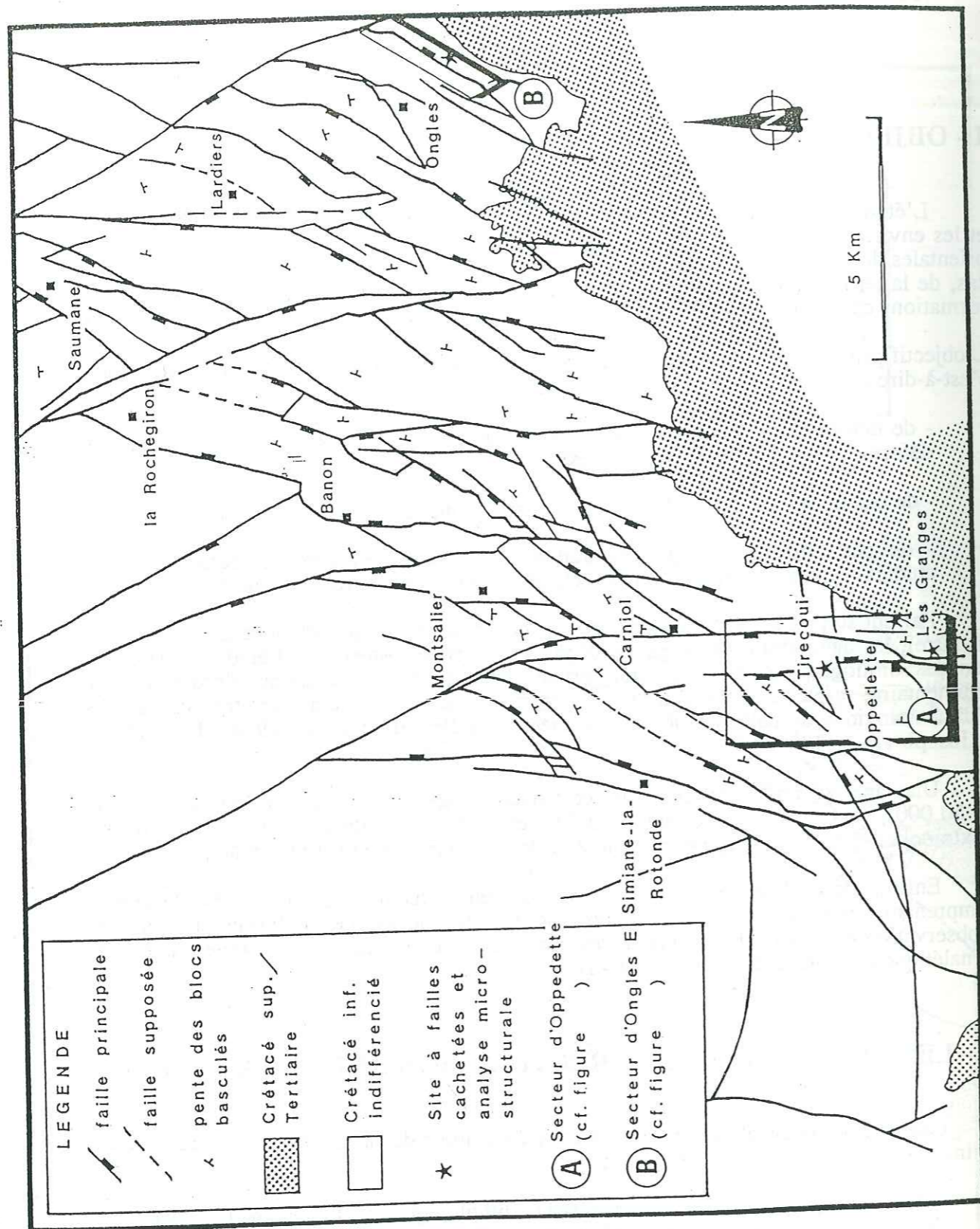


Figure 43 : Schéma structural du "champ de fractures" de Banon. Position des sites étudiés.

## A - LA DISCONTINUITÉ FINI-BEDOULIENNE

Le sommet des calcaires bioclastiques urgoniens est affecté d'une discontinuité sédimentaire radicale (Blanc et Brochier, 1969; Cabrol, 1985), #4, à bioperforations et encroûtements ferrugineux. Nous supposons qu'elle est l'équivalent lithologique du "Niveau Blanc" intra-séquence B, décrit à Peipin (Friès, 1987).

A cet arrêt de sédimentation carbonatée coïncide un grand nombre d'escarpements de failles, dont le jeu, le plus souvent antérieur à la lithification, fait apparaître des loupes d'arrachement, "évoluant en talus d'éboulis peu pentés" (Joseph *et al.*, 1987), et des olistolithes plurimétriques de blocs urgoniens, glissés le long de failles et emballés dans les brèches d'escarpement (Friès, 1987).

Cet événement structural anté-marnes aptiennes affecte un matériel boueux partiellement lapidifié. Des déformations plastiques bordent les miroirs de faille, porteurs de stries "molles" et tapissés de brèches de démantèlement, ou bien encore apparaissent sur les surfaces de banc, le long de fractures, d'ampleur métrique et de rejet décimétrique, organisées alors en relais.

Des bioperforations altèrent ce substratum fracturé et induré, puis ferruginisé sous forme de pseudo-"hard-ground". Des sédiments marneux (gargasiens) ou gréseux (albiens) sont localement incrustés dans les miroirs ou brèches de faille (déjà remarqués par Joseph *et al.*, 1987) ou alors ils remplissent des fentes ouvertes, à la manière de celles qui ont été décrites plus à l'Ouest, dans le fossé de Sault et qui intéressent une structuration d'âge antécénomaniens (Montenat *et al.*, 1986).

## B - LES "MARNES BLEUES" APTIENNES

Le faciès des "marnes bleues" à Ammonites pyriteuses scelle une partie des déformations sédimentaires et structurales qui affectent les calcaires bédouliens. Ces marnes sombres, rarement silteuses, recouvrent progressivement et en *onlap* la paléomorphologie de ce substratum calcaire, perforé, et limonitisé. Ce dernier est caractérisé par de nombreux escarpements de failles, diversement bréchifiés et de hauteurs souvent métriques.

Outre les démantèlements anté-lithification des calcaires, l'analyse de la microfaune dans les marnes confirme le jeu d'accidents avant ou pendant le dépôt de celles-ci. En effet, ce faciès débute à Rustrel par le Bédoulien supérieur et cumule 70 mètres de marnes finement litées. Sa puissance se réduit à 50 mètres à Gignac, vers l'Est, puis à 20 mètres au Nord-Est d'Oppedette, où les marnes commencent directement par la zone à cabri (Gargasien). Ensuite, ce faciès ne représente plus que 7 mètres de la zone à *G. ferreolensis*, plus récente, situé un kilomètre à l'Est de Tirecoui (L'Abbadie). Enfin, il disparaît vers le Nord-Est (Banon, Nord de Revest-des-Brousses), soit sous l'Albien supérieur transgressif, soit à l'affleurement.

A l'échelle du champ de fractures, la cartographie de ces marnes (fig. 40) révèle leur conservation au coeur des fossés en échelons et, corrélativement, en contrebas des zones hautes de la sédimentation bédoulienne. Ce qui laisse supposer une paléogéographie anté-gargasienne déjà contrôlée par les deux directions majeures du bassin de Banon, N35 et N180.



## C - LA DISCONTINUITÉ ALBIENNE

La séquence albiennaise est limitée à sa base par la seconde rupture lithologique majeure de la pile sédimentaire, #8. Cette discontinuité se situe, pour le domaine de Banon, entre les marnes aptiennes et les marnes gréseuses de la base de l'Albien supérieur, le faciès "bleu". Ce niveau, à argiles vertes et cailloux noirs, constitue une véritable surface d'érosion sous-marine (cf. Première Partie, III, fig. 7 et fig. 41).

Elle indique un retour au contexte marin, après une longue période de vacuité sédimentaire (non dépôt, émergence ?) durant les intervalles albiens inférieur et moyen compris. Les grès argileux recouvrent uniformément la paléo-topographie aptienne, constituée, soit par les marnes gargasiennes, soit par les escarpements bédouliens. La représentation cartographique de la limite d'extension des turbidites gréseuses albiennes (fig. 42) montre clairement que leur chenalisation ne fait qu'épouser la direction générale des fossés d'effondrement du champ de fractures, ainsi que les zones les plus déprimées, c'est-à-dire au centre de ce schéma structural.

## III - ANALYSE TECTONO-SEDIMENTAIRE DU SECTEUR DE CARNIOL-OPPEDETTE

### A - PRESENTATION GENERALE DU SECTEUR

Les relevés de terrain ont été effectués en cinq endroits différents, entre les villages de Carniol, au Nord, et d'Oppedette, au Sud (carte topographique au 1/25.000, réf. 3241 Est). La zone étudiée constitue une bande méridienne longue de 7 kilomètres et large de 3,5 kilomètres (fig. 44).

Ces différents sites ont pour traits communs de jalonner l'accident sub-méridien de Carniol-Oppedette, qui traverse toute la zone étudiée.

Ils se situent, soit sur des failles satellites de celui-ci, soit sur des accidents transverses, et laissent apparaître la discontinuité tectono-sédimentaire du sommet des calcaires urgoniens (*sensu lato*), à perforations et ferruginisation.

Cette discontinuité #4, associée à des failles à rejet important, est scellée par les marnes gargasiennes (sites de Tirecoui, de Calavon), ou par les grès albiens (Roucas, Les Granges).

### B - SITE DES GRANGES

Situé à 500 mètres au Sud d'Oppedette, en bordure est de la départementale 201 et du ruisseau de Calavon, le site des Granges permet l'observation directe de l'accident majeur méridien de Carniol-Oppedette, qui s'envoie un kilomètre plus au Sud, sous l'Oligocène du bassin de Reillanne.

Cet accident est représenté par deux failles méridiennes distantes de 50 mètres. De nature contraire normale, elles découpent l'Urgonien (sous faciès bioclastique), selon un dispositif en blocs antithétiques basculés vers l'Est.

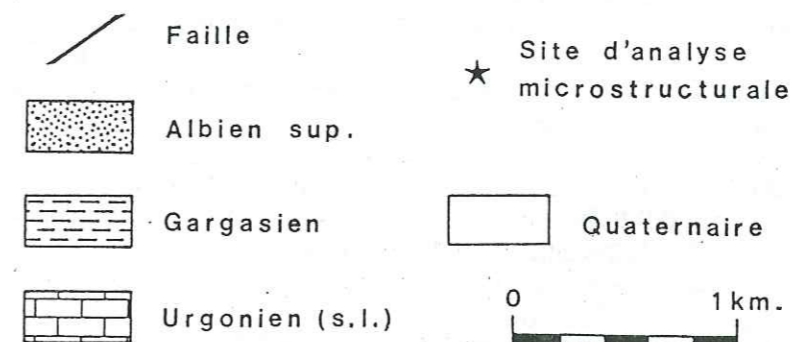
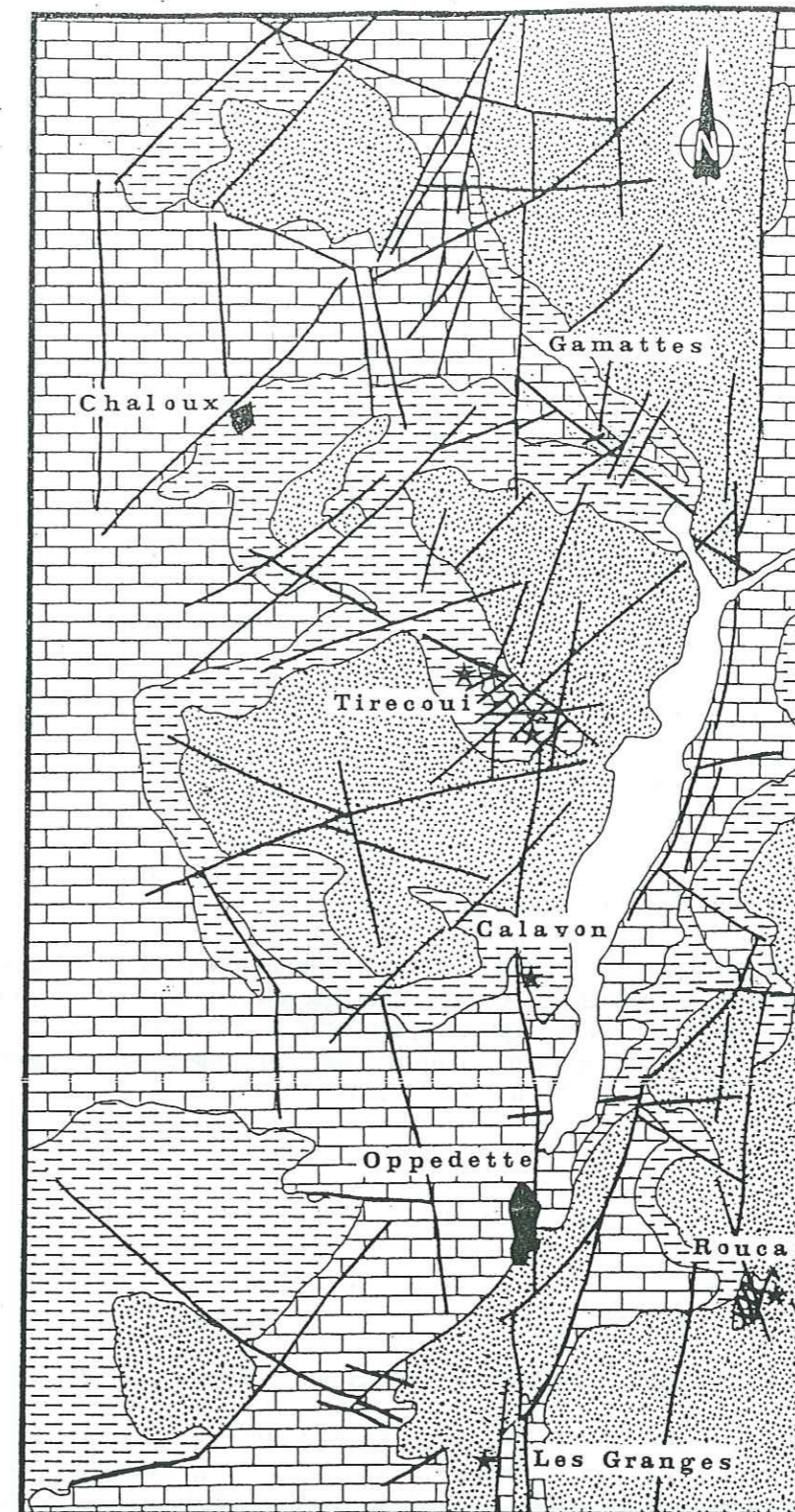


Figure 44 : Carte géologique du secteur d'Oppedette (levés de terrain et analyse des photographies aériennes). Position des sites à cachetage infra-crétacé.



Longs de 350 mètres, avec un rejet apparent d'environ 5 mètres, ces escarpements sont ennoyés par l'Albien supérieur (faciès "bleu") transgressif.

Nous nous limitons ici à l'étude de l'escarpement occidental qui, seul, révèle une déformation précoce et un cachetage par l'Albien.

Le plan de faille présente des ondulations de périodicité métrique, d'amplitude décimétrique, à grand axe horizontal. Il affecte un tapissage de calcaire microbréché, épais de 5 centimètres environ. Celui-ci drape le calcaire bioclastique sain et se trouve lui-même recouvert d'un enduit ferrugineux, qui scelle des cannelures sub-horizontales (pitch moyen 6° Nord) dextres, imprimées sur la microbrèche. Les éléments du calcaire microbréché, d'ordre centimétrique, ont des contours anguleux, irréguliers, parfois sub-arrondis et étirés. Nous les qualifions de graveleux. Ils sont cimentés par une micrite, qui apparaît de même nature que la matrice du calcaire sain. Ce liant comporte une part importante d'oxyde ferrique micro-granulaire, vraisemblablement ferreux et pyriteux à l'origine. La nature du ciment confère à ces brèches un cachet intraformationnel.

A l'amont du plan de faille, au toit du compartiment surélevé, des amas calcaires, entièrement fragmentés, sont associés à des figures d'expulsion de fluide.

L'ensemble de ces données suggère une activité de la faille, alors que le calcaire n'était que partiellement lithifié.

Enfin, l'Albien supérieur (faciès "bleu"), discordant, recouvre uniformément les escarpements urgoniens, scellant ainsi la déformation.

En effet, la partie méridionale de l'accident contient de nombreuses anfractuosités, dans lesquelles sont conservés des plaquages de sédiment gréseux, probablement albiens, mais non datables de façon plus précise. Par contre, une brèche à gros lithoclastes et calcite micro-cristalline borde la faille, sans être malheureusement en place. Son ciment est composé, pour une bonne partie, de grès albiens glauconieux.

## C - RAVIN DE TIRECOUI

Ce ravin, orienté NW-SE, entaille la série depuis l'Albien supérieur (faciès l'"Abbadie") jusqu'à laisser apparaître le Bédoulien bioclastique (Urgonien *sensu lato*).

Située à 1300 mètres environ au Nord d'Oppedette, cette zone d'affleurement occupe une position nodale sur les plans sédimentaire et structural. La carte des isopaques du Gargasien (fig. 40, B : d'après Cabrol, 1985, modifiée) montre l'épaississement de cette série au coeur d'un compartiment affaissé, de direction SW-NE, parallèle au faisceau de Simiane. Ce dernier constitue, plus à l'Ouest, une importante zone d'effondrement.

Hormis cette direction N40/50, les ombilics de subsidence sont également compartimentés par deux failles nord-sud, en bordure desquelles s'observe une inflexion perpendiculaire des épaisseurs.

Dans le détail, le ravin de Tirecoui se situe au centre de ce dispositif et à l'aplomb d'un petit ombilic de subsidence, dont l'axe est tangentiel à la faille méridienne de Carniol-Oppedette : les "marnes bleues" y totalisent 25 mètres d'épaisseur, contre 15 mètres vers l'Est, au niveau de l'accident majeur.

De plus, l'analyse microfaunistique précédemment décrite (chap. 1<sup>er</sup>, I, A) révèle le diachronisme de la base des marnes, plus récentes sur le compartiment oriental de la faille de Carniol-Oppedette.

La figure 45 représente l'affleurement en plan, dans son contexte géologique (B) et regroupe l'ensemble des observations propres à une structuration aptienne (A).

Légèrement pentée nord ou nord-est (moins de 10°), cette dalle calcarénitique très massive est visible sur 400 mètres de long et 50 mètres de large. Elle est affectée d'une surface durcie, ferruginisée, perforée et microfracturée, recoupée par plusieurs failles d'ampleur hectométrique et de rejet métrique. Celles-ci s'organisent en quatre directions, N60, N20, N110 et N90, dont les trois premières révèlent un jeu "précoce" :

Deux accidents N80 bordent ce site au Nord et au Sud, sans l'affecter directement. Le caractère précoce et la chronologie des déformations aptiennes y relèvent de trois ordres, selon que la fracturation :

- 1 : affecte un matériel plastique ou déjà lithifié,
- 2 : est antérieure ou postérieure à la surface durcie et aux perforations (biologiques?) associées, qui marquent la base de la séquence marneuse,
- 3 : est scellée ou amortie par les "marnes bleues" cicatricielles du Gargasien.

De telles observations nous permettent de distinguer deux styles de déformations, plastique puis cassante, apparues lors d'un même régime structural continu, de la fin de la sédimentation urgonienne, jusqu'au début de la séquence gargasienne.

### 1 - Les déformations anté-gargasiennes

Un réseau complexe de microfractures, antérieures aux marnes gargasiennes, affecte la surface supérieure de l'Urgonien, alors que celle-ci est partiellement lithifiée. Cette fracturation "molle" et superficielle (elle ne découpe que les vingt derniers centimètres de la surface structurale et elle est amortie en profondeur) est ensuite taraudée et ferruginisée, lors de l'installation de la mer épicontinentale gargasienne, peu profonde, mais au fond néanmoins réducteur (Rutten, 1953; Goguel, 1954). Ce sont :

#### a - des figures de décollement plastique du sédiment urgonien.

Il s'agit d'une succession de plans de direction variable (N95 à N140), portés tout du long de la dalle calcaire. Cette fracturation a un rejet centimétrique (maximum 10 cm.) normal, sans strie, une faible pente listrique nord ou nord-est (de 35° environ), et une longueur plurimétrique. Les plans sont distants de 20 à 50 centimètres les uns des autres.

Bien que ces figures d'étirement synsédimentaires soient discontinues, aussi bien verticalement qu'horizontalement, il est possible de comprendre leur organisation cartographique à l'échelle de l'affleurement (fig. 45 A, "plans de décollement précoce").

Elles s'organisent en deux arcs de cercle, dont les axes sont respectivement N20 - 20°NNE au Nord du ravin, et N50-25°NE au Sud. Autrement dit, ces demi-courbes de plans de décollement sont comparables à des loupes d'arrachement en cuillère de grande ampleur (plus de 400 mètres de diamètre pour la plus importante, au Nord), situées en amont d'une zone affaissée, telles que des failles listriques ou des déstabilisations de talus, portées dans un matériel visqueux et gorgé d'eau. A ceci près que la pente excessivement faible ne provoque pas de démobilité gravitaire en aval, comme c'est couramment le cas dans le secteur de Peipin.

Le rejet cumulé de chacun des plans avoisine un mètre sur la largeur de l'affleurement (d'environ 50 mètres), ce qui traduit une pente générale de basculement synthétique d'approximativement 2° vers le Nord-Est, avant la totale induration du sédiment bioclastique urgonien. Nous pouvons supposer qu'un bloc, d'orientation NW-SE et à très faible pente NE, s'est ébauché à l'emplacement même du ravin de Tirecoui, avant lapidification du matériel urgonien et avant les marnes du Gargasien.



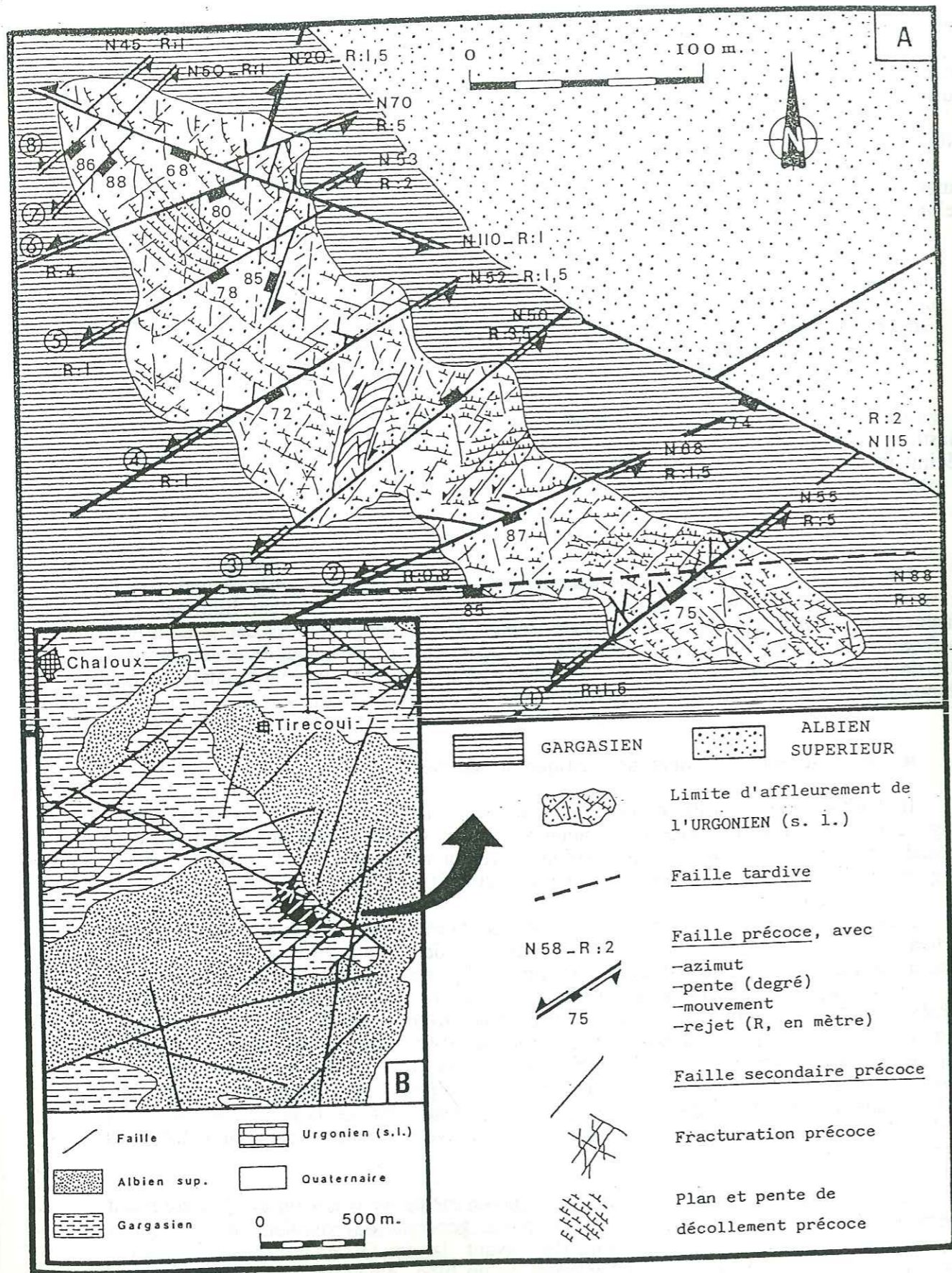


Figure 45 : L'affleurement du Ravin de Tirecoui

- (A) : Fracturation dans l'"Urgonien"
- (B) : La figure A dans son contexte géologique

b - D'autres fractures "molles", de longueur souvent décamétrique, découpent le sédiment urgonien, de consistance alors visqueuse. Leurs directions sont très variables, en raison d'une vigoureuse structuration ultérieure. Néanmoins, trois directions prédominent : N55, N85 et N130 (fig. 45 A, "fracturation précoce").

Ces fractures, au parcours sinueux et à l'intersection desquelles apparaissent plusieurs dominos d'ampleur et de profondeur centimétriques et de contours très déformés, sont discontinues et amorties longitudinalement dans l'Urgonien. Ces ouvertures sont comblées ultérieurement par des sulfures de fer (de type pyrite), aujourd'hui oxydés. Leur mise en place sous forme noduleuse est peut-être à l'origine, pour partie et outre les bioturbations par les organismes gargasiens, des "perforations" qui affectent toute la surface du toit des calcaires, surface aujourd'hui oxydée.

Enfin, les plans N55, devenant N80 au Sud par cisaillement postérieur d'un compartiment méridional, ont un jeu nettement décrochant sénestre, souvent amorti vers le SW, qui décale systématiquement les plans de décollement. Le rejet vertical, supérieur vers le Nord-Est, n'excède pas 30 centimètres. Le rejet horizontal, pouvant atteindre 2 mètres, suggère l'antériorité structurale du basculement et des décollements associés. Son amortissement longitudinal suppose un mode de déformation plastique. La structuration anté-gargasienne se caractérise donc par des déformations plastiques d'un sédiment urgonien non lithifié, aux compétences rhéologiques visqueuses, sans mobilisation gravitaire, ni brèche intraformationnelle.

Elle se traduit par un basculement structural de la zone d'affleurement vers le Nord-Est et l'apparition de fractures cisailantes N55 sénestres.

## 2 - Les déformations syn-gargasiennes

Elles se caractérisent par des accidents décrochants et normaux, dont le miroir ferruginisé n'est taraudé qu'au sommet, et dont le rejet est amorti dans les "marnes bleues".

L'allure encore plastique de certaines failles et stries suppose que l'Urgonien n'est pas totalement lapidifié lors des premiers dépôts marneux.

Générées vraisemblablement par un régime structural identique au précédent, ces failles s'organisent en familles, selon leur disposition dans l'espace, leur importance, leur mouvement, leur rejet, et même, l'aspect de leur miroir.

### a - La famille N20-25.

Elle est représentée par une faille dextre (pitch moyen 20° Nord) à regard ouest et rejet d'environ 1,5 mètre, et par un petit couloir N15-25 de cisaillement dextre, de longueur décamétrique, de largeur métrique, dont le coeur est affecté d'un faisceau de failles N80-100, à pentes sud, jeux apparents normaux et rejets n'excédant pas 50 centimètres.

Ces failles se disposent donc en "marches d'escalier", selon un dispositif antithétique normal. Le pendage est horizontal à partir de la bordure orientale et s'oriente 30° ouest, vers l'Ouest, au niveau de brèches non ferruginisées. Les fractures ont deux traits dominants :

- les miroirs sont vierges de toute ferruginisation et recoupent les bioperforations. Ils sont donc d'âge gargasien.

- les fractures découpent un matériel non lithifié. L'axe de ces petits blocs subit une torsion plastique, qui détermine le cisaillement dextre du couloir. De plus, elles sont recoupées par un plan N180-70° ouest, dont le décalage apparent dextre est amorti aux deux extrémités.



## b- La famille N55-70

Elle regroupe huit failles, numérotées de 1 à 8 du SE vers le NW (fig. 45 A), découpant régulièrement la dalle urgonienne en paliers topographiques successifs.

A regard sud-est et jeu sénestro-normal, elles accusent des rejets (fig. 45 A : R) en ciseaux à apex sud-ouest et donc systématiquement supérieurs au Nord-Est. Les différents panneaux s'organisent en gradins synthétiques, abaissés vers le Sud-Est.

Les miroirs de faille sont taraudés et ferruginisés uniquement au sommet, et encore, peu souvent. Ils portent des stries et/ou des cannelures, ferruginisées ou non, des brèches d'escarpement, contemporaines du mouvement ou non, et ils sont recoupés par des failles tangentées pénétratives ou bien par des amandes (ou lentilles) structurales en échelons, conformes à un jeu sénestre.

Pour chaque faille, numérotée sur la figure 45, nous avons porté la direction et le rejet (R, en mètres).

- \* Les stries, ferruginisées ou non, sont portées sur le miroir même ou sur la brèche, alors que les cannelures, toujours limonitisées, ne font qu'entailler profondément le plan d'allure ondulante des failles (2), (3) et (5), comme c'est le cas à quelques kilomètres au Sud, sur le site des Granges.
- \* Les stries, à pente est (pitch moyen 25°), peuvent être courbes, passant, de l'Ouest à l'Est du plan, de 20° à 70° [faille (1)].
- \* Plusieurs petits plans sans calcite, pénétratifs de la crête des blocs, sont directement associés à ces failles principales, mais ils ne se poursuivent pas sur les compartiments abaissés. Ils s'organisent selon différentes directions :
  - N10, N170, dextres et N45 sénestres [failles (1) à (4)];
  - N95 sénestres [faille (2)].
- \* Les brèches, en présence de stries "molles", ne sont pas calcitiques et ont un ciment ferrugineux [failles (1), (4) et (7)]. Dans les autres cas, elles contiennent :
  - une part importante de calcite vadose (macrosparte géodésique),
  - des copeaux marneux, attribués au Gargasien, mais non datables. Ce sédiment se présente sous forme diffuse dans la brèche, et/ou emballé des lithoclastes centimétriques, arrondis et déjà bréchifiés, au coeur de fissures, dont les épontes sont limonitisées [ex. fractures N15/25 le long de la faille (5)].
- \* Enfin, une croûte limonitique recouvre toute la surface de certains miroirs [faille (2) et (5)].

## c - La famille N110-115

La bordure nord de l'affleurement est délimitée par un accident d'ampleur kilométrique N110 à regard sud, dont le rejet excède 15 mètres.

Les stries à pitch 40° est révèlent un jeu sénestro-normal. Des fractures d'azimut N15, remplies de marnes gargasiennes, recoupent ce plan, lui-même recouvert d'une brèche à blocs calcaires taraudés et à marnes pyriteuses.

Ces différentes fractures, vraisemblablement déjà anté-gargasiennes, correspondent à l'exacerbation des structures plastiques bédouliennes. La diversité des objets tectono-sédimentaires permet de conclure à une structuration continue selon un unique régime de contraintes, puisque les mêmes directions de fracturation jouent de façon uniforme, depuis la fin des dépôts urgoniens jusqu'au début du Gargasien, les deux premiers mètres des marnes bleues cicatrisant les déformations.

Notons que le basculement initial du site vers le Nord-Est avorte avant le Gargasien, et qu'une seconde génération de stries (non datable) à fort pitch (75° environ) suggère un léger affaissement final de ces structures, d'abord cisailantes.

## D - RAVIN DES GAMATTES

Il s'agit d'une large gorge à fond plat, inclinée vers le Nord-Est, située à 500 mètres au Nord du ravin de Tirecoui et parallèle à celui-ci.

Cet affleurement est constitué d'une dalle calcaire urgonienne à pendage Nord-Est ou Est (moins de 15°), également taraudée et fortement limonitisée. De nombreuses fractures et des décollements à caractère plastique recoupent la surface structurale sur une épaisseur n'excédant pas 20 centimètres. Bien qu'aucune faille ancienne importante n'ait pu être observée sur le terrain, l'analyse photo-interprétative (cf. fig. 44) révèle cependant des anomalies significatives :

- persistance des mêmes familles de failles qu'à Tirecoui, N20, N65 et N110;
- existence de deux grands linéaments sub-méridiens, appartenant au faisceau de l'accident de Carniol-Oppedette;
- existence de deux failles N40-45, distantes de 600 mètres, qui dessinent une amande structurale, au Nord-Ouest du ravin. Son intersection avec le faisceau Nord-Sud découpe toute la tranche lithologique en petits blocs, à pente est ou sud-est. Cette direction NE-SW constitue un trait important de la paléogéographie gargasienne (fig. 40 B). En effet, épaisses de 25 mètres au sud du ravin, les marnes gargasiennes ne représentent plus que 10 mètres au niveau de l'accident nord-sud occidental, puis disparaissent cartographiquement plus à l'Ouest, sans jamais dépasser le compartiment oriental de la faille N45, aujourd'hui abaissé.

Ce site confirme l'importance de la morphologie anté-gargasienne. Il permet aussi de constater que les structures de Tirecoui, en "marches d'escalier" et en ciseaux N65-70 ouverts vers le Nord-Est sur des failles décrochantes, ne se poursuivent pas vers le Nord. Ces failles sont probablement limitées, vers le Nord et le Sud du ravin, aux deux accidents N80, reportés sur la carte géologique (fig. 44).

## E - FERME DU CALAVON

Ce quatrième site est localisé à 600 mètres au Nord d'Oppedette et à 200 mètres au Sud-Ouest de la ferme du Calavon, soit sur la bordure ouest haute de la plaine alluviale du ruisseau de Calavon (fig. 44).

L'affleurement considéré se situe précisément en contrebas est du chemin vicinal. Il s'agit d'un miroir de faille, long de 150 mètres, orienté N175, vertical, limonitisé et recouvert d'une puissante brèche polygénique, localement bien conservée.

Le compartiment oriental abaissé est recouvert par les marnes gargasiennes, alors que le compartiment occidental, à pente nord-est, est surmonté dans sa partie sud par l'Urgonien. Le jeu polyphasé de cet accident, faisceau du linéament de Carniol-Oppedette, se découvre après quelques observations.



## 1 - Structuration bédoulienne

### a - Critères tectono-sédimentaires

La tranche des deux compartiments de la faille permet de reconnaître de nombreux glissements bancs/bancs, antérieurs à la lithification du Bédoulien. Ils sont associés à des cannelures "molles", orientées N45, sur le compartiment haut actuel (ouest). Elles correspondent à une déréption anté-lithification, orientée vers l'escarpement, et suggèrent une disposition en gradins synthétiques à pente Nord-Est. La direction de ces phénomènes gravitaires coïncide avec la pente du basculement précoce de Tirecoui.

### b- Critères cartographiques :

- \* Epaissement du Gargasien vers le Nord et à l'aplomb du compartiment est;
- \* inflexion des courbes isopaques du Gargasien au passage de l'accident (fig. 40 B).

## 2 - Structuration post-gargasienne - anté-albienne

Sans autres arguments que ceux précédemment décrits, nous ne pouvons pas affirmer avec certitude que cette faille N175 soit apparue dès le Gargasien inférieur; il est, toutefois, certain qu'elle relève d'un mouvement décrochant, scellé par l'Albien supérieur.

### a - Critères tectono-sédimentaires

- \* Existence d'un paléo-escarpement, avec resédimentation de blocs urgoniens décimétriques dans les grès albiens (à l'Est de la ferme du Calavon).
- \* Mouvement dextre (pitch moyen 10° Sud) en ciseau de la faille, suscitant un rejet vertical supérieur vers le Sud (de 6 mètres maximum), amorti au Nord dans les grès (butte cotée 538). Ces stries ferruginisées sont recouvertes par une puissante brèche de faille.

- Cette brèche est constituée de blocs bédouliens centimétriques anguleux, limonitisés et affectés de dissolutions superficielles. Ces filonets et poches de karstification sont remplis de sables glauconieux, attribués à l'Albien supérieur.

- Enfin, cette brèche est scellée par les sables et grès, juste à l'Ouest de Luc (50 mètres au Nord).

### b - Critères cartographiques

L'analyse de la carte géologique et du pendage des séries avoisinant l'accident montre une virgation et un décalage des couches, selon un mouvement dextre, de part et d'autre de la faille. Ce décalage structural affecte surtout le Bédoulien et le Gargasien, pour s'amortir dans l'Albien supérieur, au Sud du ravin de Tirecoui.

## F - CARACTERISATION STRUCTURALE DU SECTEUR D'OPPEDETTE

### 1 - FICHE SIGNALÉTIQUE DE LA STATION 6 - Les Granges: canevas L (fig. 46)

#### a - Localisation :

- a-1) - géographique : à 500 mètres au Sud d'Oppedette, en bordure est de la D 201;
- a-2) - stratigraphique : faciès urgonien (*sensu lato*) du Bédoulien inférieur : sous faciès des calcarénites à stratifications obliques;
- a-3) - structurale : terminaison sud de l'accident de Carniol-Oppedette;

#### b - Analyse tectonique

- b-1) - Cohérence: très bonne (M. F. = -8,9/9).
- b-2) - Régime tectonique: R. = .32. Compression (T1 sub-horizontale, 10°) à N55, de type déformation plane (T3 horizontale, 3°) à N145.
- b-3) - Objets mesurés : stries et cannelures ferruginisées, recouvertes par une brèche de faille et scellées par du sédiment gréseux albien.

#### c - Discussion :

L'observation de l'escarpement des Granges permet de conclure à un jeu précoce anté-lithification du Bédoulien inférieur, sans que le mouvement ne nous soit clairement connu. De plus, cet accident enregistre un puissant coulissage dextre quasi-horizontale avant l'Albien supérieur. La forte pente ouest de l'escarpement suggère, corrélativement avec l'autre faille parallèle, distante de 50 mètres à l'Est, et le faible pendage vers l'Est, une organisation des compartiments selon un dispositif antithétique.

=====

### 2 - FICHE SIGNALÉTIQUE DE LA STATION 7 - Tirecoui: canevas M (fig. 46)

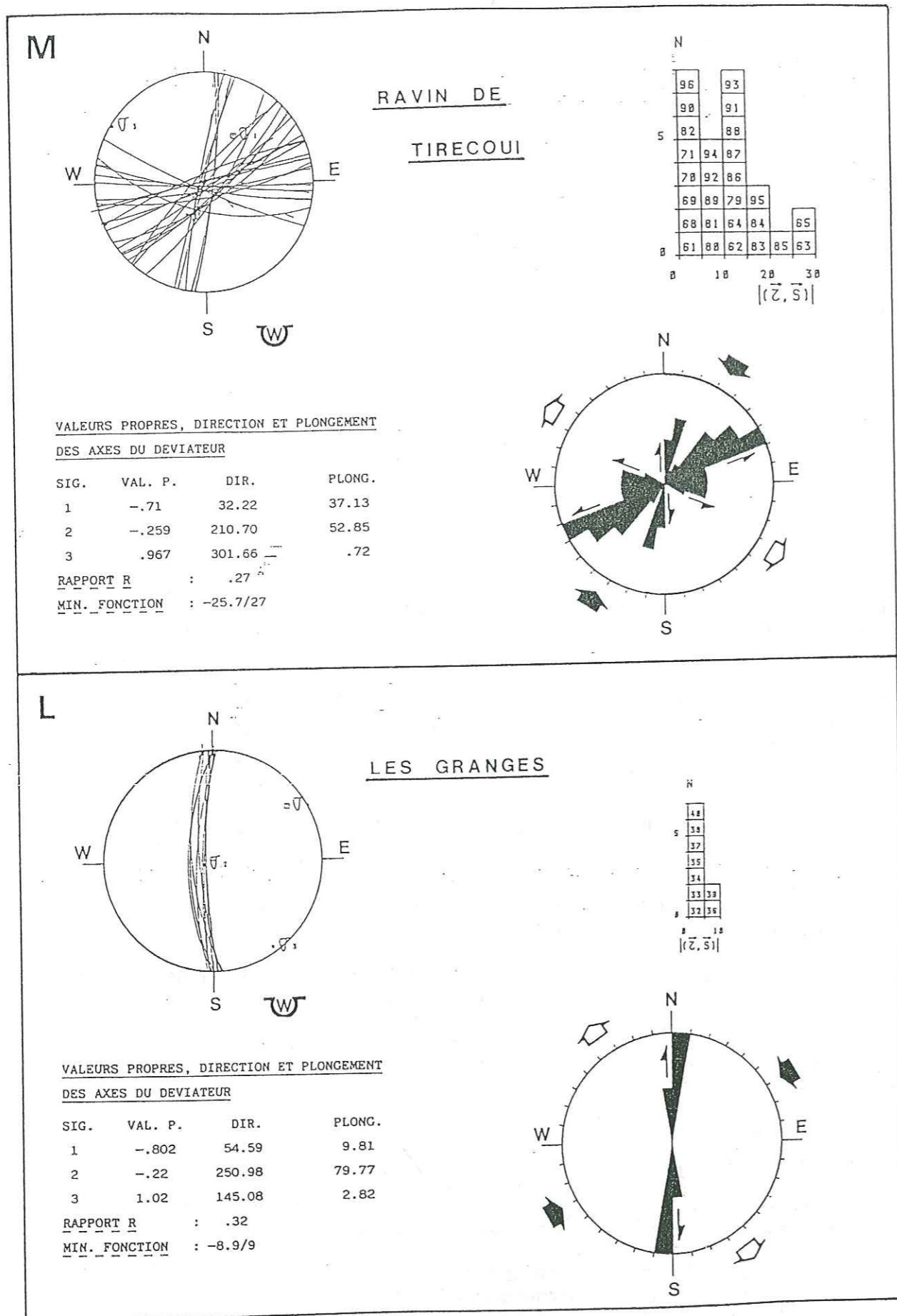
#### a - Localisation :

- a-1) - géographique : 1300 mètres au Nord d'Oppedette et 3,5 kilomètres au Sud de Carniol, à 500 mètres en bordure ouest du ruisseau de Calavon.
- a-2) - stratigraphique : faciès urgonien (*sensu lato*) du Bédoulien inférieur : sous faciès des calcarénites à stratifications obliques.
- a-3) - structurale : bordure ouest de la faille de Carniol-Oppedette. Couloir cisailant N80 sénestre.

#### b - Analyse tectonique :

- b-1) - Cohérence : bonne (M. F. = -25,7/27).
- b-2) - Régime tectonique : R. = .27. Compression (T1 à tendance horizontale, 37°) à N32, de type tendance déformation plane (T3 horizontale, 1°) à N122.
- b-3) - Objets mesurés : stries et cannelures,
  - "molles", taraudées et ferruginisées;
  - "molles", non taraudées, non ferruginisées, mais scellées par le Gargasien;
  - ferruginisées et scellées par le Gargasien;
  - sur le miroir (cannelures) ou dans les brèches.





### 3 - Conclusions pour le site de Tirecoui

Le site du ravin de Tirecoui est le plus significatif d'une structuration aptienne du domaine sud-occidental du champ de fractures de Banon. C'est également le plus singulier quant à la diversité et à la direction des failles dominantes, dont l'agencement et l'organisation n'existent nulle part ailleurs dans le secteur d'Oppedette.

Enfin, l'originalité structurale du site vient de la diversité des objets striés. Compilées pour un même calcul des tenseurs, toutes les mesures, telles que stries "molles" ou cannelures, taraudées et ferruginisées, sont cachetées par le Gargasien sus-jacent, transgressif en *onlap* sur le Bédoulien.

#### a - Chronologie des déformations

Cet épisode structural a débuté avant la complète lithification des calcaires bédouliens bioclastiques. Puis, il s'est poursuivi jusqu'au début des "marnes bleues" gargasiennes, avec le jeu des principales failles (N65, N20, N110), scellées par les deux premiers mètres du faciès marneux réducteur. Malgré quelques rejeux tardifs, le site conserve bien le dispositif de cette dalle sub-horizontale, fragmentée en gradins sur la direction N65 et à pente sud-est.

Sachant que ces différentes failles, dont le mouvement nous est connu, correspondent à un même régime structural de déformations planes, étagées dans le temps, nous pouvons les comparer à des modèles théoriques de déformation (fig. 47 B).

#### b - Interprétation dynamique (fig. 47)

Le schéma structural synthétique du site (A) est comparé à un couloir cisailant N80 sénestre de type "Riedel", (B), conservé dans son aspect cartographique (D).

Les failles secondaires sénestres, sensiblement de même direction que les failles principales N65, sont associées aux plans de décollement plastique (C) de l'effondrement bédoulien ("E").

L'ensemble des fractures relevées sur le terrain correspond à des décrochements, dont le pitch excède rarement 20° (après le faible débasculement de la série). Ces fractures sont interprétées comme une association de failles conjuguées, propres à une bande de cisaillement sénestre, d'axe grossièrement N80.

Les déformations qui en résultent sont conformes à toutes les échelles, c'est-à-dire que deux fractures parallèles, de dimensions métriques ou décimétriques, se comportent toujours de la même manière que la bande de cisaillement les contenant.

A ceci près qu'il y a réajustement de la direction des fractures et des contraintes principales, à chaque échelle d'observation (d'environ 15°, fig. 47 B).

C'est le cas des failles secondaires N55 affectant un compartiment délimité par deux failles N70 sénestres. La cohérence d'un tel système répétitif dépend donc de l'échelle et du niveau de la fracturation à l'intérieur de la bande de décrochement considérée.

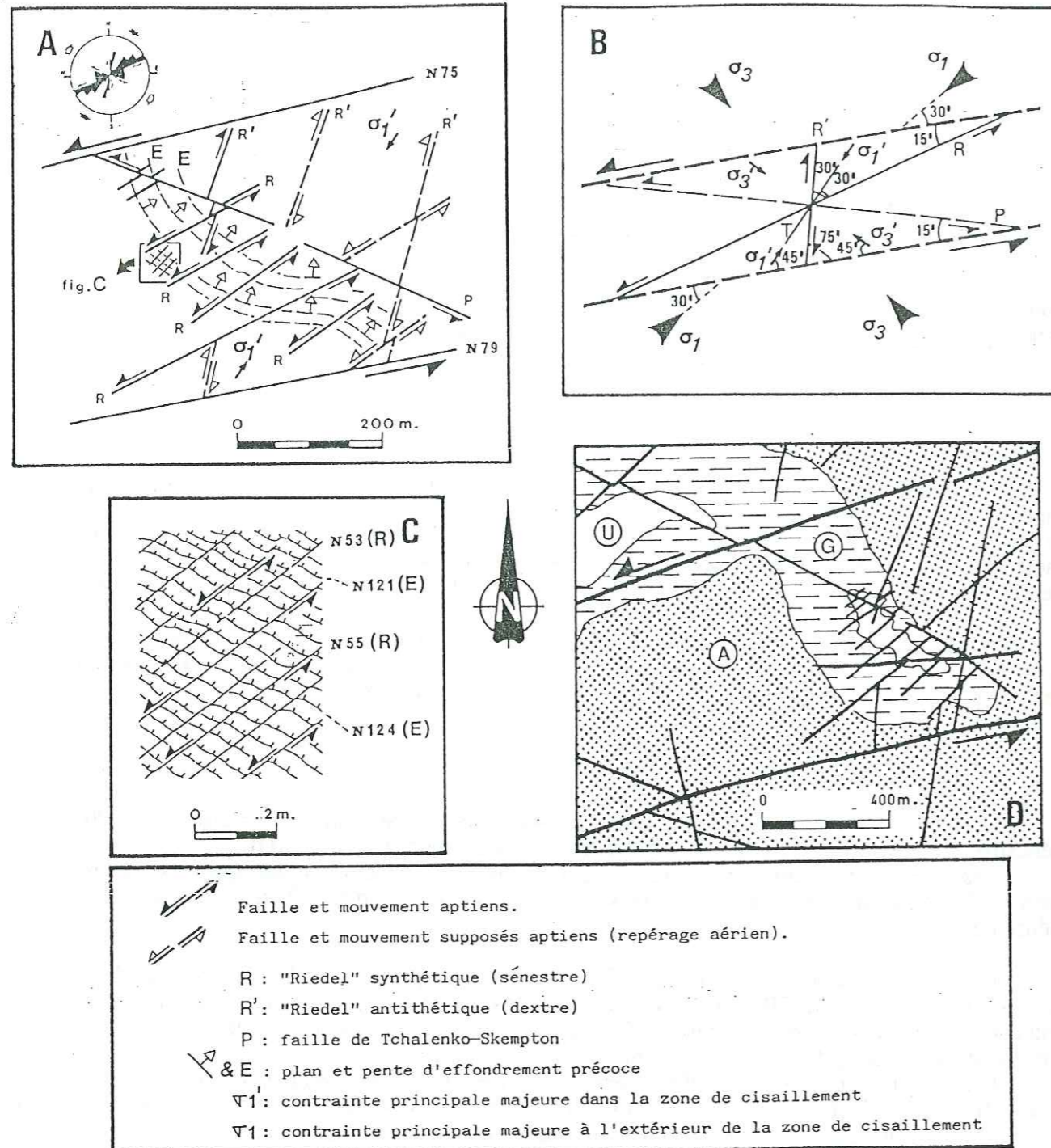
- Au premier degré du cisaillement, les trois directions de failles principales d'ampleur déca à hectométrique, N65, N20 et N110, correspondent respectivement aux fractures "R" (Riedel synthétique sénestre), "R'" (Riedel antithétique dextre) et "P" (faille de Tchalenko-Skempton, sénestre).

L'orientation des contraintes maximales et minimales, à l'intérieur de la zone de cisaillement N80 de Tirecoui ( $\sigma_1'$  et  $\sigma_3'$ ) doit, par définition, être oblique de 15° anti-horaire par rapport à celles des contraintes hors de la zone ( $\sigma_1$  et  $\sigma_3$ ). Autrement dit, et dans l'absolu,  $\sigma_1'$  est de direction N35, et  $\sigma_3'$  N125, environ. Le calcul des tenseurs, malgré un médiocre débasculement structural (plongement de  $\sigma_1$  de 37° NE), obtient des directions de N32, et N122 (cf. fig. 47 A).

Figure 46 : Analyse microstructurale des principaux sites cachetés du secteur d'Oppedette

- station ⑥ : Les Granges (canevas L)
- station ⑦ : Ravin de Tirecoui (canevas M)





A : Représentation synthétique des différentes failles du secteur de Tirecoui, dans un couloir potentiel cisailant N75-80 sénestre (seules les failles N75 et N79 ne respectent pas les distances géographiques).

B : Relations entre les différentes fractures en échelons d'une zone de cisaillement sénestre. Réorientation des directions de contrainte, à l'intérieur de la zone. En toute rigueur, les valeurs angulaires sont fonction de  $\phi = 30^\circ$  (d'après Vialon *et al.*, 1976).

C : Détail schématique de la surface structurale, montrant le recoupement des fractures molles N95 à N140 d'effondrement (E) ver le Nord ou NE, par les failles secondaires N50/55 sénestres (R).

D : Carte géologique du secteur de Tirecoui  
 → (A) : Albien supérieur indifférencié  
 → (G) : Gargasien  
 → (U) : Urgonien (*s. l.*)

Figure 47 : Disposition géométrique des failles de Tirecoui, dans une bande de cisaillement sénestre. Exemples à divers échelles et comparaison avec les modèles théoriques (système Riedel).

Les valeurs des contraintes maximales et minimales, à l'extérieur de la zone de cisaillement positionnée par repérage aérien, devrait donc être, respectivement, d'environ N50 et N140.

- Au second degré de fracturation, un couple de faille N65 du niveau précédent se comporte comme une bande de cisaillement sénestre. De la même façon, il y a réorientation des contraintes tectoniques et des fractures induites. Ces dernières correspondent aux fractures précoces de direction N50-55.

## G - INTERPRETATIONS TECTONIQUES DU SECTEUR DE CARNIOL-OPPEDETTE

L'âge apto-albien de l'initiation structurale, au Sud du champ de fractures de Banon, nous est fourni par différents critères :

- déformations plastiques du Bédoulien;
- déformations amorties ou scellées par le niveau sus-jacent;
- existence de paléo-topographies post-bédouliennes;
- lacunes sédimentaires.

Les structures affectant le Bédoulien bioclastique sont cachetées, soit par les "marnes bleues" du Gargasien, soit par les grès de l'Albien supérieur. Cela coïncide avec les deux discontinuités sédimentaires, visibles à la base de ces séquences lithologiques (#4 et #8).

Le traitement numérique des données révèle deux champs de contraintes successifs, propres à un régime de déformation plane.

- A Tirecoui, les failles cicatrisées par le Gargasien indiquent une contrainte maximale  $\sigma_1$  à N32, basculée vers le NE de  $37^\circ$  postérieurement au Gargasien, et une contrainte minimale  $\sigma_3$  à N122.

- Aux Granges, l'accident de Carniol-Oppedette, à jeu coulissant dextre scellé par l'Albien supérieur, révèle un  $\sigma_1$  à N55 -  $10^\circ$  Est et un  $\sigma_3$  à N145.

- Le site du Calavon présente les mêmes caractères structuraux qu'aux Granges.

Les deux hypothèses suivantes, concernant une chronologie des déformations durant l'intervalle Apto-Albien, peuvent alors être envisagées :

### 1 - Rotation des contraintes tectoniques

a - **Initiation structurale au Bédoulien inférieur**, selon un régime de déformation plane, avec  $\sigma_1$  à N32 et  $\sigma_3$  à N122. Cet épisode tectonique permet le jeu coulissant dextre supposé de l'accident méridien de Carniol-Oppedette (*cf.* fig. 52) et de son satellite occidental (faille de Calavon-Gamattes), dont la mise en place est antérieure aux marnes gargasiennes (site des Granges, du Calavon et des Gamattes). Ce mouvement dextre est compatible avec les contraintes tectoniques définies à Tirecoui. La bande de cisaillement sénestre N80, caractérisant ce site, en bordure occidentale de l'accident du Calavon-Gamattes (site de Tirecoui), se met en place de façon synchrone de l'accident principal.

b - **Rotation horaire des contraintes de  $23^\circ$** ,  $\sigma_1$  devenant N55 et  $\sigma_3$  N145 à l'Albien inférieur/moyen, avec principalement le mouvement dextre des linéaments N-S (site des Granges, du Calavon et du Roucas). Cette rotation avoisine  $30^\circ$ , si l'on débascule correctement les tenseurs déterminés au site de Tirecoui; ceux-là devenant alors N27 pour  $\sigma_1$  et N117 pour  $\sigma_3$ . En effet, les tenseurs calculés ne peuvent être horizontalisés qu'avec une valeur moyenne pour l'ensemble des mesures.



Ce qui signifie, très vraisemblablement, que ce soit l'ensemble du secteur qui ait été basculé après la fracturation. De plus, il est fort probable que le jeu cisailant dextre albien des grands accidents Nord-Sud induise un déplacement, par rotation lors du coulissage décrochant, des unités structurales frangeantes, telles que le site de Tirecoui.

2 - Constance du régime de déformation plane, du Bédoulien inférieur à l'Albien supérieur, sans rotation horaire des contraintes. Le principal argument nous renvoie à l'analyse dynamique des structures de Tirecoui. Nous avons vu que les contraintes définies à l'intérieur de la zone bédoulienne de cisaillement N80 sénestre étaient obliques de 15° anti-horaire par rapport à celles existant à l'extérieur, lesquelles devaient donc être d'environ N50-55 pour  $\sigma_1$  et N140-145 pour  $\sigma_3$ . Ces directions sont donc très proches de celles définies pendant l'Albien inférieur/moyen aux Granges.

La compilation de la totalité des mesures des différents sites du secteur d'Oppedette aboutit d'ailleurs à un résultat très cohérent (fig. 48), avec des contraintes différentes, mais voisines de celles définies à Tirecoui. Ce qui, *a priori*, ne joue pas en faveur de cette seconde hypothèse, d'autant plus qu'elle repose sur la seule valeur théorique de contraintes extérieures au couloir cisailant N80. Toutefois, si cette bande décrochante est elle-même comprise dans un cisaillement d'ampleur régionale, ce qui est probable, les contraintes régionales auront des directions identiques à celles de la bande de décrochement de Tirecoui, soit environ  $\sigma_1$  à N35-40 et  $\sigma_3$  à N125-130. Nous reviendrons sur ce sujet dans un autre chapitre.

### CONCLUSIONS POUR LE SECTEUR DE CARNIOL-OPPEDETTE

La reconstitution des paléo-champs de contraintes et des paléomorphologies apto-albiennes du secteur de Carniol-Oppedette reste délicate, et ce, malgré la diversité des objets d'intérêt tectono-sédimentaire observés.

En effet, les accidents majeurs N150 et N-S ont compartimenté et fortement déformé les structures aptiennes initiales par d'importants jeux coulissants dextres créacés et tertiaires. A ce titre, l'activité décrochante de l'accident de Carniol-Oppedette, dont nous avons pu observer le miroir aux Granges, suppose nécessairement des modifications des directions de contraintes à l'approche des lèvres de l'accident. Le champ des contraintes peut dessiner des courbes sigmoïdes en inflexion de part et d'autre du linéament décrochant (Casagrande Fioretti, 1985). De plus, le jeu coulissant de l'accident entraîne généralement des réajustements et basculements des compartiments qu'il délimite. C'est pourquoi il paraît intéressant d'élargir le débat structural à une prospection de stries sur le compartiment oriental de la faille de Carniol-Oppedette, notamment à l'Est des Gamattes, où l'Urgonien, largement affleurant, est coiffé par des dépôts albiens. Cela permettrait de vérifier l'hypothèse d'une virgation du champ des contraintes aux abords de l'accident principal N-S, et de mieux apprécier la nature des paléomorphologies aptiennes du secteur.

Néanmoins, les résultats paléotectoniques obtenus dans ce secteur seront utilisés, par la suite, pour reconnaître les paléo-champs de contraintes aptiens du champ de fractures de Banon, dont nous proposerons une reconstitution palinspastique, propre à l'intervalle apto-albien (cf. ci-après "Conclusions pour le champ de fractures de Banon").

Nous en déduisons que les prémices d'une structuration créacée de la région de Carniol-Oppedette apparaissent brutalement à la base de l'Aptien, dans un contexte de tectonique de décrochements. La séquence marneuse du Gargasien correspond à un répit du mouvement décrochant des grands accidents vaclusiens, de direction sub-méridienne dans ce secteur. Ces derniers sont réactivés, durant l'intervalle Aptien supérieur - Albien moyen inclus, par de larges mouvements coulissants dextres. C'est avec ces dernières déformations que se mettent en place les principaux effondrements N35 en relais de la plate-forme, comblés par les turbidites de l'Albien supérieur.

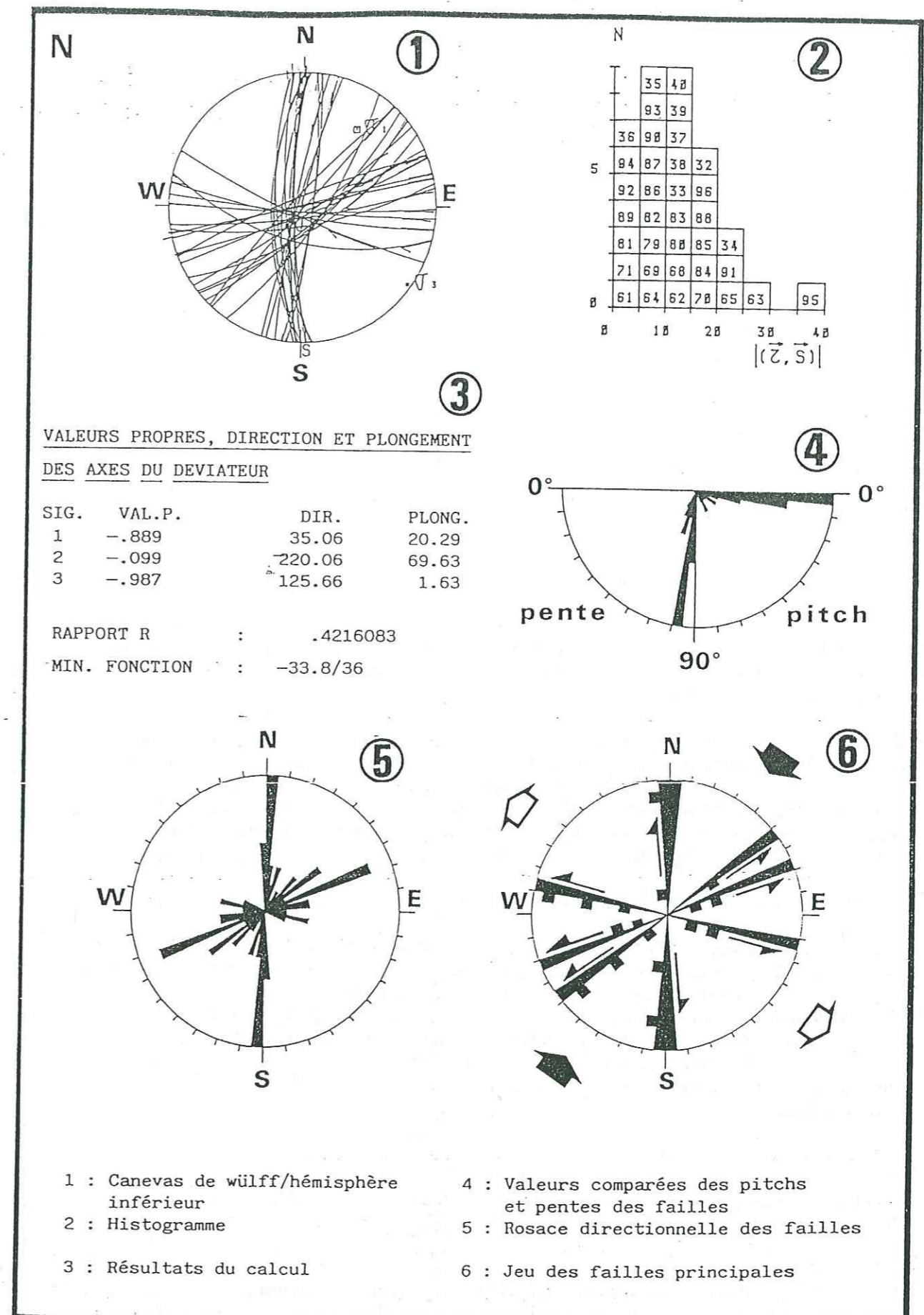


Figure 48 : Analyse microstructurale des failles anté-albiennes de la région d'Oppedette :  
: Compilation des stations (6), (7) et des sites du Roucas et du Calavon (ferme).



#### IV - ANALYSE TECTONO-SEDIMENTAIRE DU SECTEUR ORIENTAL D'ONGLES

##### A - PRESENTATION GENERALE DU SECTEUR

Le secteur d'Ongles se localise à peu près à mi-distance entre Oppedette et Peipin, respectivement à 15 et 20 kilomètres de ces deux villages (cartes topographiques au 1/25.000, 3241 Est et 3341 Ouest). Géologiquement, il se place sur la bordure orientale du champ de fractures de Banon (fig. 38 et 43 B), très vite ennoyée vers le Sud sous les formations albo-cénomaniennes, puis sous les formations tertiaires frangeantes du Bassin de Manosque-Forcalquier.

Le caractère structural de ce domaine est défini par l'un des grands accidents NW-SE, l'accident de Thiers, qui recoupe toute la Montagne de Lure (fig. 38), et contre lequel vient buter un faisceau de failles N30 parallèles. Celles-ci déterminent à l'Aptien une succession de zones hautes relatives (Joseph *et al.*, 1987), sous forme de horsts et grabens inclinés vers le Sud-Est ou l'Est-Sud-Est (Lerat, 1991), qui canaliseront les grès albiens (fig. 42).

L'intervalle stratigraphique y est sensiblement différent de celui du secteur d'Oppedette.

En effet, *le Bédoulien* se présente sous le faciès des calcarénites fines de milieu hémipélagique (cf. Première Partie, III, B, b). La présence locale de pellets et de galets mous micritiques permet à Lerat (1991) d'envisager un environnement marin protégé très localisé. Ce dépôt, de bionomie infra à circalittorale aux alentours de Lardiers, au Nord, passe à un faciès de plus forte bathymétrie et soumis à l'influence de la mer ouverte, dans le secteur plus méridional d'Ongles.

Quant au *Gargasien*, il n'est pas cartographiquement représenté. La présence, aux Parusses (à 1,5 kilomètre au Nord d'Ongles), d'un faciès de marnes sombres silteuses à nodules pyriteux permet à Lerat (1991) de supposer que le Gargasien est très ponctuellement représenté dans ce domaine oriental du champ de Banon. Par ailleurs, la rare microfaune et son très mauvais état de conservation ne permettent pas, à ce niveau, de servir la stratigraphie. C'est pourquoi nous supposons l'absence de la série gargasienne.

Enfin, *l'Albien*, transgressif et ravinant, est représenté par deux faciès distincts.

- Il s'agit, à la base, d'un sable glauconieux à débris phosphatés et galets argileux centimétriques. Puissant d'une quinzaine de mètres, ce niveau est uniquement représenté au Nord d'Ongles. La présence de nannofossiles calcaires, tels que *Prediscophaera cretacea* et *Eiffelithus turriseiffelii* (déterm. Müller, *in* Lerat, 1991), incite Lerat (1991) à attribuer ce faciès à l'Albien moyen (séquences A<sub>2-3</sub>, cf. fig. 7). Toutefois, la comparaison de ce niveau avec les séries de Banon nous permet, par analogie, de le rapporter à la séquence de base de l'Albien supérieur, le faciès "bleu" (cf. fig. 41).

- Le second faciès correspond à de puissantes barres gréseuses érosives, dans lesquelles s'intercalent des bancs marno-gréseux bioturbés. Il s'agit du faciès "Valsaintes" (Friès, 1987), constituant, ici, le deuxième grand chenal turbiditique des fossés de Banon (Friès, 1987; Joseph *et al.*, 1987).

Cette étude, limitée à deux secteurs, permet cependant de compléter l'éventail des exemples de tectonique médio-crétacées, à savoir, sur la bordure orientale du horst d'Ongles (fig. 49, site 1), et sur la terminaison septentrionale de l'accident NW-SE (site 2). Les lithologies observées correspondent, d'une part aux calcaires massifs du Bédoulien, d'autre part aux grès de l'Albien supérieur (*sensu lato*), érosifs et canalisés par les paléotopographies aptiennes.

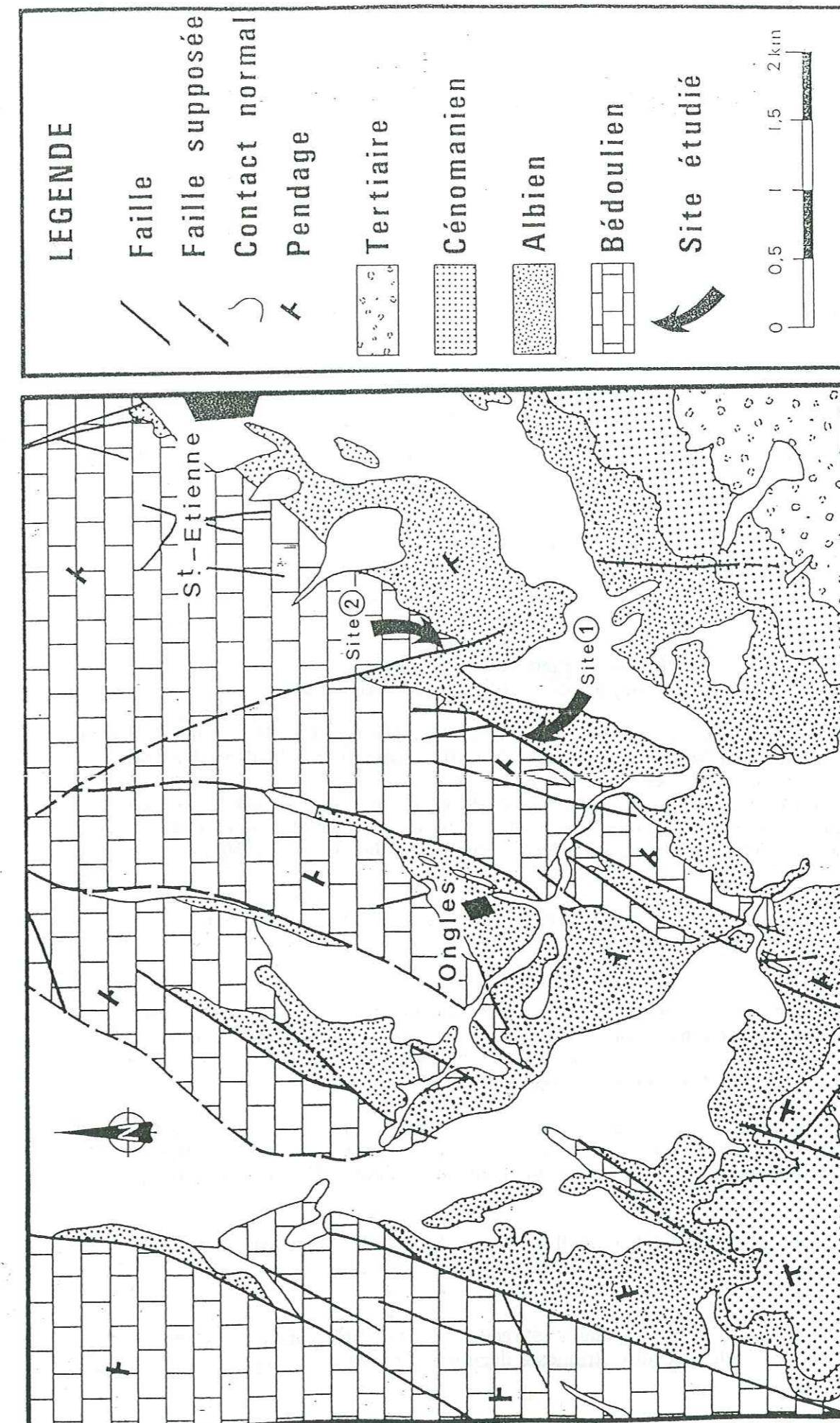


Figure 49 : Carte géologique du secteur d'Ongles (d'après Gigot *et al.*, 1982, modifiée).  
Localisation des sites étudiés.



## B - SITE DE LA CHAPELLIÈRE

Il s'agit d'un miroir de faille de 600 mètres de long, visible en bordure ouest de la route départementale 951, à 300 mètres au Nord du lieu-dit La Chapellière (fig. 49, site 1).

Ce paléoescapeur d'âge aptien, scellé par l'Albien supérieur (Kandel, 1989; Lerat, 1991), est associé à de nombreux phénomènes tectono-sédimentaires, notamment des déformations plastiques de sédiment bédoulien, en amont de la faille, d'orientation générale N30.

Celle-ci constitue la bordure sud-orientale du horst d'Ongles, affleurant sur quatre kilomètres de long et un kilomètre de large. Mis en place avant l'Albien supérieur, ce haut-fond correspond à la limite sud du plateau calcaire de St Christol.

De nombreuses stries relevant de différentes générations ont été observées le long de ce miroir, d'allure ondulante, recoupé par deux failles secondaires sub-méridiennes, incapables de livrer une information quant à leur mise en place.

La description de cet affleurement comporte deux parties et renvoie le lecteur à la figure 50, qui présente l'escarpement au début de la sédimentation albienne:

- la première partie est un inventaire chronologique des phénomènes directement associés à la structuration de ce haut-fond;
- la seconde partie établit la liste des figures qui en caractérisent le scellement.

### 1 - Les mécanismes tectono-sédimentaires anté-albiens (et en position structurale, par débasculement de l'Albien supérieur)

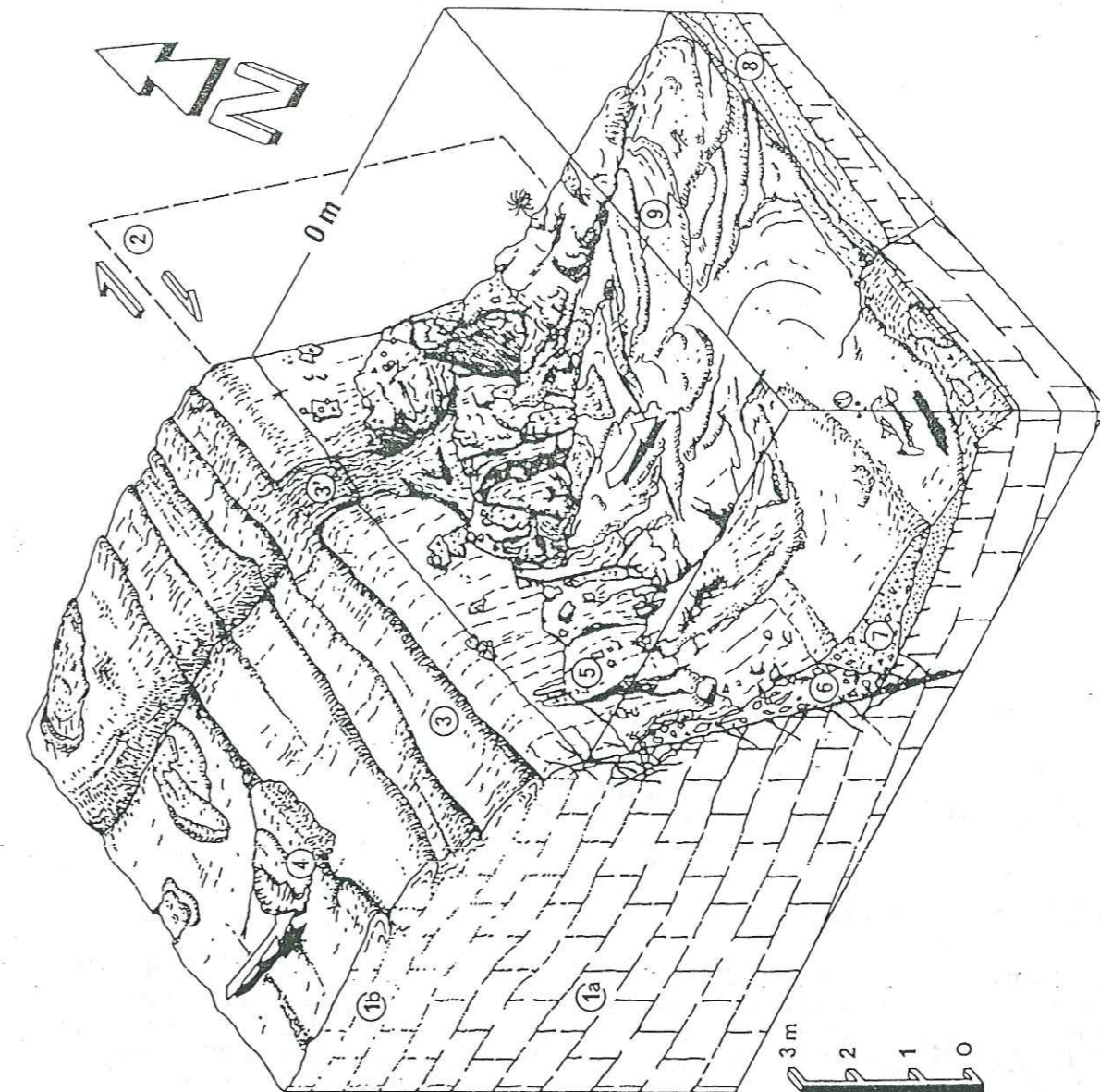
L'escarpement affecte une calcarénite d'âge bédoulien (1) (cf. fig. 50) et détermine un compartiment ouest surélevé (le seul visible à l'affleurement). Ce haut-fond calcaire est diversement déformé avant l'Albien supérieur transgressif:

- (1b) représente un sédiment déformé de façon plastique, c'est-à-dire avant sa lithification. Ce genre de déformation, antérieur aux dépôts gréseux albiens, se localise dans les deux derniers mètres du sommet du horst et par pointements le long de l'escarpement penté vers l'Est;
- (1a) indique un calcaire assez bien lité, fracturé, et donc déjà lithifié lors de l'effondrement par faille.

Ces déformations sont directement associées à cette structure cassante (2), ainsi qu'à un léger basculement du bloc, plus haut vers l'Est (lors de sa position initiale). Elles prennent l'aspect de glissements gravitaires, qui mobilisent vers l'Est (N80) un sédiment alors à l'état de vase et de rhéologie plastique. On distingue ainsi :

- des "rouleaux de tronçonnage de bancs" (3), sous forme de "coussins" ou d'étirements, au sommet de la série. Leur glissement le long de l'escarpement de faille évolue localement par un écoulement en "goutte" (3'), pouvant être plus ou moins bréchié.
- des "auges d'arrachements en cuillère", avec brèche de glissement associée (4), lors de la rupture de l'état plastique du sédiment. De telles figures gravitaires s'observent, principalement, dans la partie amont de l'escarpement.

Enfin, le miroir, d'aspect ondulant, est recouvert d'une brèche (5), constituée de blocs et galets "mous" bédouliens centimétriques à décimétriques, pris dans une matrice boueuse de même nature lithologique.



#### LEGENDE

- (1a) : Calcaire bédoulien, lithifié et fracturé avant l'Albien.
- (1b) : Calcaire bédoulien, à l'état de vase plastique au moment de la déformation aptienne.
- (2) : Décrochement N30 dextre anté-albien.
- (3) : Glissement plastique aval pendage...
- (3') : recouvrant localement la faille.
- (4) : Auge d'arrachement en cuillère et glissement associé.
- (5) : Brèche de démantèlement plastique.
- (6) : Brèche de faille.
- (7) : Cône d'éboulis sous-marin d'âge albien.
- (8) : Grès albiens bioturbés, perforation du Bédoulien.
- (9) : Chenaux albiens (azimut N130).

Figure 50 : Aspect de l'escarpement de La Chapellière, au début de la sédimentation albienne  
→ Décrochement dextre d'âge aptien et déformations plastiques associées, scellés par l'Albien.



Non calcitisée, mais contenant de nombreux cubes de pyrite oxydée, cette brèche de démantèlement d'escarpement s'est mise en place alors qu'elle n'était pas lithifiée. Son aspect en amandes juxtaposées, et à apex dirigés de 65° vers le Sud-Ouest, suggère un jeu normal dextre, contemporain de cette resédimentation.

Le repositionnement structural de l'escarpement indique que sa direction était alors sub-méridienne, avec une forte pente est.

La lithification différentielle, contemporaine de l'effondrement du compartiment oriental, et les phénomènes gravitaires, engendrés conjointement par ces deux mécanismes, permettent de conclure à une structuration, d'âge probablement début gargasien, antérieure à la totale lapidification des calcarénites. En effet, nous avons vu à Tirecoui que la totale lithification du Bédoulien n'intervient qu'au début de la séquence des "Marnes bleues" du Gargasien.

Différents types de stries sont portés sur toutes les surfaces de glissements, correspondant aux démantèlements gravitaires et au miroir de la faille. Dépourvues de calcite et colmatées par de la limonite, les tectoglyphes de l'escarpement sont représentés par :

- des cannelures plus ou moins "rentrantes" dans la brèche, c'est-à-dire pénétrantes;
- des stries beaucoup plus lisses et fines.

Tous ces objets s'organisent en deux générations [fig. 51, (4)] :

- la première a un pitch moyen de 15° Sud,
- la seconde, de 35° Sud.

Une seconde brèche de faille (6), plus fissurée et à lithoclastes anguleux, localement incrustée d'un sable glauconieux non datable, recouvre localement les stries. Celles-ci relèvent d'une réactivation de l'escarpement en mouvement décrochant dextre, alors que la faille avait une direction de N15-20 - 80° Est [fig. 51, (5) et (6)].

## 2 - Les mécanismes albiens

Les premiers dépôts sédimentaires post-bédouliens, hormis la seconde brèche non datable, sont des grès glauconieux, également non datables, mais supposés d'âge albien, par analogie de faciès avec l'Albien supérieur. Ils correspondent à un sédiment grossier, qui remplit les anfractuosités de l'escarpement, est incrusté dans le miroir strié puis perforé, ou encore est infiltré dans les brèches.

Ce sédiment albien cicatrise toutes les structures antérieures et pénètre notamment les brèches, sur quelques centimètres de profondeur, en utilisant le contour des blocs, après dissolution des liants calcaires.

Puis, apparaissent de petits cônes d'éboulis sous-marins d'ampleur métrique. Ils sont composés de blocs bédouliens taraudés, provenant des brèches et du sommet de l'escarpement, emballés dans un grès grossier fortement limoniteux. Ces dépôts en éventail s'interdigent dans les grès fins du faciès "Valsaintes" de l'Albien supérieur (8).

Ce dernier niveau, discordant et transgressif sur la marge bédoulienne, est constitué de grès chenalisés de type turbiditique (9), fortement bioturbés, au contact desquels le calcaire est systématiquement taraudé (8). Ce faciès disparaît vers le Nord, au profit de marnes sombres, sableuses et glauconieuses.

Notons, enfin, qu'une troisième génération de stries sur calcite recoupe toutes ces structures, et même l'Albien supérieur.

### 3- FICHE SIGNALÉTIQUE DE LA STATION 8 La Chapellière: canevas O (Fig 51)

#### a - Localisation :

a-1) - géographique : 1,5 kilomètre à l'Est d'Ongles et 300 mètres au Nord du lieu-dit La Chapellière, en bordure ouest de la route départementale 951.

a-2) - stratigraphique : Bédoulien (faciès des calcarénites fines).

a-3) - structurale : bordure orientale du horst d'Ongles.

#### b - Analyse tectonique :

[Mesures débasculées selon le pendage moyen N65 - 15° Sud]

b-1) - Cohérence : bonne (M. F. = -12./13).

b-2) - Régime tectonique : R. = .62. Compression ( $\sigma_1$  à tendance horizontale, 11°) à N48 de type déformation plane ( $\sigma_3$  à tendance horizontale, 28°) à N144.

#### b-3) - Objets mesurés :

- stries et cannelures ferruginisées et taraudées, portées sur plan de faille à section courbe, et sur brèche de démantèlement d'escarpement.
- Objets scellés par la seconde brèche, non datable, puis par un sédiment gréseux supposé albien, et enfin par les grès du faciès "Valsaintes".
- Deux générations de stries: → géné 1 : stries pitch 10-20° Sud, dextre;
- géné 2 : stries pitch 30-35° Sud, dextre.

#### c - Discussion

L'analyse des séquences tectono-sédimentaires successives permet de conclure au polyphasage structural de l'escarpement de La Chapellière. Il a été initié avant la totale lithification du Bédoulien, en **mouvement normal dominant** et à légère composante décrochant dextre, tandis que le compartiment ouest, surélevé, basculait vers l'Est. Ce dernier mouvement provoquait plusieurs glissements gravitaires et démantèlements de pente, en piémont de l'accident, ou au sommet des bordures. La direction de cette faille est alors sub-méridienne et sa pente d'environ 80° Est.

Puis, intervient un second mouvement, devenant franchement dextre, post-lithification et anté-Albien supérieur. La faille prend alors une direction de N20 - 80° Est, et le rejet apparent cumulé atteint environ 5 mètres. Il s'agit d'un régime de **déformation plane**, avec une compression à Nord 48 et une distension à Nord 144. Son âge est difficile à préciser, en raison de la lacune cartographique des marnes gargasiennes. Cependant, les axes de contraintes horizontales maximale ( $\sigma_1$ ) et minimale ( $\sigma_3$ ), obtenues par le calcul, sont très comparables à ceux déterminés aux Granges, au Sud d'Oppedette, respectivement à N55 et N145. Dans les deux cas, les stries sont postérieures à des déformations plastiques le long d'un escarpement sub-méridien d'ampleur kilométrique : ce qui incite à penser que ces deux régimes compressifs sont contemporains, c'est-à-dire post-gargasien et anté-albien supérieur.

Enfin, un dernier épisode structural, post-albien, vraisemblablement de type **compressif Est-Ouest**, bascule pour la troisième fois ce rôle tectonique, qui devient N30 à regard ouest. D'où l'explication du plongement de la contrainte minimale  $\sigma_3$  de 28° vers le Nord-Ouest, malgré le débasculement des séries, effectué avant le calcul des tenseurs. Le non débasculément de l'affleurement ne permet pas de restituer avec précision la position initiale des tenseurs de contraintes; il autorise donc plusieurs interprétations des résultats du calcul. Ainsi, **Lerat (1991)** attribue-t-il le jeu initial de la faille de La Chapellière à un mouvement normal dominant. L'auteur reconnaît également le mouvement décrochant dextre anté-Albien supérieur et suggère aussi l'existence du troisième événement tectonique, contemporain de l'Albien supérieur, affecté alors de figures de liquéfaction ("séismites").



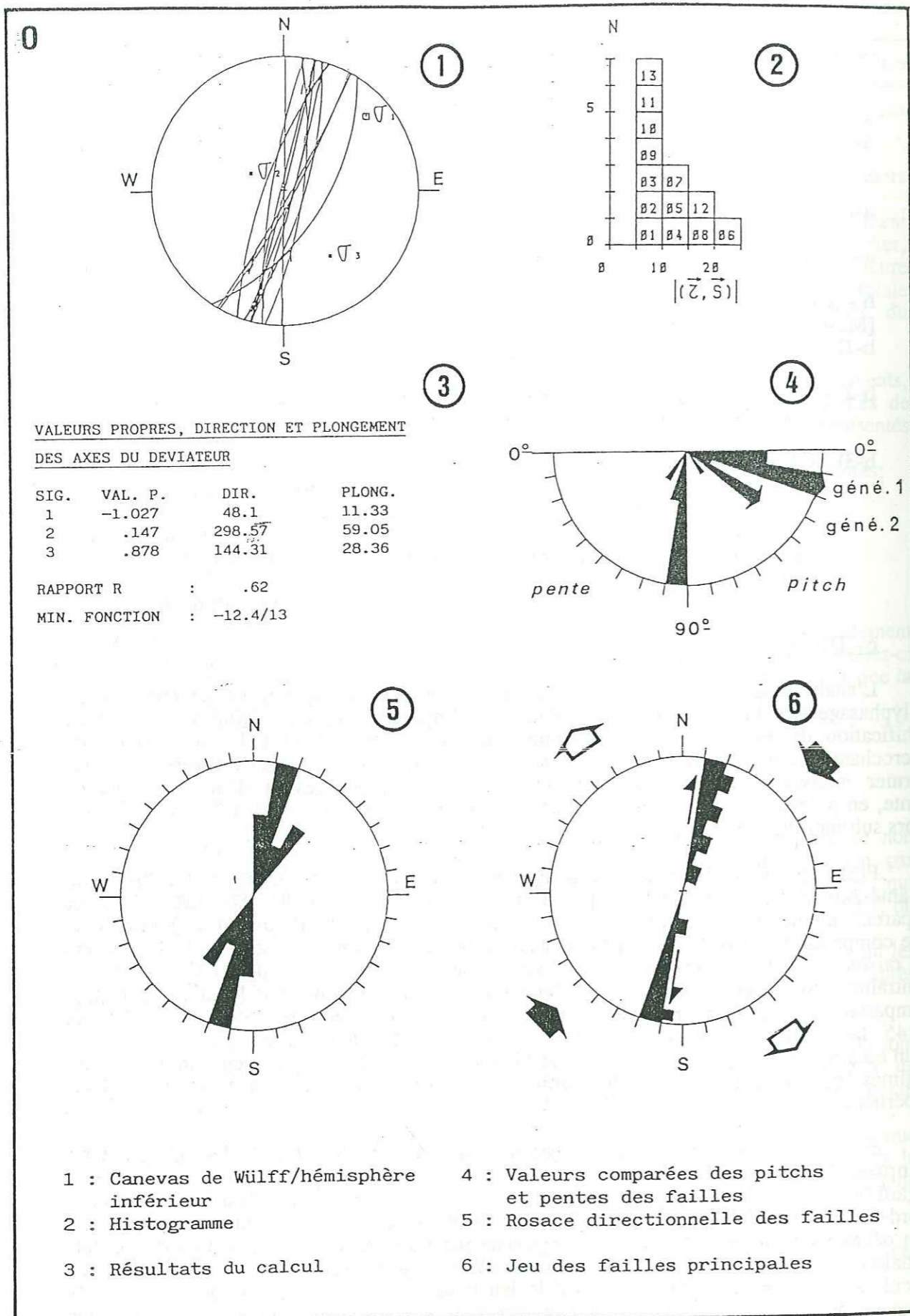


Figure 51 : Analyse microstructurale du site de La Chappelière (Ongles E) : station ⑧ (canevas 0).

### C- SITE DE THIERS

Localisé à 700 mètres au Nord-Est de La Chapelière et à 500 mètres à l'Ouest du lieu-dit Thiers (fig. 49, site 2), ce deuxième emplacement se situe le long d'un accident majeur NW-SE (N165), qui définit la limite orientale du champ de Banon (fig. 38 et 43, B). Cette faille, de longueur décakilométrique, décale la bordure de la plate-forme bédoulienne de direction NE-SW, selon un important mouvement dextre, lui conférant ainsi un tracé en "chicane" (fig. 49).

Cet accident, à pente 80° ouest, dont le rejet horizontal apparent excède 700 mètres, constitue également un paléo-escarpement avant l'Albien supérieur. Il est regrettable que le fonctionnement inverse tardif (post-albien) de cet épaulement n'offre pas la qualité des observations relevées au précédent site.

Ici, l'Albien supérieur est représenté ici par une alternance régulière de sables marneux et de bancs de grès très indurés. Il comble le compartiment ouest, abaissé, de la faille N165 et il repose :

- soit sur des lambeaux de miroir très altéré de l'escarpement, sans l'intermédiaire d'une brèche de démantèlement,
- soit directement sur la tranche des bancs calcaires, par suite de la totale érosion du plan de faille.

Dans les deux cas, le sédiment grés-glaucconieux albien infiltre le calcaire bédoulien, très fracturé et fortement taraudé (terriers).

Là encore, l'analyse des mécanismes anté-albiens suppose le débasculement préalable du pendage structural de l'Albien supérieur (de N110 - 15° Sud), nettement plus discordant sur le Bédoulien qu'à La Chapelière.

Ainsi, l'escarpement N165, cacheté par l'Albien supérieur, est orienté N155-160, avec une pente de 80° ouest avant le basculement. Les quelques stries et cannelures ferruginisées et taraudées ont alors un pitch moyen de 10° Nord et révèlent un puissant mouvement dextre.

De même, le pendage des calcaires, d'environ N30 - 10° Est avant le dépôt des grès, était donc à la même époque, c'est-à-dire lors de la phase des décrochements dextres, sensiblement similaire à celui du haut-fond de La Chapelière.

En amont de l'escarpement, les trois derniers mètres du calcaire bédoulien sont affectés de fractures "molles", antérieures à la lithification. Il s'agit de plans de discontinuité de longueur décimétriques, unidirectionnels, obliques par rapport au pendage (N5 - 20°/30° Est), amortis longitudinalement et verticalement. Cette fracturation précoce génère un découpage du sédiment plastique, en losange ou en amande, dont l'axe est systématiquement sub-méridien.

Un tel découpage losangique a été interprété par Baltzer et Purser (1979) en Iran, et Lerat (1991) dans l'Albien d'Ongles, comme la résultante d'un échappement de l'eau du sédiment meuble, lorsque celui-ci a été soumis à une secousse sismique.

Nous pensons plutôt que ces figures régulières correspondent à des plans d'étirement d'un matériau plastique, ayant tendance à compenser, par fluage, une faible pente de direction est. Il ne s'agit pas non plus de démantèlement gravitaire, car il n'y a pas rupture de l'état plastique du matériau déformé.

Néanmoins, ces étirements anté-lithification correspondent à une paléo-pente est (N85), de même polarité que les démantèlements plastiques du site précédent.

La structuration post-albienne provoque le découpage de l'escarpement, et son effondrement vers le Nord, en raison d'un faisceau de failles sub-équatoriales à pentes nord, disposées en "escalier".



## D - INTERPRETATIONS TECTONIQUES

La compilation des différents mécanismes tectono-sédimentaires, relevés dans ces deux sites, permet de tirer quelques conclusions concernant les conditions paléogéographiques et structurales fin-bédouliennes et anté-albiennes du secteur oriental d'Ongles.

La structuration antérieure à l'Albien supérieur se caractérise par deux styles de déformations, *plastique* puis *cassant*, contrôlés par deux types de contraintes, et compris entre la base du Gargasien et avant les dépôts de l'Albien supérieur.

Les failles de La Chapellière et de Thiers ont très vraisemblablement une genèse synchrone, antérieure à la lithification des calcaires bédouliens. Nous avons vu à Tirecoui que celle-ci intervient à la base du Gargasien, ce qui est probablement le cas dans le secteur d'Ongles. Les importants démantèlements gravitaires de l'escarpement de La Chapellière permettent de dire que cet accident, alors sub-méridien et à jeu normal, constitue déjà la bordure orientale du horst d'Ongles. Ce dernier s'interrompt vers le Nord, au passage de la faille majeure N160 de Thiers, dont le mouvement initial ne nous est pas connu, mais dont le compartiment oriental, surélevé, est affecté de déformations précoces, propres à une pente structurale orientée vers l'Est.

Un second épisode tectonique, post-lithification et anté-Albien supérieur, réactive ces failles en mouvement dextre et provoque, non seulement le basculement des séries vers l'Est, mais encore une légère rotation horaire des blocs précédemment esquissés (d'environ 10° à 20°). L'escarpement de La Chapellière permet de distinguer deux générations de stries décrochantes, très proches l'une de l'autre, et donc non distinguées pour le calcul des tenseurs. Ce calcul révèle un régime de déformation plane, avec T1 à N48 et T3 à N144. L'analyse des quelques stries, observées sur le site de Thiers, montre qu'elles s'intègrent parfaitement bien à ces contraintes tectoniques à tendance compressive.

A l'échelle du secteur d'Ongles, le schéma structural correspond à la mise en place, sur la bordure occidentale, et probablement au Gargasien (*cf. ci-après*), d'un accident majeur NNW-SSE, à mouvement dextre supposé; contre la bordure vient alors buter un faisceau de failles sub-méridiennes, dont le jeu normal initial détermine une succession de horsts et grabens.

Lors du second épisode tectonique, de type déformation plane, la terminaison sud de ce dispositif est réactivée par les mouvements dextres conjugués des accidents de Thiers et de La Chapellière, tangents d'environ 20°, ce qui provoque une ouverture, en ciseau vers le NE, d'ampleur kilométrique. Ces déformations, surimposées au système précédent, suggèrent un schéma structural en "queue de cheval" (Arthaud *et al.*, 1977), qui correspond à l'amortissement du jeu décrochant dextre de l'accident majeur de Thiers et à la déformation associée des blocs de son compartiment occidental. Le faisceau de horsts et grabens mis en place au Gargasien, bascule vers le Sud-Est (azimut moyen de la pente : N110-120). Ce mouvement correspond à un effondrement généralisé du compartiment ouest, déjà découpé de la faille N160 de Saumane-Thiers (Sm-T : *cf. fig. 53 et fig. 54*). Le régime de déformation plane, mesuré, rend compte de la composante cisailante exercée le long des escarpements N30.

Ces structures sont ensuite cicatrisées par l'Albien supérieur transgressif. Les turbidites gréseuses sont chenalisées, à l'Ouest de la faille de Thiers, par les morphologies d'axe NE-SW des horsts et grabens déformés, et à l'Est, par la bordure de la plate-forme bédoulienne, de même orientation.

Les contraintes tectoniques post-albiennes exacerbent le basculement des failles, jusqu'à leur donner une apparence inverse, sans modifier fondamentalement le paysage structural antérieur.

Une cinématique similaire, à l'échelle du secteur d'Ongles, en a été déduite par Lerat (1991).

## CONCLUSIONS POUR LE CHAMP DE FRACTURES DE BANON

Le champ de fractures de Banon se distingue des autres domaines étudiés sur la plate-forme urgonienne, tant par le contraste lithologique des terrains concernés, que par le bâti structural, dont l'expression morphologique est assez spectaculaire sur le terrain comme sur les photographies aériennes.

La géométrie de l'ensemble de ce domaine géologique est maintenant bien connue. Les récentes études sédimentologiques, portant notamment sur l'Apto-Albien (Blanc *et al.*, 1969; Friès, 1987; Joseph *et al.*, 1987, Lerat, 1991), ont permis d'appréhender la genèse de ces fossés en échelons. Ceux-ci ont été initiés durant l'intervalle Bédoulien terminal - Albien supérieur basal, selon un réseau de décrochements conjugués, interprétés en termes de système de "Riedel" (Joseph *et al.*, 1987), et développés dans une zone cisailante sénestre N30-40, d'origine profonde (Lanteaume *et al.*, 1982; Joseph *et al.*, 1987).

L'analyse microstructurale et sédimentologique permet de conclure à un polyphasage structural régional, avec deux périodes de jeu principales :

- 1 - à la fin du Bédoulien (Aptien inférieur), pendant lequel se mettent en place les principaux traits structuraux sur la plate-forme Ventoux-Lure, N35 et N150,
- 2 - entre le Clansayésien et l'Albien supérieur, période de mise en place des fossés en échelons, par déformations des structures existantes.

Nous proposons différentes interprétations structurales et cinématiques du champ de Banon, en les soumettant à des modèles théoriques de déformations à l'échelle de ce domaine septentrional du Panneau de Couverture Nord Provençal (PCNP). A ce canevas structural, nous surimposons les résultats obtenus ponctuellement lors de cette étude. L'objectif étant bien sûr de soumettre ces modèles théoriques de structuration crétacée avec ceux proposés par les auteurs.

### I - STRUCTURATION FIN BEDOULIENNE - DEBUT GARGASIENNE

C'est la phase d'initiation structurale du domaine de Banon. Et c'est aussi la plus difficile à déceler, par suite de la déformation de ses structures, lors des contraintes tectoniques ultérieures.

Son explication génétique passe par l'intégration du schéma structural du champ à celui du Massif Ventoux-Lure.

Le caractère dominant du bâti structural du champ de fractures est l'intersection de deux familles principales, N35 et N180:

- La première est surtout représentée par le linéament très discontinu de Simiane - Banon - Saumane (S-B-S : *cf. fig. 53 et fig. 54*), qui détermine la limite occidentale du champ de fractures. Elle correspond également, à partir de l'Albien, aux bordures des fossés en échelons, à remplissage gargaso-albien.

Le linéament S-B-S est quasi parallèle au faisceau d'accidents N25-40 de Sault-de-Vaucluse - Les Vergiers (S-LV), à l'Ouest, et aux failles N20-30 d'Aix-en-Provence, l'accident durancien, à l'Est, qui découpent de la même façon la plate-forme urgonienne d'un bord à l'autre.



- La seconde famille de failles, sub-méridiennes, est propre au domaine de Banon. Sa direction se courbe vers le Nord, au passage des fossés N35 et du linéament S-B-S, lesquels sont décalés alors en larges mouvements dextres. Devenant ainsi N150, ces failles décakilométriques traversent toute la Montagne de Lure, jusqu'à être partiellement interrompues vers l'Ouest par le fossé de Sault.

Ce réseau de directions conjuguées est interprété comme une bande de cisaillement N35 sénestre (Lanteaume *et al.*, 1982), de type "Riedel" (Joseph *et al.*, 1987), au coeur de la Montagne de Lure, dont le faisceau de failles N150 serait la composante R' dextre (failles antithétiques) (fig. 53).

Une telle bande cisailante s'est mise en place dès la fin du Bédoulien, au point d'en délimiter des aires sédimentaires particulières, notamment des zones hautes relatives, déterminées à partir de la carte isohypse du toit des calcaires bédouliens (d'après Joseph *et al.*, 1987) (fig. 39 et 40, A et B).

Après un déplacement fictif des blocs, limités par les accidents sub-méridiens dextres (fig. 52, A), on modifie la direction des failles sub-méridiennes du champ, et l'on reconstitue l'alignement initial du linéament de S-B-S, ainsi que celui des zones hautes relatives (fig. 53, A), véritables haut-fonds de bordure d'escarpement, localisés :

- sur le compartiment occidental du linéament N35 de S-B-S, alors rectiligne;
- sur le compartiment oriental de la faille N150 de Thiers-Saumane;
- en faisceaux de horsts sub-méridiens à N20 [Ongles (O), Lardiers (L), Est de Simiane-La-Rotonde (SR), etc.];
- en crête de blocs basculés N50, selon un dispositif synthétique normal à pente sud [secteurs d'Oppedette (Op), de Banon (B), de Montsalier (M)].

Comme ces zones positives, c'est également au Bédoulien que s'individualise le faciès urgonien (*sensu lato*), dont la limite orientale correspond grossièrement à l'accident de S-B-S, du Nord jusqu'à Carniol (C), et à la faille de Carniol-Oppedette, au Sud.

Vers l'Ouest, et sur le plateau de St Christol, ce faciès à Madréporaires se localise en bordure orientale de deux accidents N150 régionaux, limités vers l'Ouest par le fossé de Sault. Ils confirment ainsi le contrôle structural de la répartition des dépôts bédouliens. Ces mêmes "zones hautes" récifales fonctionnent avant le Cénomaniens dans le fossé de Sault (*cf.* "Troisième secteur : Le fossé de Sault"), au point de jouer le rôle de barrières paléogéographiques, karstifiées, puis ennoyées par les séries gréseuses du Cénomaniens moyen (Montenat *et al.*, 1986; Saillard, 1987 et 1991).

La transition entre faciès à Rudistes (Urgonien, *sensu stricto*) et faciès hémipélagiques se fait par des calcarénites bioclastiques, organisées en dunes métriques. Ce faciès déborde la faille de S-B-S par le Sud, au niveau de Carniol, et progrède vers le Nord-Est jusqu'aux environs de Montsalier.

Cette reconstitution des paléoenvironnements fini-bédouliens suppose que chaque bloc coulissé vers le Nord subisse une rotation anti-horaire de 15 à 30°, équivalente à la torsion des failles N150 du Plateau du Vaucluse, devenant N180 ou N165 vers le Sud, au niveau de l'accident N35 de S-B-S (fig. 52, B).

Une première hypothèse, peu vraisemblable, consiste à appliquer cette rotation aux contraintes tectoniques, déterminées à Tirecoui, et à l'ensemble des directions des phénomènes tectono-sédimentaires, associés à ces morphologies sous-marines et contemporains de l'épisode structural fini-bédoulien - début gargasien.

Pour une rotation anti-horaire de 30° des contraintes tectoniques de ce site, le régime de déformation plane est alors défini par  $\sigma_1$  méridien et  $\sigma_3$  équatorial. La bande de décrochement N80 sénestre, propre à Tirecoui, devient N50 : elle correspond alors à deux failles "P" (de Tchalenko-Skempton) d'un couloir cisailant N35 sénestre, de plus grande ampleur. A condition, bien évidemment, que le compartiment occidental de l'accident de Carniol-Oppedette ait été affecté par une telle rotation, ce qui, d'un point de vue modélisation, reste difficile à prouver.

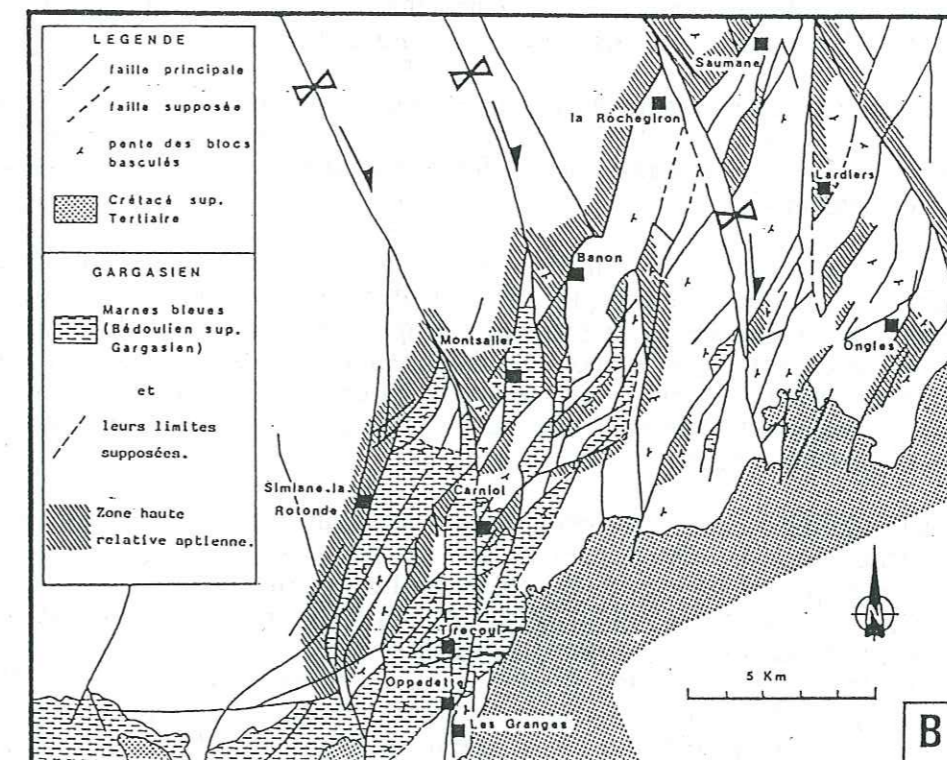
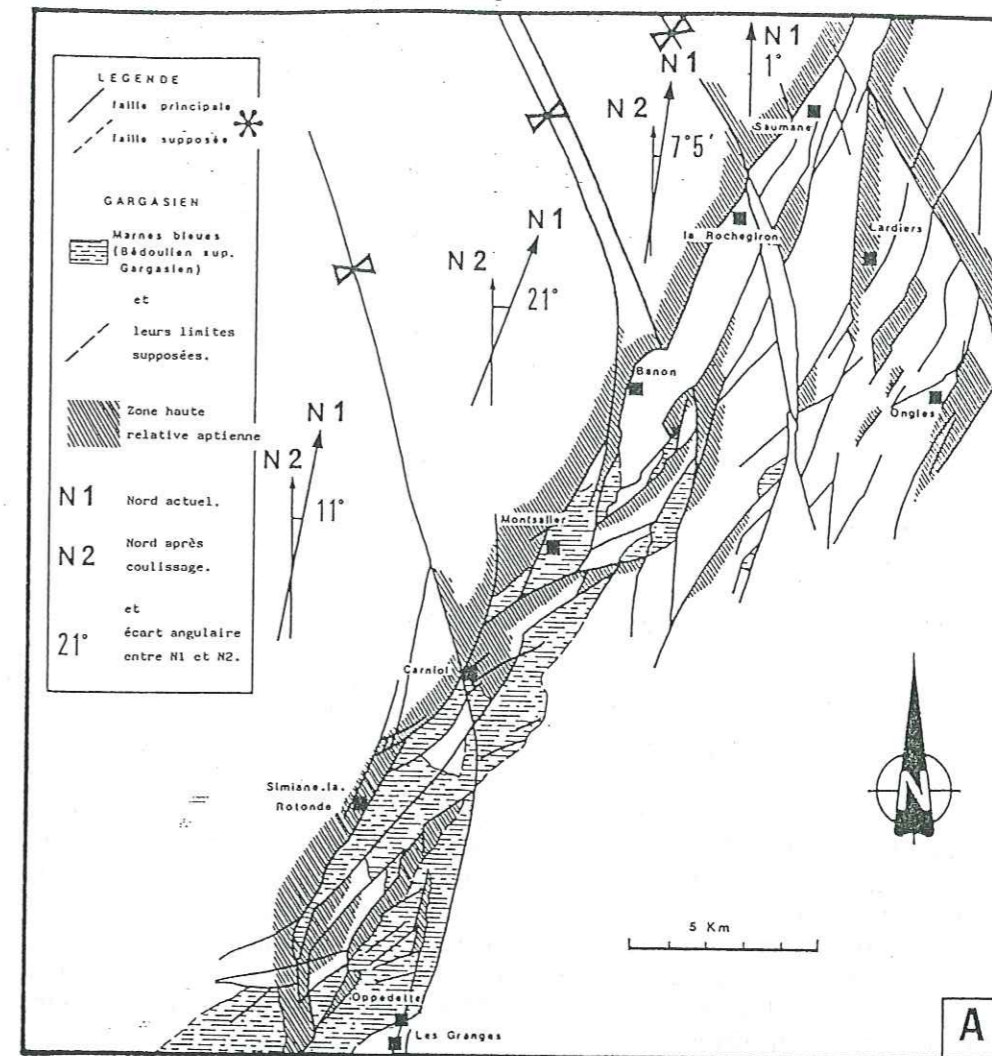


Figure 52 : Restitution cartographique du "champ de fractures de Banon" à l'Aptien:

- (A) - après déplacement relatif des failles sub-méridiennes dextres (↗);  
 (B) - état actuel.



La seconde hypothèse, que nous retiendrons, n'implique pas la rotation des contraintes tectoniques de Tirecoui, ni celles des compartiments des failles N150-180, mais elle conserve le schéma d'un couloir cisailant N35 sénestre d'ampleur régionale (fig. 53, A), ultérieurement déformé. Cette tectonique de décrochement est vérifiée à Tirecoui par une compression NNE-SSW et une direction d'extension ESE-WNW, dont les déformations cassantes confirment l'idée que le schéma de "Riedel" est valable à toutes les échelles, et à tous les niveaux d'observation (fig. 53, B).

Les objets tectono-sédimentaires engendrés lors de cette structuration sont de trois ordres :

1 - la discontinuité sédimentaire #4, au toit des calcaires bédouliens, taraudés et ferruginisés (Tirecoui, Gamattes, La Chapellière);

2 - les déformations "plastiques" du sédiment bédoulien à l'état de vase. Antérieures à la lithification du calcaire, elles sont provoquées, soit par le basculement d'un bloc, soit directement par le jeu d'une faille.

Dans le premier cas, ce sont des micro-plans de décollement faiblement pentés, répartis sur de grandes distances, et dont l'allure cartographique suggère des loupes d'arrachement de grande ampleur (Tirecoui, Thiers). Bien que le comportement rhéologique du sédiment traduise une rupture de l'état plastique, ces structures ne supposent pas de démantèlement gravitaire ou de désorganisation du sédiment, car la pente est trop faible et ces petites fractures compensent l'effondrement. Un tel mécanisme correspond à un réajustement d'un bloc, soumis à une contrainte compressive, et dont le sédiment n'est que partiellement lithifié. L'activité finale des failles décrochantes N60 de Tirecoui, à stries courbes devenant aval pendage pour un dépôt induré, correspond à un autre réajustement des compartiments ainsi délimités.

Par contre, dans le second cas, le jeu initial quasi-instantané de l'escarpement de faille, comme la forte pente des compartiments qu'il détermine, provoquent des remobilisations sédimentaires, sous forme visqueuse ou de talus bréchiqes d'éboulis, selon le degré de lithification.

- Sur les escarpements de failles, ce sont des "boudinages" avec échappement de fluide (Les Granges, La Chapellière), ou des brèches calcaires tout le long du miroir;  
- sur les compartiments mobilisés ou basculés, ce sont des "auges" d'arrachement en cuillères, avec glissement associé (La Chapellière) et des "rouleaux de tronçatures" de bancs (La Chapellière), qui glissent parfois le long de l'escarpement de faille.

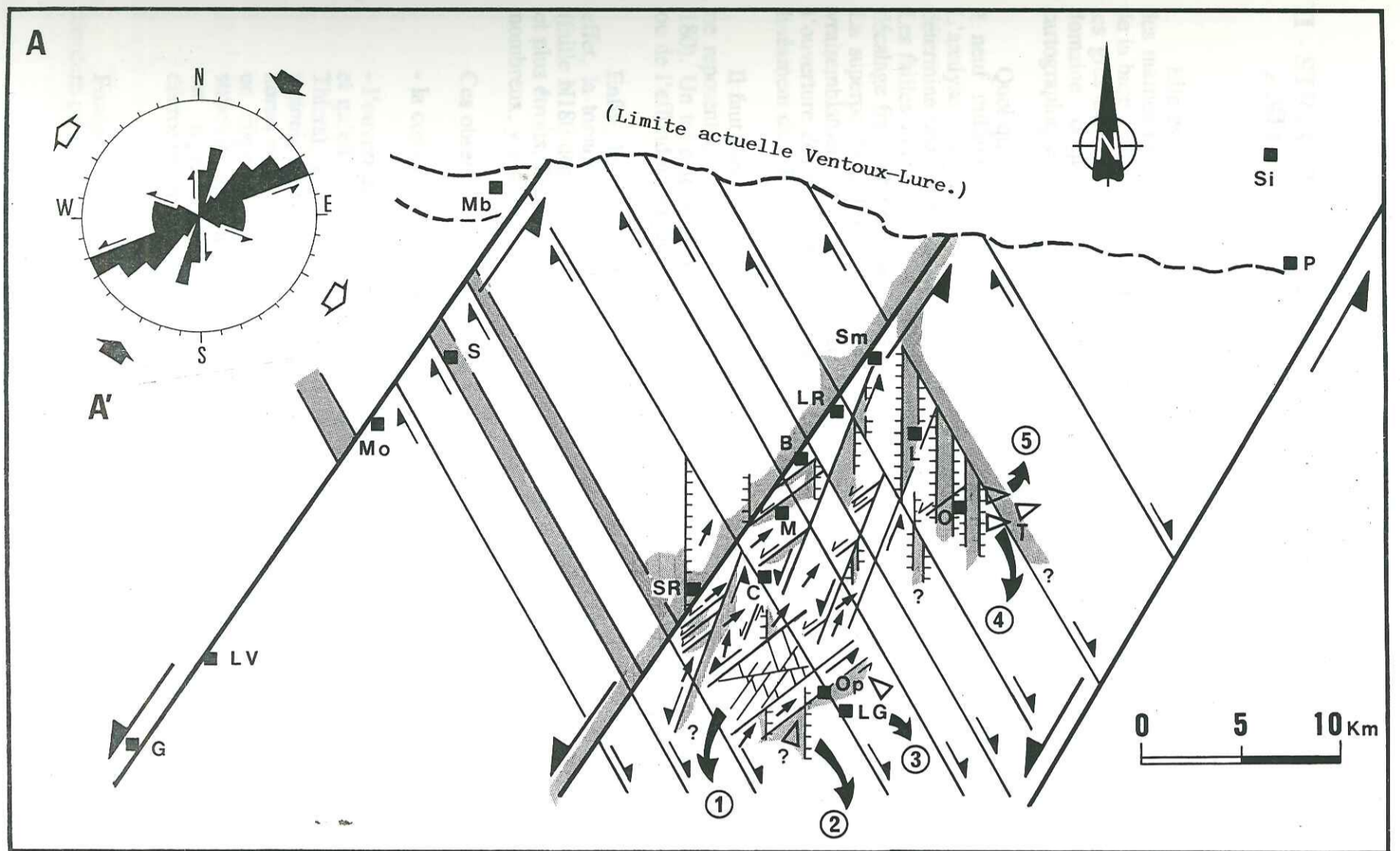
Ensuite, plusieurs générations de fractures "molles", décrochantes ou non, le plus souvent amorties longitudinalement, peuvent recouper superficiellement la surface de la dalle structurale, non indurée, ou du miroir de faille, dont l'allure est alors très déformée.

3 - Enfin, les failles, représentées souvent en faisceaux, déterminent des panneaux organisés en gradins synthétiques ou antithétiques normaux. Leur mouvement est scellé ou amorti dans les marnes du Gargasien, sinon cicatrisé par les grès albiens. En l'absence de cachetage, il est possible d'apprécier l'âge de leur mise en place par les déformations plastiques qu'elles engendrent. Nous savons que la totale lithification du calcaire bédoulien n'intervient que pendant le début du Gargasien, soit 5 millions d'années après son dépôt.

Toutes les failles décrites dans cette étude révèlent une structuration initiale d'âge fini-bédoulien - début-gargasien. Mais, seul le site de Tirecoui a permis la détermination des contraintes de cet épisode structural. La séquence des "marnes bleues" du Gargasien va se cantonner au compartiment oriental du linéament S-B-S, en transgressant du Sud-Ouest vers le Nord-Est, et en *onlap* sur des morphologies déjà escarpées.

Bien que le schéma structural proposé pour le domaine de Banon (fin Bédoulien / début Gargasien) soit hypothétique, l'état de contrainte qui le définit est proche de celui déterminé, dans le secteur de Peipin, à la base du Barrémien inférieur. La structuration de cette dernière région s'étant amorcée plus tôt, nous supposons que les contraintes tectoniques ont d'abord affecté la bordure orientale, puis le coeur de la plate-forme Ventoux-Lure, de comportement tectonique plus rigide.

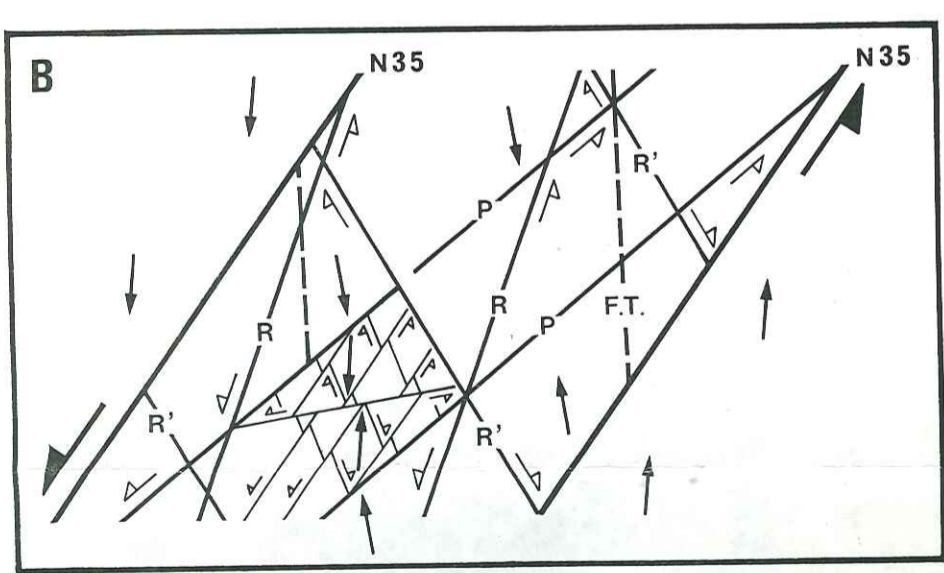




200

**LEGENDE**

- Zone haute relative.
  - Sens des glissements synsédimentaires.
  - Sens de progradation des dunes de calcarénite "urgonienne" (s. l.).
  - Linéament N 35.
  - Faille principale décrochante.
  - Faille à dominante normale.
  - Sites étudiés
  - ① : TIRECOUI
  - ② : CALAVON (ferme)
  - ③ : LES GRANGES/ROUCAS
  - ④ : LA CHAPPELLIERE
  - ⑤ : THIERS
- A' : Rosace et mouvement des failles du site ①. Contraintes tectoniques associées.



- Bande cisillante sénestre.
- Faille associée au système "Riedel".
- R : "Riedel" synthétique (senestre).
- R' : "Riedel" antithétique (dextre).
- P : Faille de Tchalenko-Skempton (senestre).
- Contrainte principale majeure.

Figure 53 : Hypothèse de l'initiation structurale du domaine de Banon/M<sup>gne</sup> de Lure.  
 -(Phase fini-bédoulienne/anté-gargasienne)-

**A** : Schéma structural et paléomorphologie.

**B** : Interprétation en terme de "Riedel", avec :  
 -réorientation des directions de contraintes à l'intérieur de la zone cisillante;  
 -répétition du système "Riedel" entre deux failles P (Tirecoui, site ①).



## II - STRUCTURATION POST-GARGASIENNE ET ANTERIEURE A L'ALBIEN SUPERIEUR

Elle est responsable de la seconde discontinuité sédimentaire radicale, portée au toit des marnes gargasiennes (#8). Ce niveau d'érosion, à cailloux noirs et argiles vertes, daté de la base de l'Albien supérieur, tronque profondément le Gargasien, jusqu'à laisser reposer les grès albiens parfois directement sur les calcaires bédouliens. Tout au moins dans le domaine occidental du champ, puisque le Gargasien n'est probablement pas cartographiquement représenté à l'est du méridien de La Rochegiron (LR).

Quoi qu'il en soit, la région de Banon a connu une vacuité sédimentaire d'environ six à neuf millions d'années, période durant laquelle le régime tectonique s'est modifié. L'analyse structurale, effectuée sur les sites 3 (Les Granges) et 4 (La Chapellière), détermine une contrainte de déformation plane, avec  $\sigma_1$  à N50 et  $\sigma_3$  à N145 (fig. 54, B). Les failles vauclusiennes N150-N10 vont alors jouer en mouvement dextre, aboutissant à un décalage franc de l'accident de S-B-S (fig. 54, B), repris en mouvement dominant normal. La superposition d'un tel état de contrainte sur le canevas structural antérieur provoque vraisemblablement la torsion des accidents N150 vers le Sud, corrélativement avec l'ouverture des fossés en échelons sur la direction N35-50, très subsidente et parallèle au linéament de S-B-S.

Il faut préciser que ces contraintes tectoniques en compression, obtenues par le calcul, ne reposent que sur la mesure de trois escarpements décrochants unidirectionnels (N165-180). Un tel état de contraintes ne peut donc donner l'assurance d'un mouvement conjugué ou de l'effondrement des failles de direction N35, lors de leur cisaillement dextre.

Enfin, le champ de Banon présente une dissymétrie structurale d'Ouest en Est. En effet, la torsion des failles N150 est plus importante à l'Ouest, où elle atteint 30° horaire (faille N180 des Granges, site 3), et où, corrélativement, les fossés y sont moins nombreux et plus étroits. En effet, à l'Est, cette torsion dextrogyre n'excède pas 20° et les fossés, plus nombreux, y sont plus larges.

Ces observations incitent à penser que :

- la compression a débuté à l'Ouest,

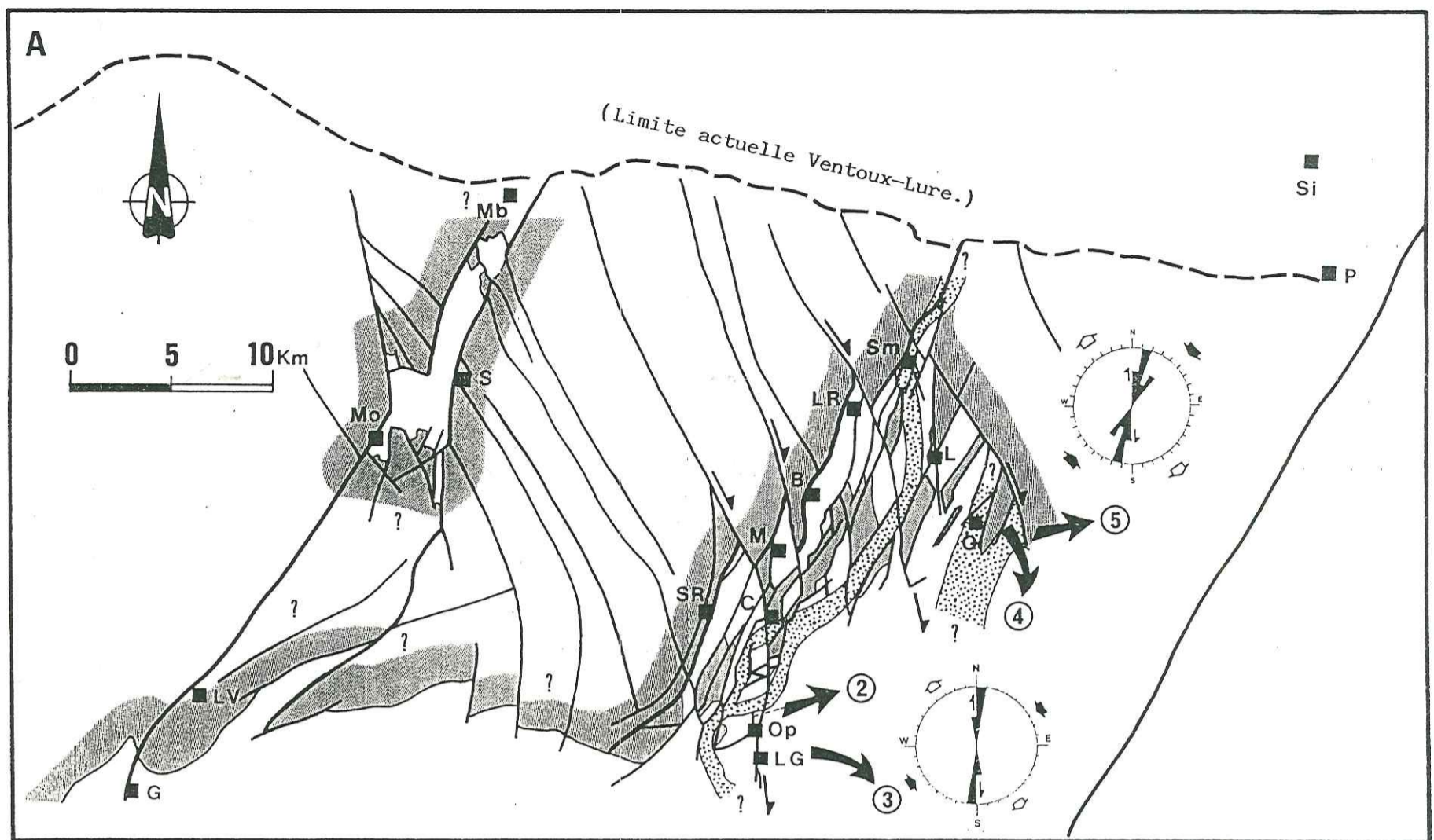
- l'ouverture sur la direction Nord-Est - Sud-Ouest s'est faite en ciseaux vers le Nord, et qu'elle s'interrompt brutalement à l'Est, au niveau de l'accident Sm-T (Saumane-Thiers), à jeu coulissant normal dextre, puis dextre franc, durant les événements tectoniques successifs. L'amortissement de ce mouvement est marqué par le rejeu des horsts et grabens d'Ongles, en mouvement dextre (site 4), qui s'agencent alors selon un dispositif synthétique normal à pente sud-est. Ce phénomène détermine une structure en "queue de cheval" ou en "rameaux" (Nicolas, 1984; Gamond, 1985). Il est représentatif de l'amortissement de la contrainte, en terminaison d'un décrochement, par étirement le long de structures, tangentés à l'accident principal.

Finalement le champ de Banon ne sera que faiblement déformé par la suite, hormis sa bordure méridionale, et il va constituer, après l'Albien, une entité morphotectonique stable.

\* \*



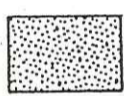


\*





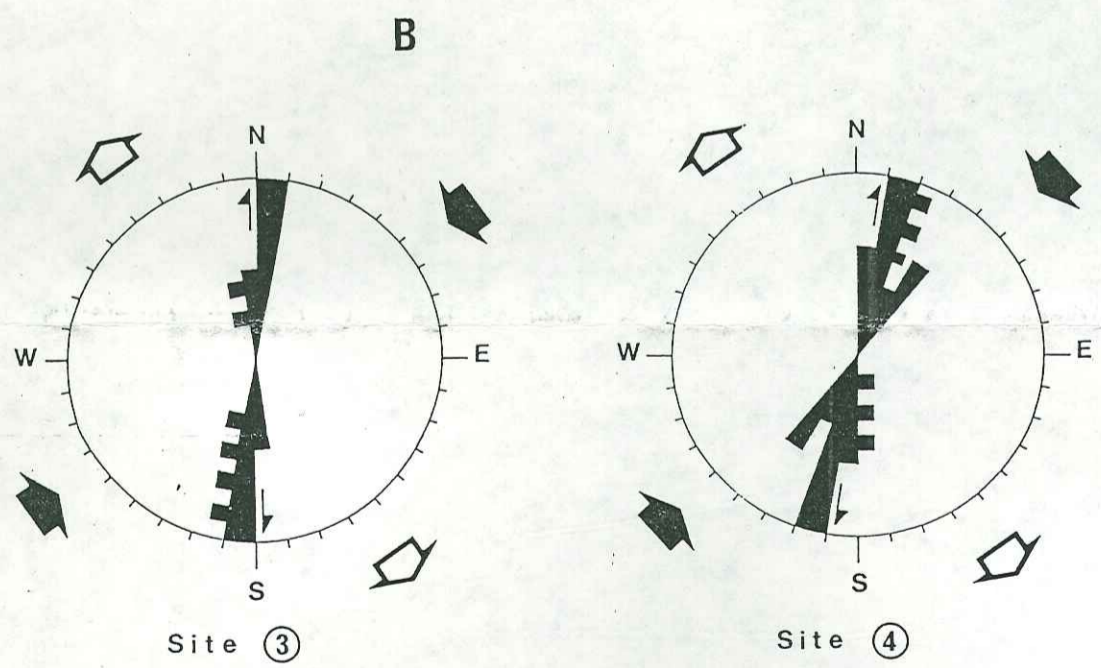
202

**LEGENDE**

-  Zone haute sans dépôt (?).
-  Fossé antérieur à l'Albien sup..
-  Limite d'extension des fluxoturbidites albiennes (d'après P. JOSEPH, 1987).
-  Linéament N 35
-  Faille principale

Sites étudiés

- ② : CALAVON (ferme).
- ③ : LES GRANGES/ROUCAS
- ④ : LA CHAPELLIÈRE
- ⑤ : THIERS



Rosace directionnelle, pente et mouvement de la faille des Granges (site 3) et de La Chapellière (site 4). Contraintes tectoniques associées.

Figure 54 : Les structures tectoniques du domaine de Banon/M<sup>gne</sup> de Lure à l'Albien.  
 -(seconde phase, post-gargasienne/anté-albien supérieur)-

A : Schéma structural et paléomorphologie.

B : Analyse microstructurale des failles scellées par l'Albien sup..



**TROISIEME SECTEUR**

***LE FOSSE DE SAULT***

**INTRODUCTION**

**I - CADRE GEOLOGIQUE GENERAL**

**II - PRESENTATION DE LA SERIE MESOZOIQUE**

**III - LES PALEOGEOGRAPHIES APTO-CENOMANIENNES**

**A - A L'APTIEN INFERIEUR**

- 1 - Le seuil sud du fossé
- 2 - Le seuil de Sault
- 3 - Le seuil d'Aurel

**B - DE L'APTIEN SUPERIEUR AU CENOMANIEN**

**CONCLUSION**



## TROISIEME SECTEUR

### LE FOSSE DE SAULT

#### INTRODUCTION

Le fossé de Sault-de-Vaucluse est généralement daté de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène (Lapparent, 1941; Bergerat, 1985). Par son cadre structural, sa direction générale N20-30, comme par la nature de ses dépôts, il est assimilé à la famille des grabens laguno-lacustres oligocènes, largement répandus dans toute la France, et en particulier dans le Sud-Est. Des observations nouvelles montrent qu'en réalité ce fossé tertiaire "s'est développé en réutilisant des fractures anciennes, dues à une étape de structuration crétacée" (Montenat *et al.*, 1986), laquelle conditionne déjà les principales structures actuelles en effondrement.

La comparaison de ces éléments et de ceux de Saillard (1987 et 1991) avec les résultats, obtenus dans les fossés en échelons de Banon, nous permet de tirer quelques conclusions quant à l'origine mésocrétacée des principaux traits structuraux du Plateau vauclusien de St Christol, terminaison septentrionale du Panneau de Couverture Nord Provençal (PCNP).

#### I - CADRE GEOLOGIQUE GENERAL

Le fossé paléogène d'Aurel-Sault, de direction générale N20, sépare les massifs urgoniens du Mont Ventoux, à l'Ouest, et de la Montagne de Lure, à l'Est (fig. 55). Situé parallèlement aux fossés de Simiane-Banon-Saumane, à une vingtaine de kilomètres plus à l'Ouest, et constitué, comme eux, à la confluence d'accidents de direction N30 et N150, ce graben entame la bordure de la plate-forme provençale, jusqu'à sa limite chevauchante septentrionale. Sa structure actuelle, contrôlée par ces deux directions majeures, est héritée de son histoire mésocrétacée, puis relayée par le polyphasage tectonique tertiaire.

Ouvert entre deux linéaments N20-30, distants d'environ 1,5 kilomètre, le fossé comprend trois unités morphostructurales majeures, délimitées par les failles vauclusiennes N150-160. Elles recoupent le fossé et déterminent du Nord au Sud deux haut-fonds, actifs dès la base de l'Aptien inférieur.

La mise en place de ces linéaments et leur ouverture répond aux mêmes mécanismes paléotectoniques de la genèse des fossés en échelons de Banon. Nous avons déjà représentées les traits structuraux médio-crétacés du fossé de Sault en figures 53 et 54. Nous allons argumenter cette reconstitution et nous allons voir le rôle joué par ces unités morphostructurales durant l'Apto-Albien de ce beau pays du miel et de la lavande.

Les dépôts post-urgoniens de comblement se déposent de part et d'autre des hauts-fonds, qu'ils ennoient totalement au Cénomaniens moyen.

Ces compartiments effondrés correspondent aujourd'hui à trois zones différentes :

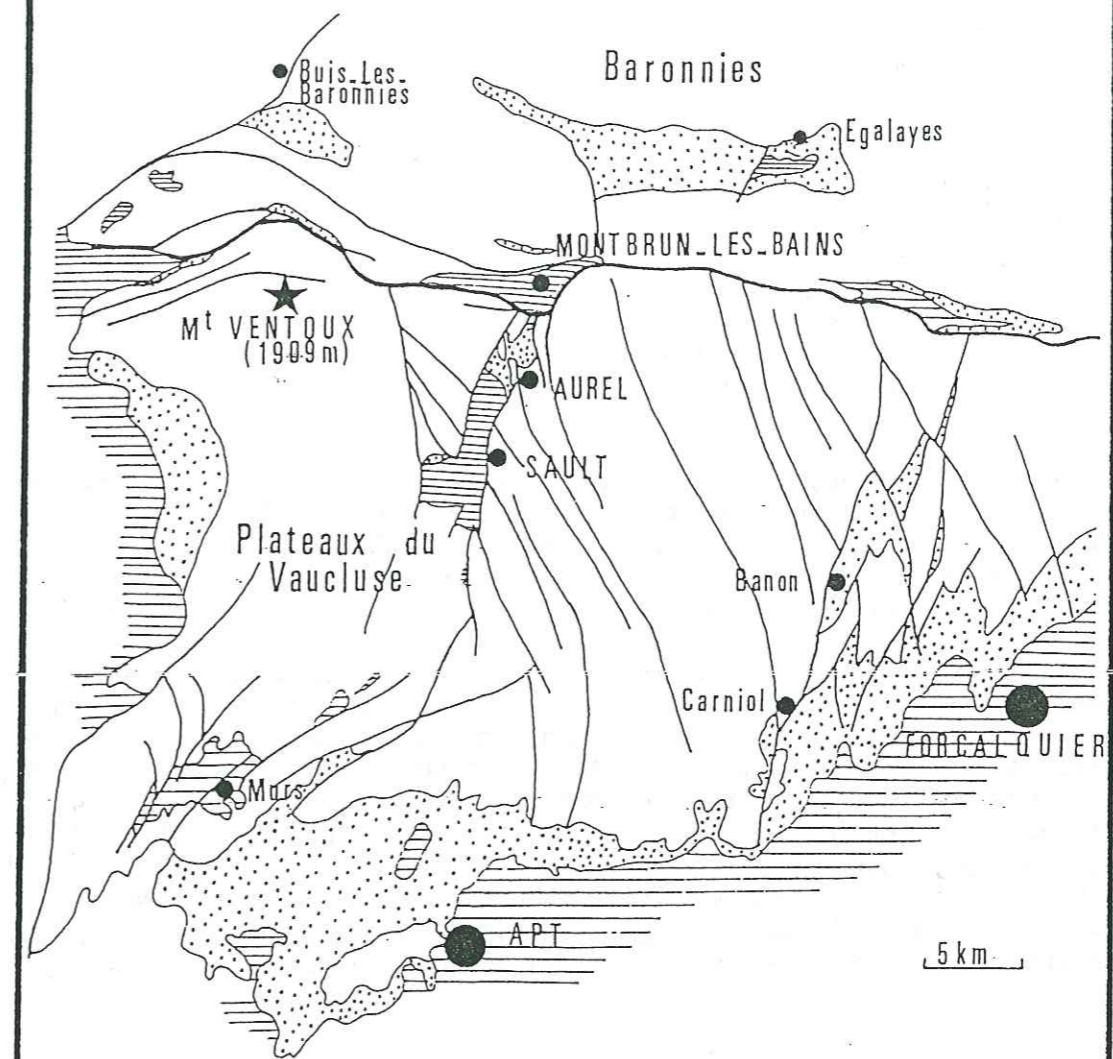
1 - Au Nord, ce sont des dépôts essentiellement cénomaniens et miocènes, limités par les failles sub-méridiennes de Chavoul et des Crottes. Cette unité structurale est bordée vers le Sud-Est par le seuil urgonien (*sensu stricto*) d'Aurel.

2 - La partie centrale montre des sédiments essentiellement d'âge stampien. Comprise entre les seuils de calcaires récifaux de Sault et d'Aurel, cette dépression est le siège d'une subsidence accrue.

3 - La partie méridionale contient de larges affleurements de Ludien et de Stampien, ainsi que les trop rares témoins des dépôts gargasiens du fossé, surmontés de niveaux albo-cénomaniens.



CARTE DE SITUATION



d'Après les feuilles de Valence et Marseille au 1/250 000

LEGENDE

 Tertiaire

 Albien à Turonien

Figure 55 : CADRE GEOLOGIQUE DU FOSSE DE SAULT.

(D'après M. Saillard, 1987).



## II- PRESENTATION DE LA SERIE MESOZOIQUE

L'armature lithologique du fossé est constituée par des séries néocomiennes, allant, en partant du Nord, de l'Hauterivien au Bédoulien. Ce dernier est représenté en grande partie sous le faciès urgonien (*sensu lato*), dont la diversité lithologique permet quelques corrélations stratigraphiques et paléoenvironnementales avec les autres régions étudiées. Il est représenté soit par le faciès des calcarénites à stratifications de progradation du talus récifal, soit par le faciès à Rudistes (Urgonien *sensu stricto*, nommé U). Ce dernier affleure selon d'étroites bandes NNW-SSE (cf. fig. 53 A : "Zones hautes relatives"), localisées à l'Est d'Aurel et de Sault, ainsi qu'en limite sud du fossé. Cette série est l'équivalent latéral peu profond du faciès des calcarénites bédouliennes du secteur d'Oppedette. Comme dans ce dernier, la répartition des calcaires récifaux est fortement conditionnée par les accidents majeurs vaclusiens NNW-SSE et N30. Mais ce faciès urgonien monte plus haut dans la série lithologique, et s'individualise donc peu après les séries calcaires de Banon. Les travaux de Saillard (1987, 1991) montrent que les marnes aptiennes, en concordance stratigraphique sur l'Urgonien, débutent seulement avec le Gargasien. La séquence B est donc lacunaire dans le fossé de Sault, comme elle ne peut exister dans la partie occidentale du champ de fractures de Banon.

Les deux failles bordières N30 du fossé délimitent les aires d'affleurement des séries de comblement, essentiellement d'âge tertiaire. Les bordures, moins subsidentes, permettent l'observation des séries apto-cénomaniennes, constituées, du bas vers le haut :

- du Gargasien, sous le classique faciès des "Marnes bleues", limité à la moitié sud du fossé et conservé de façon restreinte au creux de compartiments barrémo-bédouliens basculés. Son contact avec le substratum calcaire se fait par l'intermédiaire d'un conglomérat ou d'une surface durcie à perforations (Saillard, 1991), correspondant à la discontinuité #4 (cf. fig. 7). Saillard (1991) et Le Goc (1977) attribue ce faciès de type "occidental" au Gargasien inférieur;

- de l'Albo-Cénomaniens : il s'agit d'une succession lithologique contrastée, de marnes noires silteuses, de marnes sableuses et de bancs de grès grossiers, intercalés au sommet de niveaux d'émersion, fortement karstifiés sous forme de cuirasses ferrallitiques, typiques du bassin de Mormoiron (au Sud-Ouest) (Saillard, 1987, 1991). Ces niveaux d'altération, associés aux nombreux passages latéraux de faciès, ne permettent pas de distinguer ces deux étages, qui traduisent des paléomorphologies complexes, ainsi que des diachronismes méridiens de sédimentation, propres à la surrection généralisée de la région. Toutefois, les auteurs s'accordent à restreindre la base de ce faciès à l'Albien terminal (Vraconien) et son sommet au Cénomaniens inférieur, que Saillard (1991) divise en cinq unités lithologiques.

## III- LES PALEOGEOGRAPHIES APTO-CENOMANIENNES

Les escarpements des failles majeures du fossé, entaillés dans les calcaires urgoniens, n'apportent guère d'information relative à leur premier jeu. Ils sont le plus souvent dégradés par l'érosion, comme ce fut le cas notamment lors de l'épisode cryoclastique pléistocène. Certains escarpements, mieux conservés, s'avèrent être des paléomorphologies, engendrées par une fracturation anté-cénomaniens, (Montenat *et al.*, 1986; Saillard, 1991), ayant conditionné la répartition et les modes de dépôt des séries depuis l'Aptien inférieur.

Après une synthèse bibliographique, effectuée notamment à partir des travaux des auteurs précités, nous présentons un récapitulatif des données tectono-sédimentaires et paléoenvironnementales relatives à la genèse du fossé.

## A - A L'APTIEN INFERIEUR

La répartition des dépôts urgoniens semble déjà conditionnée par les directions structurales majeures N30 et N150 des Monts de Vaucluse (fig. 53, A).

L'analyse des cartes géologiques au 1/50.000 de Carpentras et de Sault-de-Vaucluse (n° 941 et n° 942) permet, comme pour le domaine de Banon, plus à l'Est, de distinguer les zones hautes récifales de talus, à faciès bioclastique progradant (fig. 56, A).

Les calcaires à Rudistes se localisent précisément entre des accidents de directions N150-180, qui fonctionnent en horst, au coeur du fossé, durant l'Albien, délimitant ainsi les trois principales unités morphostructurales et bathymétriques, que nous allons successivement décrire.

### 1 - Le seuil sud du fossé

La terminaison sud du fossé est définie par un faisceau d'accidents disparates, de direction N150 à N180, à l'Ouest desquels se développent les horizons récifaux. Cette formation est constituée d'une intercalation de bancs, souvent construits à Madrépores (Microsolenidae surtout) et de calcaires crayeux à Rudistes (Requienidae et Caprotinidae). Ces derniers présentent des formes variées (lumachelles, silicification, micrite, biosparite, débris brisés ou roulés...), et sont entrecoupés de plusieurs petits niveaux marneux ou marno-calcaires fossilifères, désignés par Leenhardt (1883) sous le nom de "couche C".

Le faciès récifal est limité vers l'Est par l'accident N20 de Monieux, qui constitue la faille bordière sud-occidentale du fossé (fig. 56 A).

Il passe latéralement vers l'Est à des calcaires bioclastiques, avec Bryozoaires et stratifications obliques, datant du sommet de l'Urgonien (*sensu lato*). Ce même faciès détermine la bordure méridionale du fossé (Plateau du Défens), frangée par les marnes et sables marneux de l'Apto-Cénomaniens. Le contact entre ces lithologies contrastées correspond, soit à un escarpement calcaire ennoyé, soit à une discontinuité ferrugineuse à bioperforations et encroûtements (#4 ou #8).

Cette bordure méridionale est contrôlée surtout par le faisceau N150-180, dont certains escarpements révèlent un jeu "précoce". C'est le cas de la faille N150 des Souches [à l'Est de Monieux, fig. 56 A, (C)], dont le miroir, bréchifié et déformé de façon plastique, présente des stries molles, perforées et limonotisées.

Le jeu dextre normal de cet accident, scellé par un épais enduit de marnes sableuses vertes non datables, permet à Saillard (1987) de supposer un effondrement des calcaires urgoniens, graduel en ciseau vers l'Est. L'âge de cette structuration n'est pas certain, mais les déformations plastiques affectant l'Urgonien supposent une activité antérieure à l'induration des calcaires. L'activité tectonique est donc syndiagénétique et probablement syn-gargasienne, comme le montrent les déformations précoces du secteur de Banon.

A ces faciès de pente succède, vers l'Est, un retour aux faciès récifaux, dont la répartition cartographique s'aligne sur des accidents N160 et N180, formant, vers le Nord, la bordure orientale du fossé de Sault.

En effet, ce dispositif est limité, à l'Ouest, par un doublet de failles sub-méridiennes qui déterminent un petit graben, long d'un kilomètre et large de trois cent mètres, en contrebas de St Jean, petit village situé au Sud-Est du Défens [fig. 56 A, (D)].

Le substratum bédoulien de ce graben, à pente générale Sud, est une calcilutite à silex riches en spicules. La localisation cartographique de ce faciès relativement profond n'est vraisemblablement pas fortuite. D'autant que les objets tectoniques portés sur les escarpements indiquent une activité antérieure à leur lithification (stries molles, brèches à lithoclastes bédouliens émoussés). Nous supposons que les mouvements normal dextre puis sénestre de ces failles correspondent à une structuration contemporaine de l'Aptien inférieur, puis antérieure au Cénomaniens (Albien moyen ?), sans argument tectono-sédimentaire supplémentaire. Les séries marneuses et gréseuses du Gargasien et de l'Albo-Cénomaniens remplissent ce petit fossé méridien, aujourd'hui dégagé par l'érosion.



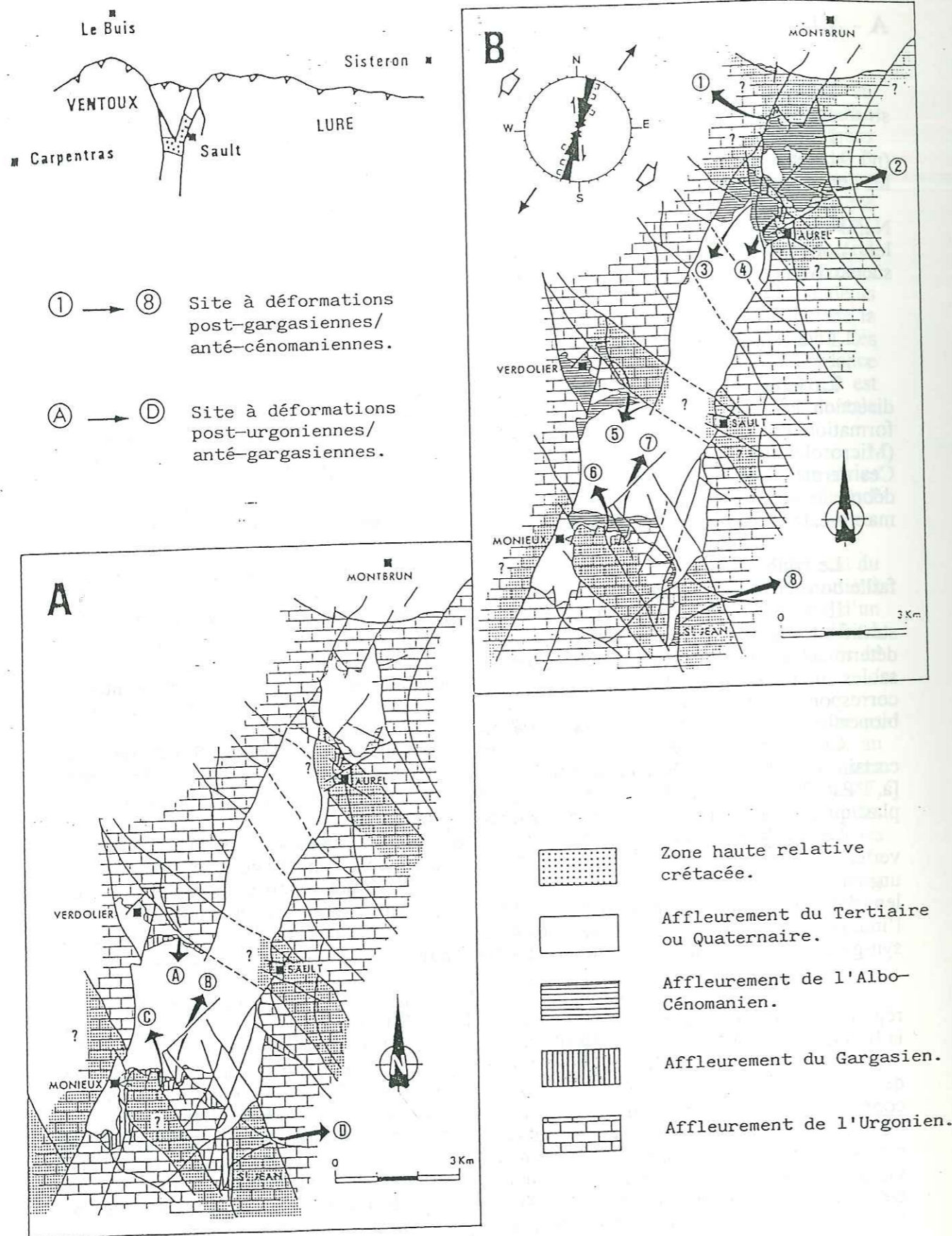


Figure 56 : POSITION CARTOGRAPHIQUE DES STRUCTURES D'AGE CRÉTACE, sur fond géologique actuel.  
 - A - A l'Aptien inférieur.  
 - B - A l'Albien.

## 2 - Le seuil de Sault

La coupe de la cuesta de Sault, dominant la route D.30, relevée par Masse (1967), offre un bel exemple de série positive régressive.

La succession des termes lithologiques s'ordonne, depuis des faciès d'affinités circalittorales, jusqu'à des faciès très peu profonds d'affinités infra ou médiolittorales, constitués, entre particulier, d'un célèbre bioherme à Madrépores (Goguel, 1932), ultérieurement silicifié à l'Aptien.

Sault domine la faille bordière orientale du fossé et correspond, par là même, à un autre haut-fond récifal (fig. 56 A), de direction N150, et dont l'alignement structural vers le Sud-Est se poursuit jusqu'à la bordure occidentale des fossés en relais de Simiane-Banon (fig. 53, A). Ce faciès est brutalement interrompu au niveau de Sault et n'a pas son équivalent à l'Ouest du fossé.

Par contre, Saillard (1991) relève sur ce dernier compartiment un mouvement dextre anté-lithification, puis normal, de l'accident N150 de Verdolier [fig. 56 A, (A)]. Structuration à laquelle succédera, avant l'Albien, un basculement vers le Sud de cette unité occidentale du fossé.

## 3 - Le seuil d'Aurel

Le village d'Aurel se situe à l'aplomb d'un nouvel ensemble récifal, large de deux kilomètres. Limité géographiquement par deux linéaments N150, ce faciès se poursuit également vers le Sud-Est jusqu'à St. Christol puis Saumane, soit sur une distance d'environ vingt kilomètres. Cet alignement constitue d'ailleurs la limite nord-occidentale de l'extension des faciès urgoniens (*sensu lato*).

Essentiellement représenté à Aurel par l'horizon marneux "C" de Leenhardt (*op. cit.*), associé au récif à Madréporaires, ce haut-fond ne semble pas non plus se poursuivre en bordure occidentale du graben.

## B - DE L'APTIIEN SUPERIEUR AU CENOMANIEN

La lacune du Gargasien supérieur et de l'Albien inférieur et moyen (Saillard, 1987) correspond à une période d'émersion, qui soumet les reliefs à un décapage systématique des marnes aptiennes et à une puissante karstification des calcaires urgoniens.

Ce modelé karstique recoupe de petites fractures, failles et diaclases, dont le remplissage est constitué de sables argileux, à gros grains de quartz et de glauconie. Des organismes perforants ou encroûtants affectent la surface des calcaires et des paléoscarpements précédemment décrits. Ce faciès de remplissage est limité à la proximité immédiate des paléoreliefs, en contrebas desquels se sont déposées des marnes sablo-micacées gris-sombre, glauconieuses, généralement dépourvues de macrofaune (Montenat *et al.*, 1986), attribuées au Cénomanién inférieur par Bizon (*in Saillard, 1991*).

Débordant le Gargasien, ce niveau est surmonté en continuité par le faciès "rutilant" (Sornay, 1950) du Cénomanién moyen, lequel envoie une partie des paléomorphologies crétacées.

Les accidents scellés par ces niveaux albo-cénomaniens ont été observés principalement sur les directions N180-N30 avec un jeu normal dextre (fig. 56 B), et N150-160 avec un jeu dextre à tendance normal (non figuré).



L'état des contraintes tectoniques, déterminées par Saillard (*op. cit*) dans le Nord du fossé, et principalement sur le site du Grand Chavoué, révèle un régime distensif, avec une direction d'extension NE-SW [fig. 56 B, (2)]. Néanmoins, il faut préciser que ce résultat n'est fonction que d'une faible diversité des directions de failles, car beaucoup de structures précoces ont été ultérieurement basculées, déformées ou bien érodées. C'est le cas, par exemple, de fentes de tension très pentée, à N150, affectant l'Urgonien du cimetière d'Aurel (Saillard, 1991), et remplies de Cénomaniens.

Par contre, le même auteur a obtenu un régime de distension diffuse par compilation de la totalité des mesures du fossé, scellées par l'Albo-Cénomaniens.

Les déformations cassantes, apparues durant l'Aptien inférieur (déformations syn-lithifications), sont progressivement scellées par des sédiments, dont les âges s'échelonnent du Vraconien au Cénomaniens moyen. La structuration s'accompagne d'un basculement de l'ensemble du fossé vers le Sud, au point de cantonner les dépôts gargasiens à la moitié méridionale du fossé, la moitié septentrionale correspondant à une zone haute, propre à la surrection de l'axe Ventoux-Lure, dès cette époque (Saillard, *op. cit*).

Les paléomorphologies albiennes du fossé, ennoyées au Cénomaniens moyen, correspondent :

1 - dans la moitié sud du fossé, à l'exacerbation des reliefs aptiens, décapés, puis transgressés par les faciès marno-gréseux [fig. 56 B, (5), (6), (7) et (8)];

2 - dans la moitié nord, à la surrection du haut-fond d'Aurel qui, cette fois, recoupe tout le fossé pour constituer un seuil puissamment fracturé et scellé par une microfaune benthique cénomaniens [fig. 56 B, (3) et (4)].

Les dépôts vracono-cénomaniens colmatent les morphologies karstiques de la moitié nord du fossé, tandis qu'au Sud, leur discordance sur l'Urgonien atteste l'âge apto-albien du basculement notable de la plate-forme vers le Sud.

La terminaison nord-ouest du fossé, constituée de deux accidents N20-N30, détermine la limite des dépôts du Cénomaniens inférieur, transgressif du Sud vers le Nord.

## CONCLUSION

Le bâti structural actuel du fossé de Sault-de-Vaucluse a été initié dès l'Aptien inférieur. Les failles bordières N30 et les accidents majeurs vauclusiens N150, qui le recourent, correspondent, durant l'Urgonien, aux principales limites paléoenvironnementales. Ses bordures est et sud sont constituées d'une succession de hauts-fonds - bas-fonds, propices au développement de colonies récifales sur les reliefs, et au transit des bioclastes dans les zones déprimées. La fin du régime récifal est marquée soudainement par un stade de démantèlement, responsable d'une formation de sédiments grossiers (Masse, 1967).

Les escarpements qui délimitent ces morphologies sont affectés de déformations structurales plastiques, difficilement datables. La persistance de deux générations de stries, antérieures au Cénomaniens, suppose un polyphasage mésocrétacé des principales directions structurales du fossé.

L'épisode structural majeur intervient après le Gargasien et correspond à l'émersion de la région (Friès, 1987; Saillard, 1991). Se développent alors une puissante karstification des reliefs et une érosion importante des assises marneuses et calcaires sous-jacentes.

L'ennoyage progressif des structures pérennes, d'orientation SSE-NNW, paraît s'être opéré, selon Montenat *et al.* (1986), durant le Cénomaniens inférieur-moyen. Il s'effectue par paliers topographiques successifs, avec un approfondissement croissant vers le Sud. Cette subsidence différentielle et la progradation du Sud vers le Nord des niveaux cénomaniens permettent de conclure à une surrection de la bordure septentrionale du massif urgonien durant l'Albien.

Bien qu'il soit malaisé de caractériser les champs de contraintes des déformations crétaées en fonction des paléstructures observées par les auteurs, nous pouvons utilement résumer les épisodes de la structuration du fossé, afin de les comparer à ceux obtenus dans le secteur de Banon :

- Les premiers indices repérables d'une activité tectonique correspondent à l'individualisation de hauts-fonds morphostructuraux NNW-SSE et NNE-SSW, sur lesquels s'installe les récifs urgoniens de l'Aptien inférieur. Les directions de ces morphologies positives, comparées à celles de Banon, confirme le rôle fondamental des accidents N30 et N150 vauclusiens sur les paléomorphologies urgoniennes. Ils délimitent des zones hautes récifales, transversent à la plate-forme, et font l'objet d'une structuration décrochante dextre, antérieure à la lithification des calcaires bédouliens;

- les escarpements les plus anciens qui ont pu être observés dans le fossé de Sault correspondent à la déformation d'un sédiment plastique d'âge urgonien. Nous avons vu, dans le secteur précédent, que la lithification des calcaires pouvait intervenir durant le Gargasien. Ce qui nous incite à considérer les structures cassantes de Sault avec un âge aptien moyen;

- les marnes gargasiennes correspondent à une période de répit tectonique. Leur absence cartographique au Nord des fossés de Sault et de Banon correspond vraisemblablement à une érosion, consécutive à la surrection de la bordure nord de la plate-forme Ventoux-Lure durant l'Albien;



- cette dernière période correspond à la mise en place des principaux traits structuraux régionaux, avec jeu coulissant dextro-normal des accidents N150 et effondrement sur les directions N-S et N30, à jeu normal dextre. Ce processus est responsable de la répartition des dépôts albo-cénomaniens, progradants du Sud vers le Nord, et canalisés par les morphologies en horsts et grabens, au point de rejoindre le bassin vocontien septentrional. Ces coulissages dextres le long des linéaments SSE-NNW sont responsables du tracé en chicane des fossés vauclusiens, systématiquement plus déformés au Sud qu'au Nord. Les directions d'extension, durant l'Albien et sur la plate-forme urgonienne, se font selon une direction NW-SE (fig. 56 B). Cette direction est significative d'une ouverture le long des accidents vauclusiens NE-SW à NNE-SSW.

Comme à propos des demi-grabens de Banon, de même orientation, ces observations permettent de supposer une ouverture en ciseau vers le sud du fossé de Sault : l'extension le long de l'accident N30, postérieure à la période compressive décrochante aptienne, se serait d'abord opérée au Sud, puis aurait progressé vers le Nord durant l'Albien.

Les contraintes tectoniques qui affectent le fossé de Sault, après le Crétacé, correspondent à quatre périodes principales de déformations : compression nord-sud à l'Eocène, extension est-ouest à l'Oligocène, compression nord-sud au Serravalien, puis compression NE-SW au Plio-quatenaire (Saillard, *op. cit.*). Ces structurations tertiaires ne font que réemprunter les principaux accidents, mis en place durant l'intervalle apto-albien.

Il serait intéressant, à plus d'un titre, d'élargir cette notion d'héritage structural crétacé du fossé de Sault-de-Vaucluse aux d'autres grabens tertiaires du Sud-Est de la France, de directions identiques, NNE-SSW, et le plus souvent situés en bordure d'accidents régionaux.

\* \*

\*

## QUATRIEME SECTEUR

### BORDURE SUD DU BASSIN DE MALAUCENE

#### INTRODUCTION

#### CHAPITRE PREMIER: PRESENTATION GEOLOGIQUE REGIONALE

##### I - LES UNITES STRUCTURALES

- A - AU NORD
- B - A L'OUEST
- C - A L'EST

##### II - LES PALEOENVIRONNEMENTS AU CRETACE INFERIEUR

###### INTRODUCTION

###### A - LES FACIES NEOCOMIENS

- 1 - Les faciès vocontiens
- 2 - Les faciès "infra-urgoniens"
- 3 - Le faciès urgonien
- 4 - Le faciès de transition

###### B - LES PALEOGEOGRAPHIES SUCCESSIVES

- 1 - Au Valanginien
- 2 - A l'Hautérvien
  - a - Une région septentrionale
  - b - Une région centrale
  - c - Une région méridionale
- 3 - Au Barrémo-Bédoulien
  - a - Le faciès vocontien
  - b - Le faciès de transition ou pseudo-Urgonien
    - b-1) - La région nord
    - b-2) - La région sud
  - c - Le faciès urgonien

###### 4 - Au Gargasien

- a - Un domaine oriental
- b - Un domaine occidental

###### C - CONCLUSIONS PALEOGEOGRAPHIQUES ET STRUCTURALES

##### III - PRESENTATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE L'URGONIEN

- A - COUPE DU MONT VENTOUX
- B - COUPE DES CRETES DU RISSAS



## CHAPITRE SECOND: ANALYSE STRUCTURALE DE LA BORDURE MÉRIDIIONALE DU BASSIN DE MALAUCENE

### I - CADRE GEOGRAPHIQUE DU BASSIN DE MALAUCENE

### II - CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL

#### A - LES STRUCTURES ACTUELLES

#### B - LES SERIES DE COMPLEMENT

- 1 - Le Gargasien
- 2 - Le Cénomaniien
- 3 - L'Eocène
- 4 - L'Oligocène
- 5 - Le Miocène

#### C - LES FAILLES

### III - PANORAMA DE LA BORDURE SUD DU BASSIN

### IV - ANALYSE TECTONO-SEDIMENTAIRE DU BLOC DE FERINGUANDE

#### A - ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE DE LA DALLE URGONIENNE

#### B - LES MODES DE DEFORMATIONS

##### 1 - Les structures cassantes

##### a - Les failles

- a-1) - Les failles N20-30
- a-2) - Les failles N120-135
- a-3) - Les failles N60-80

##### b - La fracturation

##### 2 - Les déformations plastiques

- a - Les failles en ciseaux
- b - Les étirements
- c - Les brèches

#### C - CARACTERISATION STRUCTURALE

#### D - FICHE SIGNALETIQUE DE LA STATION 9 : CANEVAS P

### CONCLUSION POUR LE SECTEUR DE MALAUCENE



QUATRIEME SECTEUR  
*BORDURE SUD DU BASSIN DE MALAUCENE*

INTRODUCTION

Ce domaine est situé à l'extrême terminaison nord-occidentale du massif urgonien du Ventoux. Il est localisé, comme à Peipin plus à l'Est, sur la marge septentrionale de la plate-forme nord-provençale. Sa bordure sud présente un exemple remarquable de structuration mésocrétacée.

Cette dépression, à remplissage essentiellement paléogène et miocène, occupe une position géostrucurale bien particulière, à la limite sud du Bassin vocontien et en bordure immédiate de l'accident NE-SW de Nîmes, dont l'incidence profonde (Beaudrimont et Dubois, 1977) et le contrôle sur la subsidence des séries mésozoïques (Brasseur, 1962; Monier et Ferry, 1987; Masse *et al.*, 1990) et cénozoïques (Demarcq et Truc, 1967; Kandel, 1986; 1989; Casagrange Fioretti, 1987; Villeger et Andrieux, 1987) sont maintenant reconnus.

Comme pour les autres secteurs étudiés, nous analyserons les structures crétaées en commençant par la description faciologique et paléoenvironnementale des séquences barrémo-aptiennes. Puis, nous aborderons l'analyse tectonique de la bordure sud de ce petit bassin, dont les faciès et les structures révèlent un polyphasage médio-crétacé complexe. En effet ce quatrième secteur d'étude est d'abord un domaine de transition entre deux domaines de sédimentation différents, le Bassin vocontien et la plate-forme urgonienne; il se situe ensuite à la limite entre deux unités structurales distinctes, délimitée par la "faille de Nîmes", le bloc languedocien et le bloc provençal.



## CHAPITRE PREMIER

### PRESENTATION GEOLOGIQUE REGIONALE

#### I- LES UNITES STRUCTURALES

Le bassin de Malaucène, localisé en bordure de la marge nord-provençale, se place à la jonction de plusieurs traits géologiques, définis notamment par leurs caractères structuraux particuliers, et d'orientation est-ouest, sub-méridienne, ou nord-est - sud-ouest (fig. 57). Ces directions correspondent respectivement d'abord au chevauchement du Ventoux, qui constitue la limite entre la plate-forme méridionale et le bassin vocontien; ensuite aux deux linéaments de Die-Rémuzat, situés au front nord du Ventoux; et enfin, à la faille de Nîmes, qui délimite deux unités tectoniques régionales, le bloc languedocien, à l'Ouest, et le bloc provençal, à l'Est.

La connexion de ces trois directions structurales se situe dans le secteur de Mollans, à cinq kilomètres au Nord du bassin de Malaucène.

#### A - AU NORD

Au Nord du Ventoux, au-delà de la plate-forme urgonienne, s'étendent les Baronnies occidentales, appartenant aux Chaînes subalpines méridionales. Elles correspondent, durant le Néocomien, à la partie sud-occidentale du domaine vocontien. C'est une vaste région tourmentée, formée d'une série d'arêtes calcaires, séparées par des cuvettes marneuses, profondément ravinées.

Les traits morpho-structuraux de cette région sont conditionnés par l'existence des deux grands accidents méridiens : *Condorcet-Propiac*, à l'Ouest, au passage duquel se mettent en place plusieurs pointements diapiriques; *Die-Rémuzat*, à l'Est. Ces accidents séparent deux unités tectoniques :

- un domaine oriental, à plis est-ouest, rattachés au domaine des Chaînes subalpines méridionales;
- un domaine occidental, dont les structures sont orientées approximativement Nord-Sud. Il s'étend depuis le secteur de Nyons, au Nord, jusqu'à la bordure septentrionale du Massif de Suzette, définie par l'accident NE-SW de Mollans-Suzette, faisceau de la "faille" de Nîmes.

#### B - A L'OUEST

A l'Ouest du bassin de Malaucène et de la faille de Nîmes, s'étend la vaste dépression rhodanienne, où s'est accumulée une grande quantité de dépôts tertiaires et quaternaires. La limite avec cette dernière est jalonnée par la zone très tectonisée de Lafare-Suzette, à coeur triasique extrudé (Termier, 1927; Lapparent, 1940; Brasseur, 1962). Ce dispositif s'aligne sur le faisceau N50 de Nîmes, qui contrôle successivement la répartition des dépôts du Néocomien, un fossé d'effondrement oligocène, prolongement septentrional du graben NE-SW de Nîmes (Arthaud, Séguret et Ogier, 1981; Casagrande Fioretti, 1985), et enfin les spectaculaires et complexes paléogéographies syntectoniques miocènes, que nous avons déjà étudiées (Kandel, 1986).



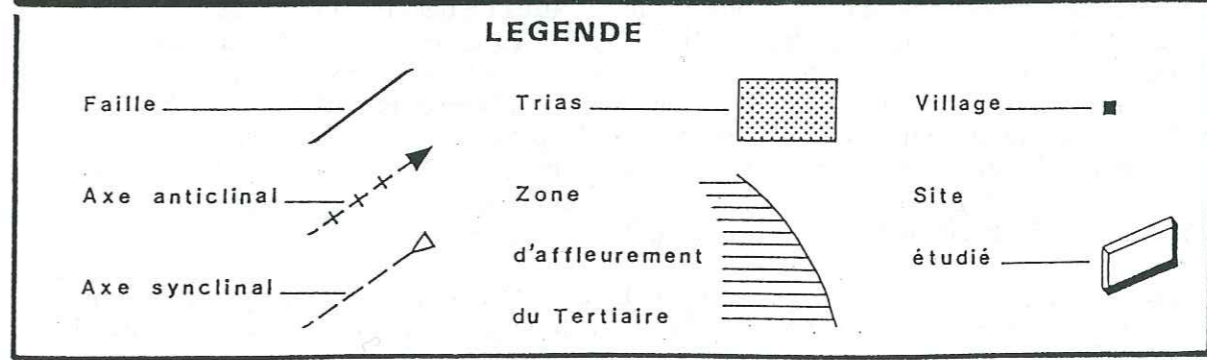
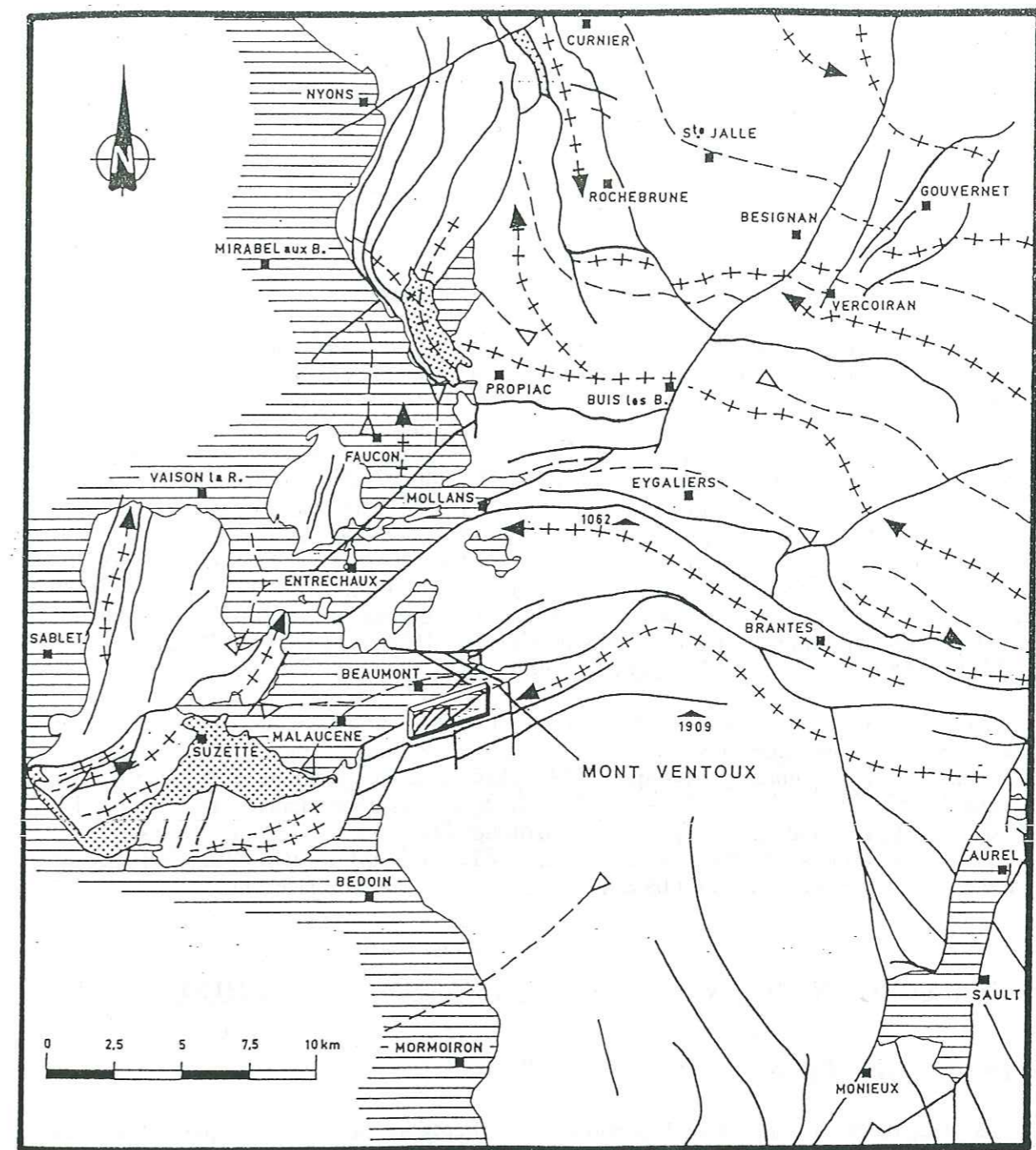


Figure 57 : Schéma structural de la bordure occidentale des Baronnies et du Mont-Ventoux  
 → Localisation du site étudié : le ravin de Féringuande.



## C - A L'EST

Enfin, à l'Est, s'étend le vaste plateau crétacé du Massif du Ventoux, à faible pente méridionale et versant septentrional abrupt, dont le bassin de Malaucène constitue la dépression nord-ouest (fig. 57).

Cette terminaison nord-occidentale du massif du Ventoux correspond, durant le Néocomien, à la transition, rapide vers le Nord, entre le bassin profond vocontien et la plate-forme externe, délimités par le doublet d'accident est-ouest du Mont Ventoux et de la Montagne de Bluye. Ces failles constituent des paliers paléo-bathymétriques. La structuration anticlinale ultérieure de ces massifs chevauchant vers le Nord va conditionner l'histoire synclinale cénozoïque du bassin de Malaucène.

La grande variabilité des dépôts barrémo-cénomaniens de la région, de part et d'autre des accidents majeurs, et notamment de la faille de Nîmes, a été soulignée dès le début du siècle par Jacob (1907).

Cette anomalie a fait l'objet de nombreuses discussions et a pu être interprétée différemment d'un point de vue tectonique. La juxtaposition cartographique, par l'intermédiaire de la faille de Nîmes, de deux domaines paléogéographiques crétacés différents a conduit certains auteurs à reconnaître un âge tertiaire pour cet accident majeur NE-SW (Bergerat, 1982; Villeger et Andrieux, 1987), ou à avancer l'hypothèse d'un coulissement sénestre pluri-décakilométrique post-crétacé (Cornet, 1977; Masse, 1980). D'autres, sur la base d'une reconstitution des rivages du Bombement durancien (Triat, 1982; Ducreux, 1989), ont envisagé le fonctionnement crétacé de la faille délimitant des domaines paléogéographiques distincts (Masse et Philip, 1976; Triat, 1982; Triat et Truc, 1983; Monier et Ferry, 1987; Masse *et al.*, 1990).

La carte gravimétrique, celle des isobathes du socle anté-triasique (Beaudrimont et Dubois, 1977), ainsi que les analyses faciologiques des séries pré-vocontiennes, vocontiennes et urgoniennes (Brasseur, 1962; Masse, 1976) permettent aujourd'hui de savoir que les directions linéamentaires N-S et NE-SW tardi-hercyniennes ont contrôlé les modes de dépôts et les paléomorphologies mésozoïques (Triat et Truc, 1983; Masse *et al.*, 1990), puis cénozoïques (Arthaud et Séguret, 1981; Arthaud *et al.*, 1981; Villeger et Andrieux, 1987), de cette partie du bassin mésogéen du Sud-Est de la France.

## II- LES PALEOENVIRONNEMENTS AU CRETACE INFERIEUR

### INTRODUCTION

Les principales discontinuités tectoniques tardi-hercyniennes, relevées par les auteurs et précédemment citées, contrôlent régionalement les aires de dépôts du Crétacé inférieur.

Ces derniers montrent, à la base, d'importantes variations de faciès, auxquelles se superposent des lacunes de sédimentation, vers le sommet de la pile lithologique infra-crétacée. Les variations de faciès sont surtout spectaculaires durant l'intervalle barrémo-aptien basal, sur la bordure nord-occidentale de la plate-forme du Ventoux. Les séries comprises entre l'Aptien supérieur et le Cénomaniens inférieur sont localement lacunaires, à l'aplomb de plusieurs zones hautes, que Masse *et al.* (1990) ont interprétées comme des panneaux faillés, inclus dans le faisceau de la faille de Nîmes.

Cette différenciation paléogéographique débute au Néocomien et correspond à la mise en place de quatre faciès particuliers, dont la répartition géographique souligne le contrôle structural.

## A - LES FACIES NEOCOMIENS

### 1 - Les faciès vocontiens (Valanginien à Aptien)

Ce sont des marnes et calcaires marneux à Céphalopodes, qui indiquent une mise en place pélagique, relativement profonde de ces sédiments. Ils correspondent à des dépôts de vase de mer calme, "dans des fosses situées en contrebas du talus continental" (Brasseur, 1962).

### 2 - Les faciès "infra-urgoniens" (Valanginien et Hauterivien)

Ils sont très proches des faciès vocontiens; toutefois, les sédiments qui les représentent ont une teneur en carbonate nettement plus élevée et leur microfaune, composée de nombreux Textularidés, Valvulinidés et Miliolies, annonce les associations microfaunistiques typiques des faciès de transition, à l'Urgonien bédoulien de la bordure du Ventoux ou du Vercors (Thieuloy, 1959).

La présence fréquente de bancs de calcaires à débris, jointe au caractère faunistique particulier, indique des dépôts relativement peu profonds et de mer agitée.

### 3 - Le faciès urgonien

Il est représenté par des calcaires à gros débris roulés, ou calcaires graveleux, renfermant de nombreux Polypiers, des Algues, des Orbitolines et des Rudistes.

Ce sont des dépôts côtiers de mer chaude, agitée, d'origine très peu profonde et correspondant à la zone périrécifale. C'est le faciès typique du Vercors et du Mont Ventoux.

Les études menées à la SNPA, puis celles effectuées par Faure (1963), permettent de diviser ce faciès en trois termes à caractères micrographiques bien individualisés.

Les subdivisions confirment celles établies par Leenhardt dans son étude du Mont Ventoux (1883). Nous reprenons les dénominations de cet auteur, U1, U2 et U3, et nous les détaillons ensuite.

### 4 - Le faciès de transition (Barrémien et Bédoulien)

Essentiellement calcaire, ce faciès associe à la fois des caractères vocontiens et des caractères urgoniens. Il est représenté par des calcaires légèrement marneux à Céphalopodes, dont la microfaune d'origine péri-urgonienne se singularise par l'abondance des Miliolies, Textularidés, Valvulinidés, etc...

L'étude des microfaciès (Brasseur, 1962; Masse, 1976) montre de nombreux débris, gravelles et oolithes. Les accidents siliceux (chailles noires ou blondes) y sont fréquentes et parfois spectaculaires ("calcaire de Vaison"). Ces caractères indiquent des dépôts d'assez faible profondeur et en mer agitée, c'est-à-dire de "la zone de bordure du plateau continental" (Brasseur, 1962).

Ce faciès de transition, équivalent stratigraphique et lithologique des calcaires hémipélagiques de Banon, forme, en général, une auréole continue autour des massifs urgoniens *sensu stricto*, de moindre profondeur.



## B - LES PALEOGEOGRAPHIES SUCCESSIVES

### 1- Au Valanginien

Très tôt, Leenhardt (1883) et Goguel (1932) mettent en évidence un épaissement très net du faciès des marnes jaunes bleuâtres, à petites Ammonites pyriteuses, en allant des Baronnies vers le Mont Ventoux. Cette subsidence plus accentuée vers le Sud conduit ainsi à une première individualisation de la future région urgonienne, due à une subsidence plus accentuée.

Brasseur (1962) suppose que le massif de Suzette, situé à quelques kilomètres à l'Ouest du secteur étudié, a été influencé par ce phénomène. En effet, sur le dôme de Vaison-Suzette - Le Barroux, à cœur triasique extrudé, il distingue deux zones de dépôts différentes:

- a - le faciès vocontien typique se répartit, au Sud de ce domaine, sur les massifs de Gigondas, de La Roque-Alric et sur la bordure nord du massif du Barroux;
- b - alors que vers le Nord, dans la région comprise entre Séguret et Vaison, s'individualise un faciès bioclastique plus calcaire, à caractère "infra-urgonien".

Brasseur (1962) suggère ainsi l'existence d'un haut-fond au Valanginien inférieur, au cœur de l'anticlinal Nord-Sud de Séguret. Dépourvue de Valanginien supérieur, cette structure aurait été soumise à l'action de courants sous-marins, responsables d'une érosion contemporaine de la sédimentation. Selon l'auteur, ce phénomène traduit une instabilité des fonds à cette époque et résulte sans doute de "mouvements épirogéniques faibles".

### 2 - A l'Hauterivien

Aussi bien en secteur vocontien (200 à 250 mètres) que dans le secteur de la Montagne de Lure (400 à 500 mètres), l'Hauterivien est représenté par une série de marnes et calcaires marneux alternants, à l'aspect rubané caractéristique. Toutefois, cette alternance présente de nombreuses figures de glissements synsédimentaires relevant, là encore, d'une subsidence supérieure vers le Sud, au niveau du futur massif urgonien.

Concernant cette époque, Brasseur (1962) distingue trois régions, à l'Ouest du bassin de Malaucène, dont les modes de dépôts traduisent les traits de la paléogéographie valanginienne et annoncent ceux du Barrémo- Bédoulien, contrôlés par un faisceau de linéaments NE-SW (N50), qui délimitent les différents faciès du Néocomien supérieur (Triat et Truc, 1983) [fig. 58 A : (4), (5) et (6)]:

- a - *une région septentrionale*, au Nord de l'accident (4), située à l'emplacement de l'anticlinal de Séguret. Les études de Brasseur font ressortir un Hauterivien à caractère vocontien ou à caractère "infra-urgonien";
- b - *une région centrale*, entre les linéaments (4) et (5), qui correspond au massif de Gigondas, à faciès vocontiens analogues à ceux des Baronnies;
- c - *une région méridionale*, entre les failles (5) et (7), où l'Hauterivien se subdivise en deux ensembles nettement différents :
  - un Hauterivien inférieur, de type vocontien avec marnes et calcaires marneux à Céphalopodes;

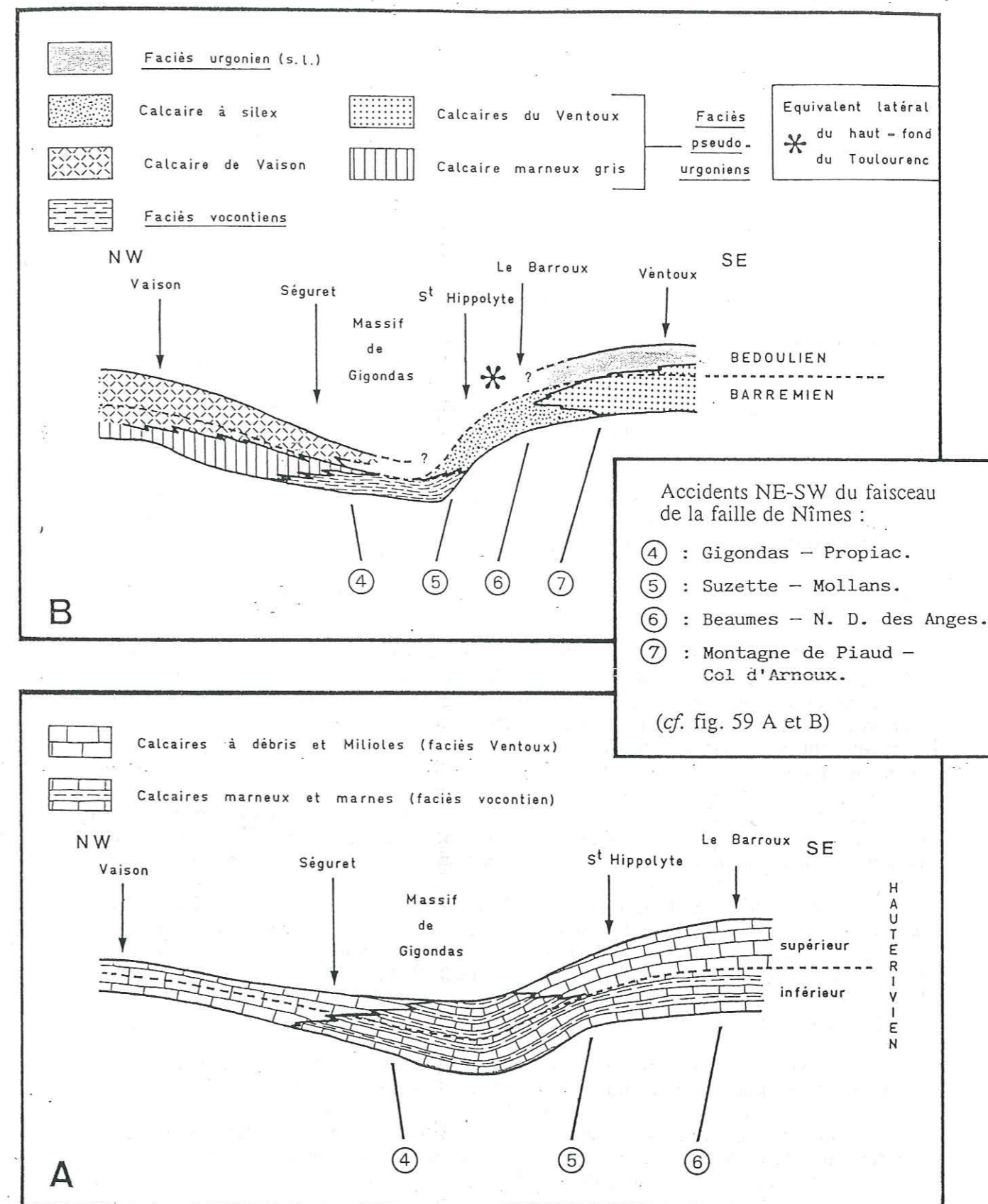


Figure 58 : Schéma de répartition des faciès de l'Hauterivien (A) et du Barrémo-Bédoulien (B), en fonction du mode de dépôt, sur la Bordure occidentale du Ventoux (d'après Brasseur, 1962, modifié).



- un Hauterivien supérieur, exclusivement calcaire, à débris bioclastiques et chailles, dont la microfaune rappelle les associations "pré-urgoniennes", comme le montre l'abondance des Miliolés, des Textularidés et des Valvulinidés.

Cette série, où s'associent des caractères pélagiques et des caractères hémipélagiques, doit être considérée comme la zone de transition avec celle des calcaires à Spatangues du Mont Ventoux.

Bien que partiellement masqué par la présence de Trias, injecté entre les massifs de Gigondas et de La Roque-Alric, le passage de ces différents faciès est assez rapide (quelques kilomètres), et l'épaisseur de l'Hauterivien supérieur augmente rapidement d'Ouest en Est (Brasseur, 1962). De 70 mètres à St Hippolyte, elle atteint 150 mètres à l'Est du Barroux, soit un doublement de puissance sur moins de trois kilomètres.

Ceci confirme les observations de Leenhardt (*op. cit.*), qui notait déjà un épaissement considérable de l'Hauterivien depuis les Baronnies, où la série avoisine 100 mètres, vers le Ventoux, où elle atteint près de 500 mètres d'épaisseur.

Ces variations de faciès (fig. 58 A) accréditent l'existence, durant l'Hauterivien, d'un "fossé" vocontien occupant l'emplacement actuel du massif de Gigondas. Il s'agit probablement d'un golfe de mer profonde, se raccordant au domaine des Baronnies, situé plus au Nord. Ce véritable diverticule vocontien, orienté NE-SW, est bordé au Nord-Ouest et au Sud-Est par des fonds de moyenne profondeur, sur lesquels se sont déposés les faciès de transition "infra-urgoniens".

Cette paléogéographie est proche de celle de l'époque barrémo-bédoulienne, à laquelle appartiennent les traits paléomorphologies précédemment décrits, et simplement affinés par des observations à une plus grande échelle.

### 3 - Au Barrémo-Bédoulien

L'étude stratigraphique des nombreuses coupes géologiques, levées par les auteurs (Brasseur, 1962; Maillard, 1963; Masse, 1976; Monier et Ferry, 1987) dans les niveaux barrémiens et bédouliens, a permis de définir un grand nombre de faciès. Mais leur diversité et leur imbrication sont telles que le stratigraphe ne dispose pas de repères continus lui permettant de proposer des coupures identifiables et constantes pour ce domaine paléogéographique.

Nous avons choisi les subdivisions lithostratigraphiques proposées par Masse (1976) et reprises récemment par Monier et Ferry (1987). Ce dernier inclut l'Urgonien dans le Bédoulien et non dans le Barrémien supérieur, comme le proposait Faure (1963).

A partir de données de terrain et de plusieurs reconstitutions cartographiques ou en coupes de la paléogéographie barrémo-bédoulienne (Brasseur, 1962; Maillard, 1963; Fahy, 1965; Casagrande, 1985; Monier et Ferry, 1987), nous présentons également une carte de la répartition de ces différents faciès (fig. 59 A), sur laquelle nous avons porté plusieurs accidents de direction NE-SW ou NW-SE, dont les numéros reportent le lecteur aux figures 58 et 59.

D'une part, ces failles constituent les principaux traits structuraux actuels (à ceci près que les lignes est-ouest à N110 du Ventoux et de Bluye sont aujourd'hui très déformées), d'autre part, elles coïncident aux limites des différents domaines de sédimentation crétacée.

Au nombre de huit, pour l'ensemble du domaine considéré, les accidents sont numérotés de (1) à (8). Les trois premiers sont situés au front nord du Ventoux, dans la région de Buis-les-Baronnies. Nous distinguons, successivement, les failles de :

- (1) → Nyons - Propiac, de direction N145-150;
- (2) → Curnier - Rochebrune - Buis, également N145-150;

- (3) → Buis - Col de Soubeyrand, d'azimut N30-35, devenant méridien vers le Nord, pour constituer alors l'un des deux grands accidents de l'ensemble Baronnies - Diois - Vercors.

Les études géophysiques ont montré que ce grand trait structural affecte le socle et qu'il se rattache vers le Sud, par l'intermédiaire d'un doublet d'accident nord-sud (*cf.* "Cinquième secteur : La région de Buis"), à la faille de Nîmes, de direction sensiblement N50.

Cette dernière se traduit, en surface et durant le Néocomien supérieur, par un faisceau d'au moins quatre accidents parallèles, tels que :

- (4) → Gigondas - Les Baumettes - Propiac;
- (5) → Suzette - Mollans (faille de Nîmes *sensu stricto*), ou limite occidentale de la Montagne de Bluye et du Mont Ventoux;
- (6) → Beumes, reliée vers le Nord à celui de Reyneud - N.D. des Anges;
- (7) → la Montagne de Piaud, où se localise, en bordure orientale, la zone que nous allons détailler (*cf.* ci-après : "Chapitre second"). Cet accident se rattache, plus ou moins bien vers le Nord, à l'accident du Col d'Arnoux. Il correspond à la "faille de Lorient", décrite par Triat et Truc (1983) ainsi que par Masse *et al.* (1990).
- (8) → Sault - Les Vergiers - Gordes, (S.-LV.) de direction N35, dont nous connaissons l'activité albienne (*cf.* "Deuxième secteur : Le champ de fractures de Banon").

Tandis que le faciès vocontien du Barrémien se distingue assez mal des alternances régulières de marnes et calcaires de l'Hauterivien, les faciès du Bédoulien, moins profonds et correspondant à l'individualisation la plus forte des bordures du bassin, s'affirment comme représentatifs de zones très subsidentes (fig. 59 C), avec de fortes accumulations calcaires et des dépôts de hautes énergies. Nous reprenons en partie les subdivisions faciologiques proposées par Brasseur (1962), car elles permettent une approche paléoenvironnementale assez précise de la région du Mont Ventoux - Buis - Vaison - Le Barroux, au coeur de laquelle se trouve le bassin de Malaucène.

Ainsi, le Barrémo-Bédoulien forme-t-il la classique trilogie des faciès vocontien, pseudo-urgonien et urgonien, distingués selon la profondeur et la nature des dépôts (fig. 58 B).

#### a - Le faciès vocontien

Les terrains rapportés à ce groupe sont affectés par d'importantes variations de faciès et d'épaisseur (de 50 à 350 mètres), par de fréquents phénomènes de slumpings ainsi que par des figures de glissements synsédimentaires. Il est représenté :

- dans sa partie inférieure, par une alternance de bancs calcaréo-marneux, parfois à débris organiques,
- dans sa moitié supérieure, par une puissante barre calcaire en gros bancs massifs, souvent finement organo-détritiques.

Ce faciès est essentiellement réparti au Nord de la ligne Ventoux-Lure, zone où son épaisseur décroît rapidement. Il dessine vers le Sud-Ouest, et comme à l'Hauterivien, un diverticule ou sillon sédimentaire, à l'emplacement de la zone pélagique du massif de Gigondas (fig. 59 A).



Ce diverticule du bassin vocontien, qualifié d'"ensellement comtadin" (Monier, 1986; Masse *et al.*, 1990), est aligné selon des failles N50 (4) et (6), satellites de celle de Nîmes.

La courbe de bathymétrie relative et la coupe NW-SE, transverses aux structures des faciès du Barrémo-Bédoulien proposés par Maillard (*op. cit.*) (fig. 59 C, horizontalisation au toit de l'unité U2), diffèrent un peu de notre schéma paléo-environnemental. En effet, cet auteur situe la zone de moindre subsidence (ou faciès vocontien) à la verticale de l'anticlinal de Séguret, que nous situons déjà dans le faciès "pseudo-urgonien".

Enfin, le faciès vocontien est limité à l'Ouest du Buis, au niveau du linéament (1), qui borne la terminaison sud-occidentale des Baronnies.

#### b - Le faciès de transition ou pseudo-Urgonien

La zone de moindre profondeur, où se sont déposés les faciès pseudo-urgoniens, est le siège de nombreux remaniements intraformationnels, témoignant de la mobilité de ce seuil.

C'est dans ce faciès de transition que se trouvent les épaisseurs maximales, constatées déjà par Goguel, qui, à la suite de ses travaux sur le Ventoux (1948), en déduit que ce domaine sédimentaire est le siège des plus fortes subsidences.

Ce qui est certain, c'est que la subsidence des dépôts de faciès intermédiaire est dissymétrique du NW au SE et vers le Mont Ventoux, où elle est plus accentuée, c'est-à-dire située dans la zone de passage latéral rapide à l'Urgonien. Les coupes de Brasseur et de Maillard (*op. cit.*) mettent bien ce dispositif en évidence (fig. 58 B).

Le sillon vocontien d'axe NE-SW délimite ainsi deux bassins barrémo-bédouliens avec au Nord-Ouest le bassin de Valréas et au Sud-Est le bassin de Carpentras, identifiés tous deux à partir des études menées par les auteurs et grâce aux sondages S.N.P.A. (groupe Drôme).

##### b-1) - La région nord (massif de Séguret-Vaison) ou bassin de Valréas.

Brasseur (*op. cit.*) y distingue deux faciès particuliers (fig. 58 B) :

- *à la base*, un calcaire gris peu marneux, microgrenu, à Textularidés, Miliolés et Radiolaires, qu'il rapporte au Barrémien inférieur et moyen ("Calcaire marneux gris");

- *au sommet*, des calcaires plus massifs, grenus, à débris et chailles fréquentes, attribués au Barrémien supérieur-Bédoulien ("Calcaire de Vaison").

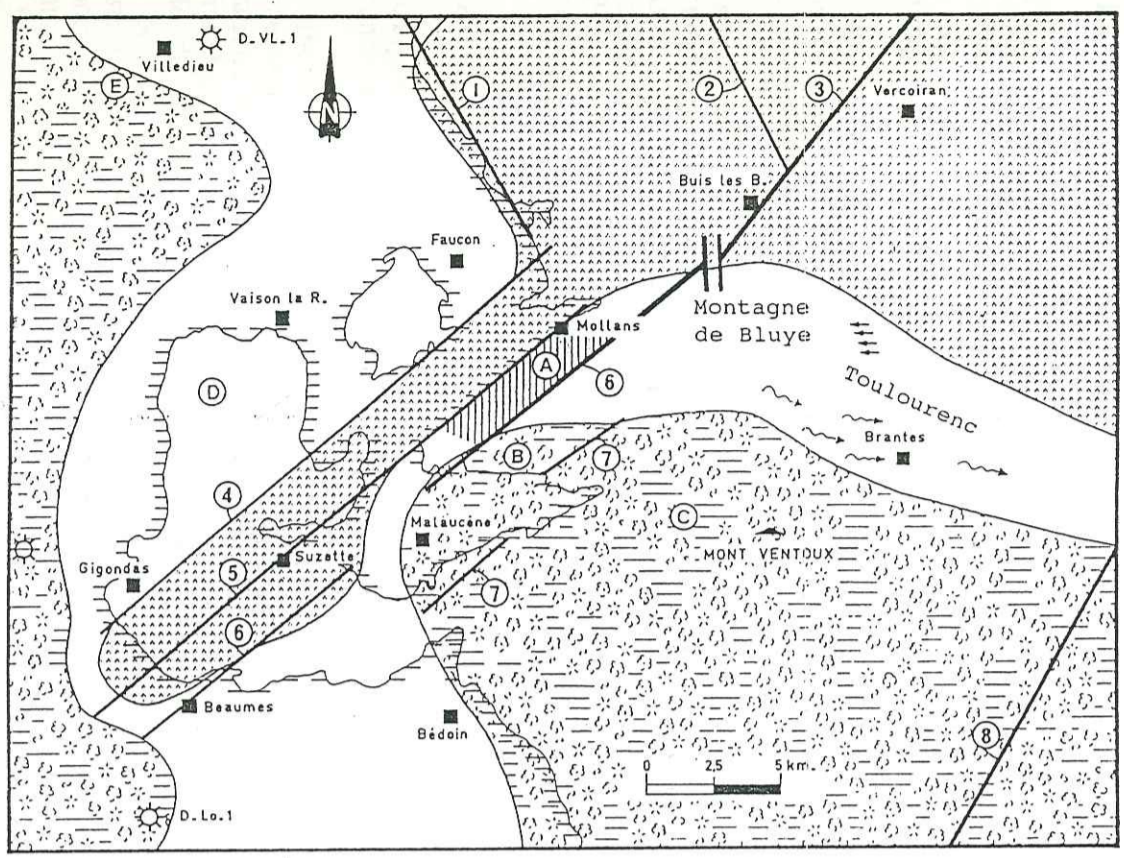
Ce dernier faciès passe, en moins de 8 kilomètres vers le Nord, au faciès urgonien *sensu stricto*, identifié près de Villedieu lors du forage -D. V.L. 1- de la S.N.P.A.

##### b-2) - La région sud (massifs de la Roque-Alric et du Barroux) ou bassin de Carpentras.

Bien que seul le Barrémien y soit représenté, son faciès de transition est d'un type particulier. Il est constitué par une série de calcaires gris peu marneux grenus, à nombreux petits Foraminifères (Miliolés et Valvulinidés) et grosses chailles stratiformes ou rognoneuses ("Calcaire à silex").

Ces calcaires passent, vers le sommet et latéralement vers le Sud-Est, au faciès urgonien typique. Par contre, vers le Nord-Est, parallèlement au sillon profond et suivant les directions N50 (5) et (6), ce faciès se distingue encore sur le plan environnemental.

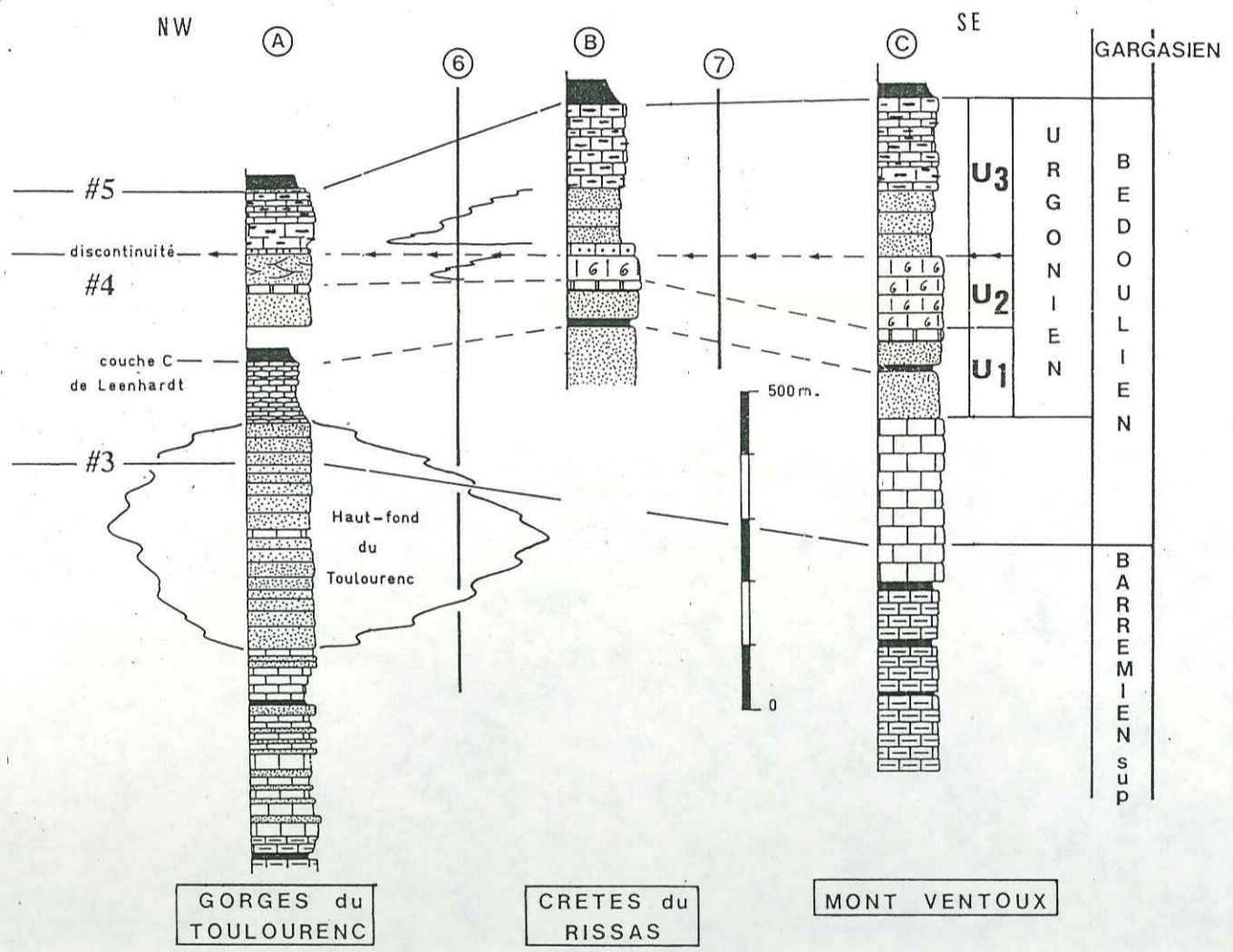




**LEGENDES**

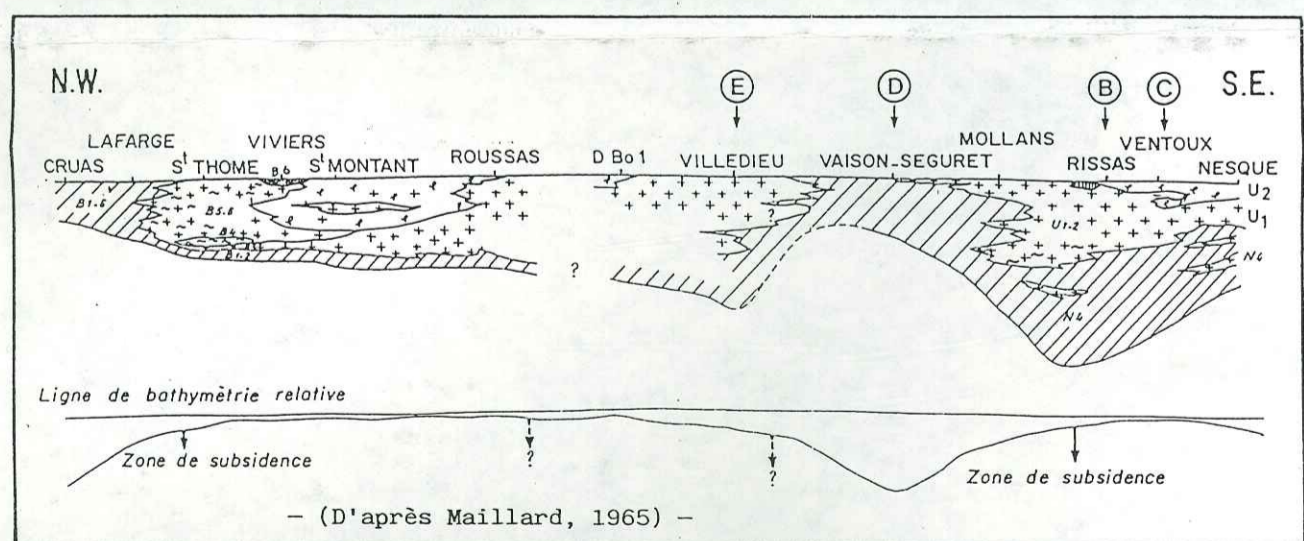
- Faciès urgonien à Rudistes (U<sub>2</sub>)
- Faciès pseudo-urgonien
- Faciès vocontien
- Limite entre les terrains anté-tertiaires et tertiaires
- Linéaments (① à ⑧)
- Haut-fond du Toulourenc
- Strates obliques. ~ Turbidites
- Sondages S.N.P.A.
- Coupes

225



**B**

- Niveau marneux
- Calcaire bioclastique
- Niveau à madréporaires
- Calcaire bioclastique à grains de quartz
- Calcaire fin à silex - calcilutite -
- Calcaire fin - biomicrite -
- Calcaire marneux
- Calcaire à Rudistes (U<sub>2</sub>)



**C**

- Biotope à Rudistes (U<sub>2</sub>)
- Biotope à Polypiers
- Calcaire à débris biotope à Ostraea
- Biotope à Céphalopodes

**FIGURE 59 : DISTRIBUTIONS VERTICALE ET HORIZONTALE DES FACIES DU BARREMO-BEDOULIEN DU VERSANT NW DU MASSIF DU VENTOUX.**

**A :** Répartition des faciès urgoniens et vocontiens et leurs relations avec les linéaments structuraux.  
**B :** Corrélations lithostratigraphiques, depuis le domaine de plate-forme jusqu'au domaine hémipélagique. Coupes horizontalisées au toit de U<sub>2</sub> (A et B d'après Monier et al., 1987; C d'après Masse, 1976)  
**C :** Evolution régionale des faciès, du Ventoux à Cruas. Coupe horizontalisée au toit de U<sub>2</sub> (D'après Maillard, 1965)



En effet, Monier et Ferry (1987) présentent la coupe du Barrémo-Bédoulien des gorges du Toulourenc (fig. 59 B), dont le caractère paléoenvironnemental très local, en bordure immédiate du faciès urgonien *sensu stricto* (crêtes du Rissas), leur suggère l'existence à cet emplacement d'un haut-fond précoce, d'âge barrémien (fig. 59 A et B), en coin d'un bloc de substratum basculé. Ils y décrivent une épaisse série de calcaires bioclastiques (300 mètres) "sous les termes les plus nordiques de l'Urgonien", considérés ici comme déjà pseudo-urgoniens.

Il s'agit de biocalcarénites (grainstones à Orbitolinidae, Miliolidae, Echinodermes et Algues calcaires), d'un milieu à forte énergie, datées par ces auteurs du Barrémo-Bédoulien: elles sont comprises entre deux couches plus marneuses, comprenant à la base, *Hemihoplites* sp. (Barrémien supérieur), et au sommet, *Prodeshayesites* sp. (Bédoulien inférieur) de la couche "C" de l'unité U1 de Leenhardt.

Cette coupe se situe à l'angle nord-occidental des faciès typiques de l'Urgonien et d'une zone de subsidence de plus en plus active en allant vers le Sud-Est. C'est pourquoi Monier et Ferry (1987) concluent que cette zone restreinte marque la limite de progradation vers le Nord de la plate-forme provençale, où elle constitue "un synclinal perché dominant les dépressions de Malaucène et d'Entrechaux". Ce haut-fond se raccorde vers le Nord-Est à un nouveau bloc basculé de substratum (bloc de Bluye), plus profond, dont "le pendage sud créerait une "gouttière" sub-Est-Ouest, en avant du Ventoux, "gouttière" favorable à la mise en place des turbidites barrémiennes de Brantes" (fig. 59 A).

#### c - Le faciès urgonien

Depuis les travaux de Leenhardt (1883), le Mont Ventoux est connu comme le point d'extrême avancée vers le Nord des calcaires urgoniens provençaux. Et c'est donc sur son flanc nord-est, sur les crêtes du Rissas (bordure nord du bassin de Malaucène), que se réalise le passage entre les calcaires bioconstruits (unité U2, fig. 59 B) et les calcaires fins à silex, annonçant le bassin vocontien.

La limite du faciès urgonien vers le Sud du secteur étudié coïncide approximativement, d'après Maillard (1963), à la limite cartographique actuelle de ce faciès, soit la bordure nord-orientale du bassin de Carpentras.

Le site de Ste Marguerite, terminaison orientale du bassin de Malaucène, qui fait ici l'objet d'une étude structurale, est caractérisé par des faciès identiques à ceux du Rissas. Les calcaires à Rudistes (unité U2, Urgonien *sensu stricto*) sont limités ici à une vingtaine de mètres d'épaisseur, contre plus de 60 mètres au Mont Ventoux (Masse, 1976). Les figures 59 B et 59 C, horizontalisées au toit de cette séquence, permettent de bien visualiser les variations de puissance et de faciès vers le Nord-Ouest de l'Urgonien.

#### 4 - Au Gargasien

Le Gargasien est essentiellement constitué par des marnes bleu foncé à patine noire, à gypse secondaire, renfermant quelques petites Ammonites et intercalations ferrugineuses.

La limite inférieure, du moins pour le domaine provençal, est bien définie lithologiquement et paléontologiquement. Elle débute par la discontinuité #4, à bioperforations et bréchifications des calcaires sous-jacents, surmontée par les premières assises, franchement marneuses (fig. 59 B). Le Gargasien inférieur est défini, comme pour l'ensemble du bassin, par *Schakoina cabri*. La limite supérieure de la formation est inconnue pour le secteur de Malaucène nous concernant. La zone à *Globigerinelloides ferreolensis* et *G. algerianus* du Gargasien supérieur n'a pas été identifiée, en l'absence de ces biozones. Autrement dit, une partie seulement de la série est visible sous la discordance du Cénomaniens transgressif à Céphalopodes (#9).



Cette lacune de sédimentation de la séquence G, par non dépôt local, ou par érosion associée aux altérations tertiaire et quaternaire, ne facilite pas la superposition du schéma de la paléogéographie gargasienne aux épisodes précédents.

La puissante structuration anté-gargasienne est responsable, à cette époque, d'une émergence partielle du Ventoux et de la Montagne de Lure, notamment de leur front septentrional. Sur leur bordure, les discontinuités sédimentaires du Gargasien ne sont plus faciologiques mais d'épaisseur. En effet, la séquence G se présente toujours sous le faciès vocontien typique dans les Baronnies, mais sa puissance varie de 0 à 250 mètres.

Pour le domaine cartographique du Mont Ventoux - Buis - Vaison-Barroux, on peut distinguer deux régions paléoenvironnementales différenciées, est et ouest, correspondant respectivement aux deux blocs tectoniques languedocien et provençal :

#### a - Un domaine oriental

Il est défini à l'Est de la faille de Mollans - Suzette [(5)], entre Malaucène (ravin de Féringuande - Les Alazards), et la partie orientale du fossé : l'épaisseur du Gargasien y décroît de 100 à 20 sur quatre kilomètres de distance, d'Ouest en Est; il disparaît totalement ensuite. Le Mont Ventoux est totalement dépourvu de Marnes bleues et ce, jusqu'à la limite nord de la Montagne de Bluye.

L'absence de la séquence gargasienne dans la moitié sud du massif de Suzette n'est pas expliquée. Est-elle due à une intense érosion par des courants du sommet d'un haut-fond, ou bien est-elle consécutive à la forte tectonisation ultérieure. Ou bien encore ce massif aurait-il émergé dès cette époque ? Nous ne pouvons répondre de façon certaine. Par contre, il est sûr que ce faciès se condense considérablement vers l'Est et à partir des linéaments (5) et (6) de Suzette - Mollans et de Beaumes - N.D. des Anges.

#### b - Un domaine occidental

Il correspond au compartiment ouest de la faille de Nîmes, où, immédiatement en contrebas, le Gargasien atteint rapidement une forte épaisseur, voisine de 150 mètres. Puis, vers l'Ouest, la succession des termes postérieurs au Bédoulien se complique notablement. Encore plus à l'Ouest, sous la plaine miocène du Tricastin, la succession des séries post-néocomiennes fait reposer le Gargasien, l'Albien (sensu lato) ou le Cénomaniens sur les calcaires bédouliens (Masse *et al.*, 1990). A trois kilomètres au Nord de la faille de Nîmes, Masse *et al.* (1990) ont reconnu l'absence de la séquence G, à Crestet, où le Cénomaniens inférieur repose directement sur le Bédoulien calcaire. Par contre, le sondage de Villedieu, effectué par la S.N.P.A., à sept kilomètres au NW de Crestet, révèle une série gargasienne de 250 mètres de puissance alors qu'à Bollène, à huit kilomètres plus à l'Ouest, le Cénomaniens, recoupé en forage, repose de nouveau sur le Bédoulien.

Un tel contact Cénomaniens moyen - Bédoulien hémipélagique a été observé par Masse *et al.* (1990) dans les environs de Châteauneuf-du-Pape, à 25 kilomètres au SW de Vaison. Le toit des calcaires correspond, là encore, à une surface durcie ferruginisée et perforée. La lacune de l'Aptien supérieur - Albien inférieur est représentée par une croûte stromatolithique phosphatée de 10 à 50 centimètres d'épaisseur, d'âge incertain, mais pouvant correspondre à l'intervalle albien moyen-albien supérieur. L'intercalation de passées sableuses laminées turbiditiques et la nature circalittorale (néritique profond) de l'environnement de dépôts de cet horizon, nous incitent, par comparaison avec les autres domaines étudiés sur la plate-forme, à attribuer cette série condensée à la discontinuité de sédimentation albienne #8.

Les données fournies par les forages et recueillies par les auteurs, bien qu'insuffisantes pour identifier la répartition géographique de chaque séquence, permettent néanmoins de constater que ces anomalies : variations de faciès, érosion ou non-dépôt, s'alignent selon les mêmes directions structurales NE-SW, mises en évidence pour les séries barrémiennes.

## C- CONCLUSIONS PALEOGEOGRAPHIQUES ET STRUCTURALES

On savait déjà que la flexure Ventoux-Lure, par laquelle s'effectue le passage des séries de plate-forme externe (faciès hémipélagiques) aux séries de bassin (faciès pélagiques), était un trait remarquable de la paléogéographie crétacée. Les variations d'épaisseur, ainsi que l'analyse faciologique et paléobathymétrique des séries néocomiennes, montrent que la structure de détail de cette région "nodale" est plus complexe et fortement influencée par le faisceau d'accidents N50 de Nîmes; idée en accord avec les thèses récentes de Masse (1980), Triat et Truc (1983), Monier et Ferry (1987) et Masse *et al.*, (1990).

Ces accidents déterminent, à l'Ouest du Ventoux, un sillon sédimentaire profond d'axe NE-SW, actif au moins à partir du Valanginien et très influent sur les aires de dépôt aptiennes.

Les bordures de ce golfe sont étagées et permettent des passages latéraux de faciès très brusques. Néanmoins, cet axe de subsidence différentielle a un flanc oriental plus abrupt et plus haut, vraisemblablement responsable du non-dépôt gargasien vers l'Est.

Les perturbations sédimentaires de l'Albien moyen-Cénomaniens *p.p.*, soulignées par la discontinuité #8, s'observent de part et d'autre de la faille de Nîmes, dont la mobilité rend compte de rapides variations sédimentaires latérales. Il s'agit du passage, extrêmement rapide, des séries littorales du Cénomaniens de Montfaucon à celles, hémipélagiques, de Châteauneuf-du-Pape. Cette mobilité synsédimentaire des compartiments de la faille de Nîmes, les unités languedocienne et provençale, fournissent également une explication aux érosions sous-marines durant l'Albien - Cénomaniens (Masse *et al.*, 1990); les seules fluctuations eustatiques (Rubino, 1988), par accentuation de l'hydrodynamisme sous-marin, ne permettent pas de rendre compte de toute ces perturbations sédimentaires.

Finalement, toute la pile lithologique du Crétacé inférieur présente des successions anomales, lesquelles jalonnent la faille de Nîmes et ses satellites le long d'un même sillon de subsidence, l'"ensellement contadin", dont "elles soulignent l'activité synsédimentaire" Masse *et al.*, (*op. cit.*).

## III- PRESENTATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE DE L'URGONIEN

Après avoir décrit les relations entre les différents faciès du Barrémo-Bédoulien et représenté leurs extensions horizontale et verticale, nous nous intéressons plus particulièrement aux faciès de l'Urgonien. C'est dans cette unité qu'une déformation tectonique antérieure au Gargasien a pu être observée et caractérisée.

Le terme d'Urgonien, créé par d'Orbigny (1850), désignait initialement les seuls calcaires récifaux à nombreux Pachyodontes de la localité d'Orgon (Bouches-du-Rhône).

Actuellement, cette définition est parfois étendue à d'autres formations qui, malgré leur apparentement à ce faciès, en diffèrent cependant du point de vue microfaciologique. C'est ainsi que l'Urgonien peut englober l'ensemble des faciès des plate-formes péri-vocontiennes d'âge barrémo-aptien.

Les localisations stratigraphique et paléogéographique et la diversité des faciès récifaux de la plate-forme méridionale du bassin nous amènent à restreindre ce domaine d'étude à la dernière séquence calcaire franche vocontienne. Et là, tandis que certains auteurs font débiter l'Urgonien à la base du Barrémiens supérieur (Faure, 1963; Maillard, 1963), nous choisissons, à la suite des récents travaux de Masse (1976; 1980), Monier et Ferry (1987) de lui attribuer un âge bédoulien (Aptien inférieur).

Plusieurs coupes (fig. 59 B) levées par ces auteurs permettent de reconnaître les trois unités lithologiques urgoniennes décrites par Leenhardt (1883), telles que U1, U2 et U3, qui, depuis, constituent la série compréhensive des faciès récifaux de plate-forme.



## A- COUPE DU MONT VENTOUX

[fig. 59 B (c)], d'après Masse (1976).

Sur le Barrémien supérieur marno-calcaire (800 mètres) et sur une série de calcaires fins du Bédoulien inférieur (200 mètres) débutent les "calcaires inférieurs" U1.

Ce sont des calcaires bioclastiques (grainstones), puissants de 80 mètres, intercalés d'un horizon marneux fossilifère, situé une dizaine de mètres sous le sommet : c'est la couche "C" de Leenhardt (*op. cit.*), à Nérinées, Serpules, bivalves et Brachiopodes. Celle-ci s'achève par un niveau de quelques mètres d'épaisseur, composé d'un calcaire repère à Madréporaires et souvent représenté, vers l'Ouest, dans les séries "pseudo-urgoniennes".

Le terme U2, ou "calcaires à *Requienia*", constitue le faciès à Rudistes. Il s'agit de l'Urgonien *sensu stricto*, équivalent latéral du terme récifal étudié sur les bordures des fossés de Banon et de Sault.

Il contient notamment des Caprinidae, des Requieniidae, des Monopleuridae, associés à des Miliolidae et à des Algues.

C'est un calcaire très pur, massif et mal stratifié, localement contaminé par du matériel allochtone, notablement terrigène sur les marges de la plate-forme.

Masse (1976) décrit une surface de discontinuité au toit de cette séquence, discontinuité que nous assimilons à #4. Ce qui nous a incité à prendre ce repère faciologique comme niveau de référence horizontal des coupes exécutés.

Le terme U3, ou "calcaires supérieurs," est représenté d'abord par des biocalcarénites (80 mètres), puis par des calcilutites à silex de type hémipélagique (130 mètres).

## B - COUPE DES CRETES DU RISSAS

[fig. 59 B (b)], d'après Monier et Ferry (1987)

Effectuée à quelques kilomètres à l'Ouest du Ventoux, cette coupe correspond approximativement à la succession lithologique de la série de Sainte Marguerite, qui va être étudiée plus loin. La trilogie urgonienne y est beaucoup plus restreinte, notamment le terme intermédiaire U2, réduit à 20 mètres environ.

Comme nous l'avons déjà vu, la coupe des gorges du Toulourenc, exécutée plus à l'Ouest, enregistre de fortes variations de faciès, et ce en moins de 4 kilomètres : la base de l'unité U1 et la totalité de l'unité U2 sont relayées par des faciès plus profonds et plus terrigènes, de types hémipélagiques bioclastiques, à stratifications entrecroisées au sommet.

Seule une forte pente vers l'Ouest permet d'expliquer ces variations latérales de faciès.

## CHAPITRE SECOND

### ANALYSE STRUCTURALE DE LA BORDURE MÉRIDIIONALE DU BASSIN DE MALAUCÈNE

#### I - CADRE GEOGRAPHIQUE DU BASSIN DE MALAUCÈNE

Le bassin de Malaucène est situé à 25 kilomètres à l'Est d'Orange, au cœur du Comtat Venaissin (carte topographique 1/25.000, réf. 3140 Ouest).

Il constitue, au Nord-Est de Carpentras, une profonde dépression sub-équatoriale très encaissée, fermée de toutes parts et bordée par les terminaisons occidentales du Mont Ventoux, au Sud, et de la Montagne de Bluye, au Nord, soit respectivement la Montagne de Piaud et la barre du Rissas (fig. 57).

Le Massif d'Arfuyen et celui de Lafare-Suzette, à cœur diapirique, derniers reliefs importants à dominer la vallée orientale du Rhône, en constituent sa bordure occidentale, également escarpée.

Le bassin de Malaucène, long de 8 kilomètres et large de 4 kilomètres, se raccorde au Nord-Ouest à la plaine alluviale de Vaison, par un étroit couloir, de direction NW-SE. Celui-ci guide les deux principaux ruisseaux du bassin, le Groseau et le Rieu Froid, affluents de l'Ouvèze.

Le relief est assez plat au centre : il se redresse progressivement vers le Sud, jusqu'à constituer une longue crête, à flanc sud très penté, bordant les massifs escarpés urgoniens de la Montagne de Piaud et du Rocher des Rams.

L'affleurement étudié se trouve à 4 kilomètres à l'Est de Malaucène et à 1 kilomètre à l'Ouest de Ste-Marguerite, sur la bordure sud orientale du bassin (fig. 60).

#### II - CADRE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL

##### A - STRUCTURE ACTUELLE

Le bassin de Malaucène, situé à la terminaison nord-occidentale de la plate-forme provençale, est compris entre deux unités morphostructurales urgoniennes : la Montagne de Bluye, au Nord, et le Mont Ventoux, au Sud (fig. 57).

Cette dépression, à remplissage essentiellement tertiaire, détermine un synclinal, avec un flanc sud très redressé (le pendage moyen du Miocène burdigalo-serravallien est de 45° vers le Nord), et un flanc nord de direction N90 de 15° maximum vers le Sud. La terminaison périsynclinale se situe vers l'Est, près de Ste Marguerite. A l'Ouest, la bordure du bassin s'oriente brusquement NW-SE et recouvre partiellement le diapir de Suzette.



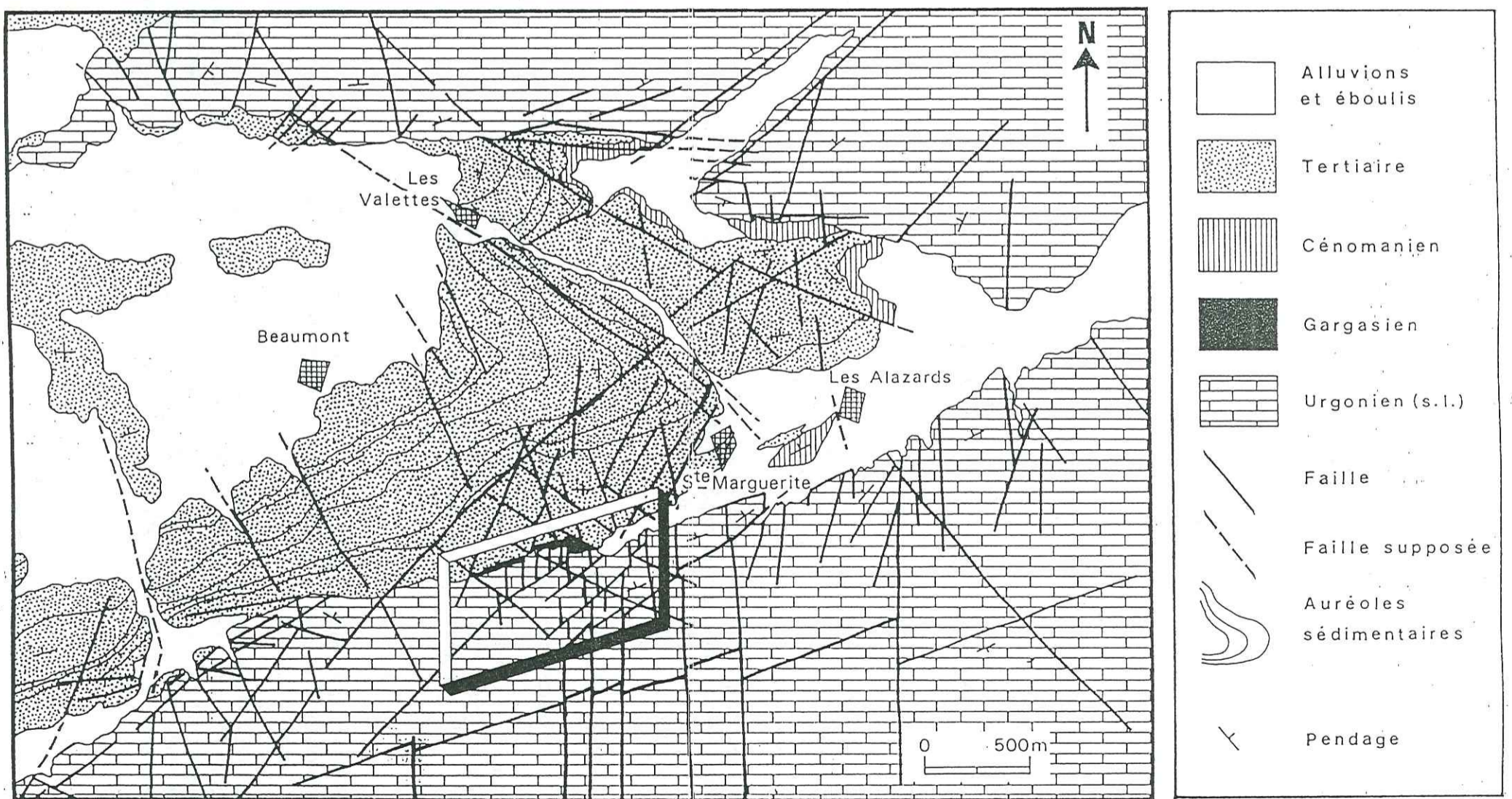


Figure 60 : Carte géologique simplifiée de la terminaison orientale du bassin de Malaucène.  
 → Localisation du site étudié : le ravin de Féringuande.



## B - LES SERIES DE COMBLEMENT

Délimitée par les escarpements faillés de l'Urgonien, cette dépression subit un remplissage complexe, depuis le Gargasien jusqu'au plio-quatenaire.

### 1 - Le Gargasien

Comme nous l'avons déjà dit, il se limite à 20 mètres d'épaisseur. Il est visible par pointements le long de la bordure méridionale du bassin (ravin de Féringuande) (fig. 60), et se présente avec une forte pente nord, comme l'Urgonien, sur lequel il repose. Le contact entre ces deux lithologies contrastées se fait par l'intermédiaire de la discontinuité #4. La séquence G, des marnes bleues, scelle l'importante fracturation méridienne portée par les calcaires urgoniens (*sensu lato*).

Ce faciès marneux est ici très riches en rostrés de Bélemnites et en Ammonites pyriteuses.

Les études effectuées par Saillard (1991) permettent de leur attribuer un âge gargasien inférieur, au moins pour la base de la série.

Il distingue deux niveaux avec, de bas en haut :

- des marnes noires pyriteuses à *Schackoina cabri*, *Globigerinelloides blowi* et *Tritaxia* (remaniées).

- des marnes vertes glauconieuses à débris phosphatés et dents de Squales. Outre de nombreux Ostracodes et Foraminifères usés, le plancton est composé de *Globigerinelloides blowi*, *Clavibergella* sp., *Hedbergella aff. planispira* et *H. infracretacea* (déterm. Bizon).

Par affinité lithologique avec les unités cénomaniennes du Nord d'Aurel, Saillard (1988, 1991) estime que ces dépôts correspondent à un stade de comblement sédimentaire fini-structural. En effet, le niveau de base est de type pélagique alors que le second est de faciès littoral.

### 2 - Le Céno-manien

Transgressif et discordant cartographiquement sur les termes sous-jacents, il débute par la discontinuité #9 et recouvre les "Marnes bleues", sans l'intermédiaire de niveaux identifiés du Clansayésien et de l'Albien. Il affleure irrégulièrement à l'Est du fossé sous forme de grès marneux roux, localement très conglomératiques et azoïques.

Il n'a pas été reconnu de niveaux crétacés post-céno-manien.

### 3 - L'Eocène

Il s'agit de conglomérats en chenaux à galets calcaires et siliceux (chailles) urgoniens, attribuables à l'Eocène supérieur et de marnes sableuses gris verdâtres ou localement bariolées.

Dans la partie méridionale du fossé (ravin de Féringuande), l'Eocène repose directement sur le Gargasien, qu'il ravine profondément, ou sur l'Urgonien. Il s'agit d'un conglomérat grossier, à chailles et blocs calcaires urgoniens, intercalé de passées détritiques plus fines. Ce faciès, à *drykanters*, d'altération de la plate-forme, contient de nombreux galets cisailés. Cette fracturation, postérieure au dépôt, atteste la puissante structuration tertiaire du fossé.

### 4 - L'Oligocène

Il affleure seulement au Sud-Est du bassin, où il est représenté par des marnes sableuses à gypse, en alternance avec quatre barres de calcaires lacustres, massifs ou en plaquettes, à *Planorbis rouvillei*.

Cette série est en contact faillé avec l'Urgonien de la bordure sud de la Montagne de Piau, ou encore est discordante sur tous les termes sous-jacents.

### 5 - Le Miocène

Datés du Burdigalien, du Langhien et du Serravallien (Casagrande Fioretti, 1985; Kandel, 1986), les calcaires gréseux, les marnes et les sables du Miocène constituent la séquence de comblement du bassin.

Discordant, le Miocène repose indifféremment sur toutes les séries antérieures, dont il scelle les morphologies et les escarpements de failles.

La puissante structuration synsédimentaire, décrochante et synclinale, du bassin miocène, détermine une forte discordance en éventail, bien visible par les auréoles cartographiques que dessine cette série détritique et biogène (fig. 60).

Cette tectonique se traduit par une subsidence accrue sur les bordures sud-est et nord-ouest du bassin.

## C - LES FAILLES

L'ensemble du secteur est affecté par cinq directions structurales principales, N-S, E-W, N50, N70 et N120. Inégalement réparties, leur intersection intervient à la terminaison orientale du fossé (fig. 60).

La direction N90 correspond à la bordure nord de la dépression. Il s'agit d'un paléoescapeant anté-miocène, à forte pente sud ou verticale, localement fortement bioperforé, encrouté de limonite et partiellement ennoyé par les sables serravalliens.

La direction N70 détermine, dans la bordure sud du bassin, un doublet d'accidents décakilométriques, dont le plus septentrional correspond à la bordure nord faillée du Rocher des Rams.

La direction N50, parallèle orientale de la faille de Nîmes, découpe toute la pile lithologique à l'Est du bassin. Il s'agit du linéament (7) (cf. fig. 59 A), décalé par un mouvement sénestre tardif des accidents de direction N110-120 des Valettes - Les Alazards, qui lui confèrent, vers le Nord-Est, un tracé "en chicane".

Vers l'Est, ce linéament est constitué d'un faisceau de failles, d'ampleur hectométrique de même direction, qui découpent l'Urgonien de la bordure sud du fossé selon un dispositif antithétique normal à pente nord.

Enfin, la direction sub-méridienne n'affecte que l'Urgonien de cette même bordure en blocs basculés, se trouve scellée par le Gargasien du ravin de Féringuande (fig. 60) et n'affecte pas le Paléogène.

Des failles N180 de plus grande ampleur découpent vers le Sud le Rocher des Rams, entre Le Seuil et la Combe de Trempe (les deux derniers lieux-dits n'étant pas figurés).



Vers l'Ouest (hors carte), cette direction détermine la limite occidentale du Mont Ventoux, dont l'escarpement méridien anté-éocène conditionne le paléo-karst à remplissage détritique grossier de N.D. du Groseau, à l'emplacement du compartiment occidental affaissé.

Ces différentes directions résultent d'un polyphasage tectonique complexe, amorcé au Crétacé inférieur par la structuration de la bordure sud du bassin, dont nous allons étudier la géométrie.

L'analyse de la carte géologique simplifiée de ce secteur (fig. 60 et 61 B) permet d'emblée de constater, de la même façon que la bordure sud du "champ de fractures" de Banon, que beaucoup des failles du "système crétacé" n'affectent pas les séries post-urgoniennes et paléogènes.

### III- PANORAMA DE LA BORDURE SUD DU BASSIN

Les contreforts du Mont Ventoux dominant la petite vallée de Ste Marguerite et forment une bordure monoclinale d'axe N70 à pente nord de 45° à 50°.

Elle correspond au compartiment septentrional basculé de l'accident N70 des Rams, qui détermine une puissante falaise de plusieurs dizaines de mètres de hauteur.

Sur la bordure Sud-Ouest du bassin, aux Argiliers, le compartiment urgonien effondré est partiellement, mais progressivement, ennoyé sous les dépôts éocènes, puis oligocènes.

Vers l'Est, le long du ravin de Féringuande, la bordure du bassin est nettement mieux dégagée par l'érosion. Elle permet d'observer une intense fracturation des calcaires urgoniens, ennoyés successivement, d'Ouest en Est, et pour le domaine cartographié (fig. 60 et 61 A et B), par le Miocène, l'Eocène, le Gargasien, l'Oligocène et le Cénomaniens.

Entre les accidents N70 des Rams au Sud, et N50 de Piaud-Col d'Arnoud au Nord [accident (7)], la bordure urgonienne se trouve découpée en marches d'escalier par un faisceau de failles N50 antithétiques à pente sud d'environ 70° (fig. 61).

Ce dispositif antithétique en blocs basculés correspond à l'effondrement vers le Nord du compartiment septentrional de l'accident des Rams.

Parmi les cinq directions tectoniques déterminant le bâti structural du secteur, seules les failles sub-méridiennes du bloc le plus septentrional surplombant le ravin de Féringuande révèlent une structuration d'âge aptien inférieur, dont nous caractérisons maintenant les types de déformations et l'état des contraintes tectoniques.

### IV - ANALYSE TECTONO-SEDIMENTAIRE DU BLOC DE FERINGUANDE

L'analyse tectono-sédimentaire suivante concerne le bloc urgonien basculé de Féringuande. Celui-ci est limité au Sud par une faille N50-55 à pente sud, et est ennoyé au Nord par les "Marnes bleues" gargasiennes. Cette série, elle-même plus ou moins érodée, "cicatrise" des déformations plastiques. Ces dernières sont associées à des failles méridiennes fortement striées, de rejet métrique, découpant le bloc en une succession de compartiments d'ampleur décamétrique.

38

39

40

41



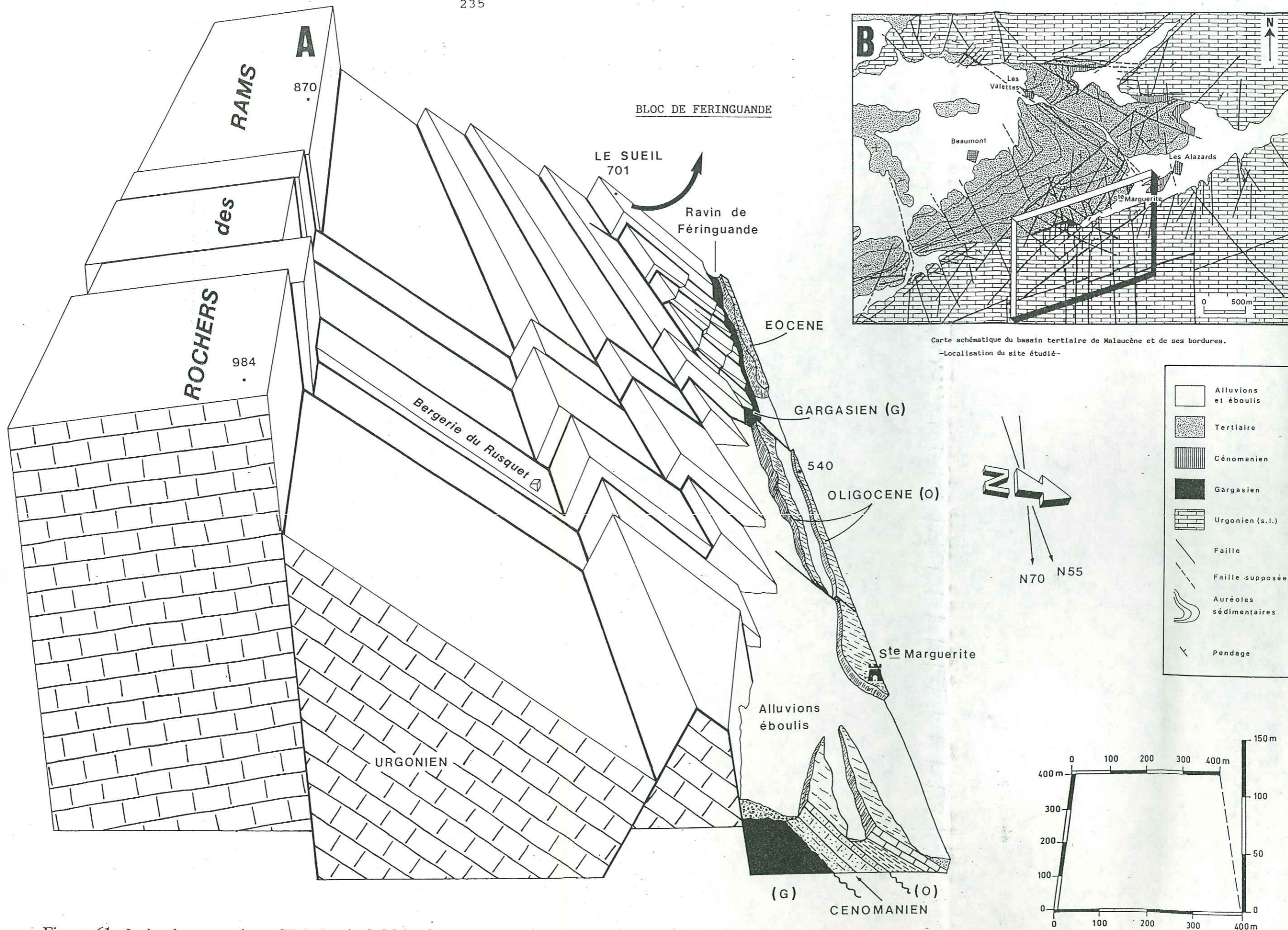


Figure 61 : La bordure urgonienne SE du bassin de Malucène

- A: Bloc diagramme synthétique montrant le découpage complexe de l'Urgonien et son cachetage par le Gargasien.
- B: Carte de localisation du bloc diagramme.



La figure 62 présente cette dalle calcaire, longue de 350 mètres, large de 100 mètres, à fort pendage nord (N90-55°N), telle qu'elle peut être observée (vue panoramique de face) et schématisée (en position structurale initiale, c'est-à-dire remise à l'horizontal).

#### A - ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DE LA DALLE URGONIENNE

La surface structurale est portée par une dalle de calcaire urgonien massif et grenu, mal stratifié, localement riche en chailles, assimilé au toit de l'Urgonien U3. Les déformations plastiques ou cassantes qui l'affectent sont scellées par les marnes gargasiennes, en contrebas de la pente tectonique nord.

Cette surface structurale, véritable discontinuité sédimentaire (#4), ainsi que l'ensemble des miroirs de failles la recoupant, sont affectés de nombreuses bioperforations (terriers en U), encroûtés d'oxydes ferriques, localement épais de quelques centimètres, et couverts, par plaquage, de coquilles de Belemnites, Lamellibranches, Serpules et Ammonites d'âge indéterminable.

L'ensemble de ces objets confère à la dalle calcaire urgonienne une patine orange, caractéristique de la discontinuité #4 (cf. fig. 62), et correspond à la mise en place de la mer gargasienne sur un substrat induré, sujet à des courants de fonds. Cette patine ferrugineuse ne peut, là encore, être assimilée à une simple surface de durcissement du fond (de type "hard-ground"). D'autant que ces encroûtements chimiques et biologiques recouvrent ou altèrent plusieurs déformations plastiques, bréchiques ou cassantes, propres à une structuration antérieure à la lithification finale du sédiment urgonien.

Ces remobilisations sédimentaires se présentent sous différents aspects et traduisent soit le jeu d'une faille, dont le rejet les canalise, soit un ébranlement mécanique de la surface des dépôts. Dans ce dernier cas, l'expulsion des fluides interstitiels engendre des structures de thixotropies sub-circulaires, de diamètre décimétrique et de profondeur centimétrique, dans lesquelles sont parfois conservés des sables glauconieux non datables avec précision, mais dont l'âge est toutefois assimilé au Gargasien.

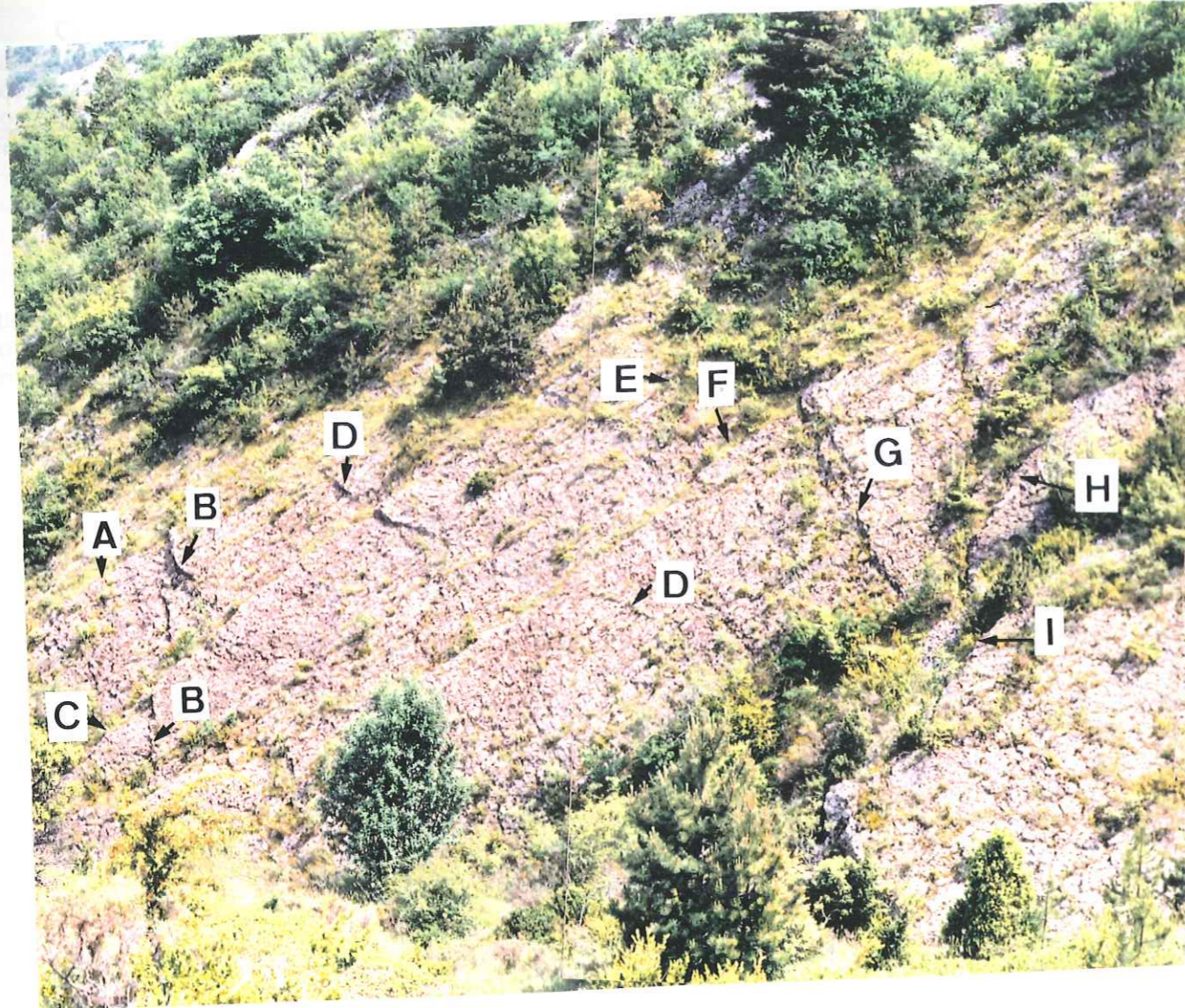
Quant aux brèches, non seulement elles donnent la polarité de la pente du fond et des miroirs de failles sur lesquelles elles s'écoulent (fig. 62 B et 63), mais encore elles permettent de déterminer le mouvement vertical ou horizontal du jeu des escarpements les ayant générées (fig. 64).

La nature de ces brèches est exclusivement calcaire. Celles-ci contiennent des micro-blocs urgoniens, étirés ou émoussés, pris dans une matrice calcaire de même nature. Leur aspect est généralement fluidal, mais il peut être plus fragmenté, notamment quand les brèches sont de deuxième génération (l'affleurement révèle au moins deux générations de stries de sens opposés). Dans ce dernier cas, il est difficile de leur attribuer un âge.

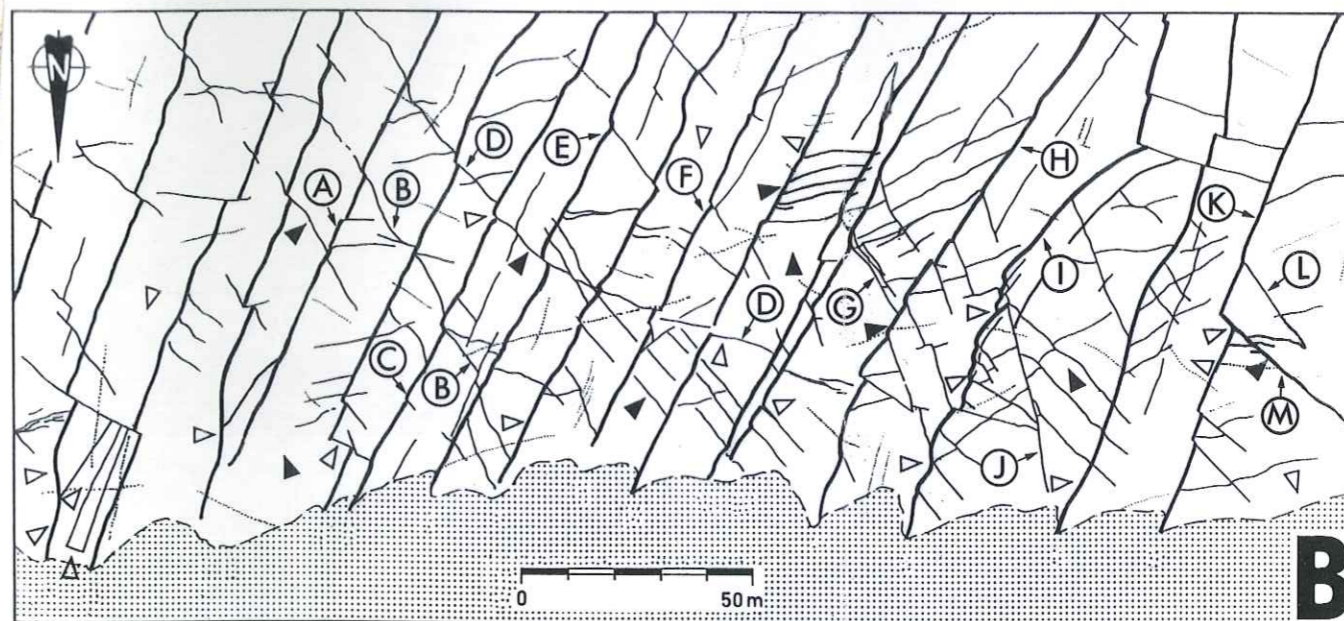
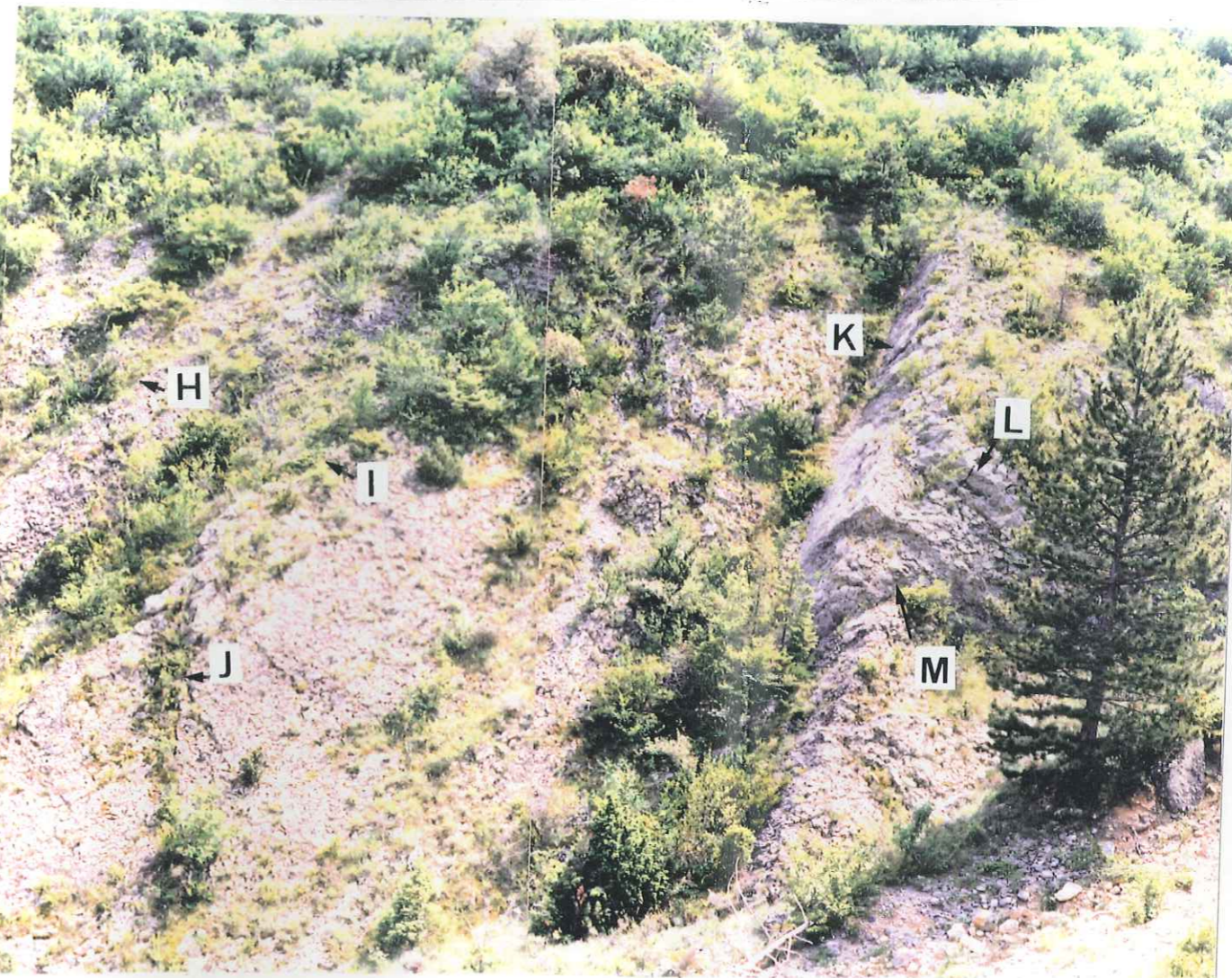
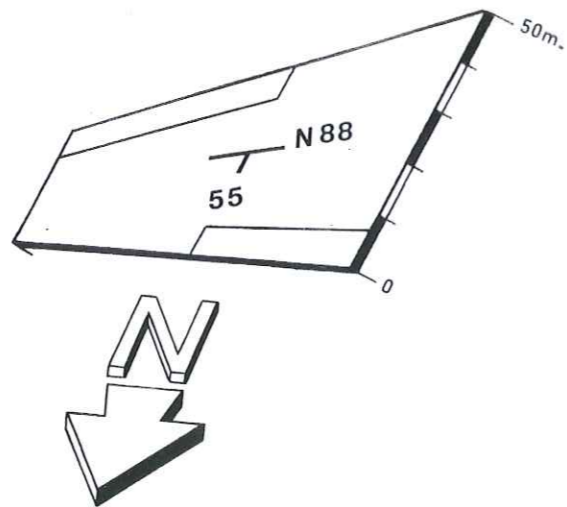
Enfin, la coexistence de déformations plastiques et cassantes traduit, comme sur le site de la Chapellière (dans le secteur de Banon, à l'Est d'Ongles), une lithification différentielle de la surface des dépôts urgoniens. Les deux derniers mètres de cette série ne sont que partiellement indurés lors de la structuration instantanée, de type "sismique", tandis qu'en profondeur le sédiment est déjà plus largement, bien qu'irrégulièrement, lithifié.



A



D : Exemple de faille repère sur A  
reportée sur B



|                         |                |  |
|-------------------------|----------------|--|
| Faille principale       | Contact actuel | Poche de marnes et sables glauconieux (localisation) |
| Faille secondaire       | Gargasien      | Brèche précoce (sens)                                |
| Fracturation (limonite) | Urgonien       |  |

Figure 62 : Vue générale de la dalle urgonienne structurée de Féringuande (bordure SE du fossé de Malaucène)

→ A : Vue panoramique de l'affleurement ferruginisé.

→ B : Vue cartographique, après débasement structural.







### b - La petite fracturation

Les trois directions de fracturation, N20, N70 et N130, bien qu'identiques à celles des failles, leurs sont postérieures. Elles sont remplies ou soulignées de limonite granulaire et elles recoupent toutes les structures existantes (fig. 64 A, B et C).

### 2 - Les déformations plastiques

Elles sont directement associées au mouvement des failles qui leur sont quasi contemporaines, et ne correspondent pas à un basculement de la série, celle-ci étant sub-horizontale au moment des déformations. Ce sont des brèches, des étirements ou des failles en ciseaux.

#### a - Les failles en ciseaux

Bien qu'il s'agisse de plan de discontinuité et de fracture, elles traduisent un fort degré de plasticité et sont directement associées à la composante cisailante dextre de deux failles N20-30.

Elles peuvent être tangentes aux plans principaux et ont une direction de N40-45 (fig. 63 C et 64 C), ou leur être obliques, comme c'est le cas sur la direction N80-85 (fig. 63 B et 64 B).

Enfin, elles attestent que déformations cassantes et plastiques peuvent être associées et contemporaines, auquel cas la lithification doit être déjà amorcée en surface.

#### b - Les étirements

Ils s'observent de préférence sur le miroir des failles N130 et correspondent à une schistosité fruste et sans bréchification du sédiment, étiré par le mouvement conjugué de deux compartiments non totalement lithifiés (fig. 64 A).

Ces objets tectoniques à stries dites "molles" permettent, grâce à leur "foliation", de déterminer le mouvement normal sénestre du plan les contenant.

#### c - Les brèches

Nous avons porté leur sens d'écoulement sur les figures 62 B et 63.

- Elles correspondent, en amont des miroirs de failles, à de petites cupules d'arrachement. Elles s'observent également au sommet des compartiments légèrement basculés et affectés, ainsi, de loupes décimétriques d'arrachement en "cuillère".

- Elles se traduisent, en aval du démantèlement, par des contournements ou par des fragmentations de paquets glissés. Situées le plus souvent en piémont d'escarpement, les brèches scellent ainsi le jeu vertical des failles et l'ampleur de leur rejet.

Le volume de matériel démantelé n'excède pas quelques décimètres cubes, sauf en piémont de la faille la plus orientale du schéma, où la brèche atteint au moins dix mètres cubes.

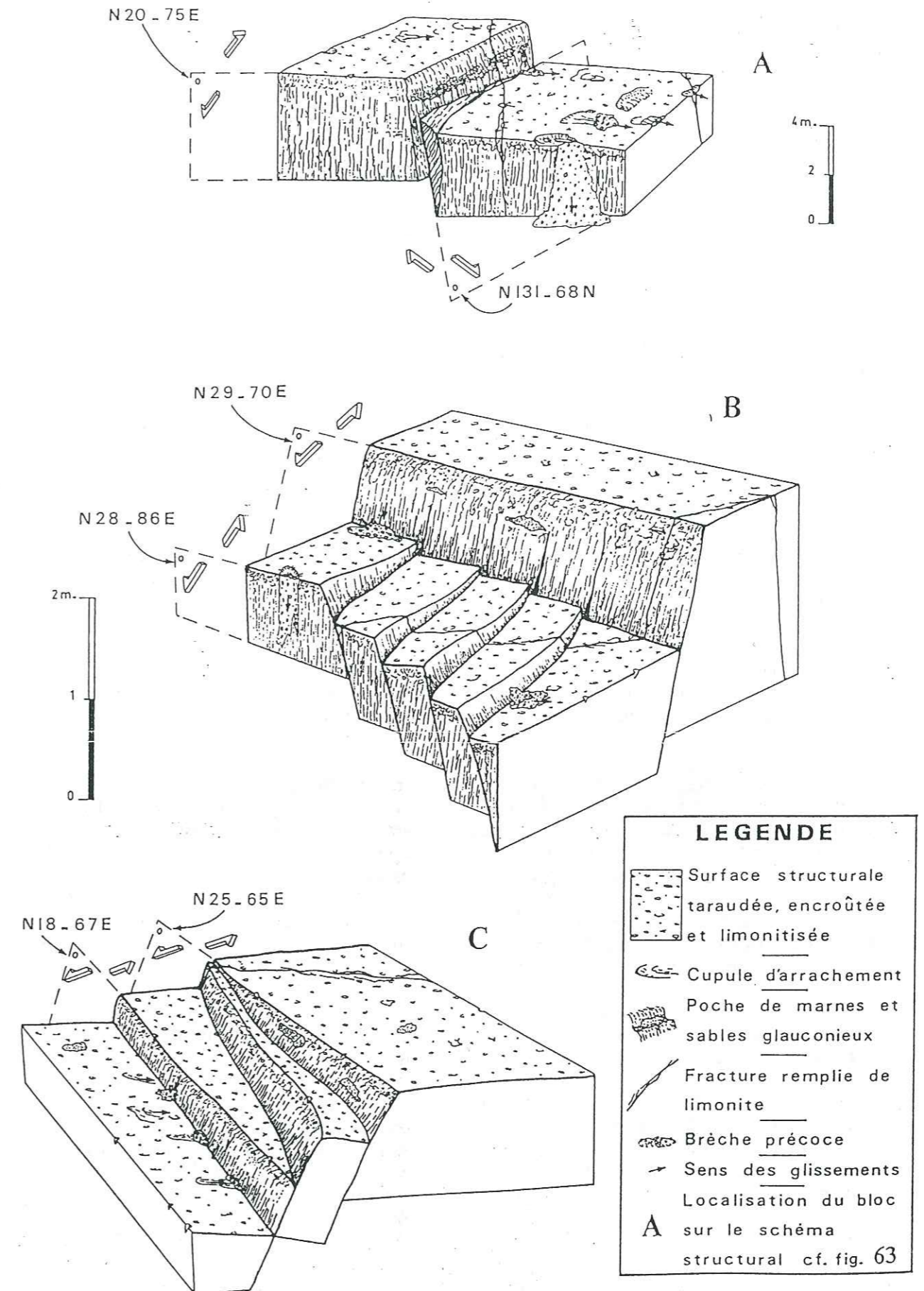


Figure 64 : Observations ponctuelles des déformations anté-gargasiennes de la dalle urgonienne de Féringuande (se reporter à la figure 63).



## C- CARACTERISATION STRUCTURALE

Comme le remarquait déjà Casagrande Fioretti (1985), la bordure sud du bassin de Malaucène n'est pas liée à une érosion récente. "L'envoyage progressif du relief par les dépôts oligocènes, ses décalages par des failles décrochantes méridiennes précoces, propres à l'Urgonien", lui suggéraient l'antériorité oligocène de l'escarpement N70 des Rams, dont l'orientation est conforme à la faille bordière nord du Ventoux.

L'analyse structurale des déformations cassantes a consisté à obtenir, d'abord par le calcul, un tenseur moyen cohérent, c'est-à-dire avec deux axes de contrainte principale horizontaux.

- Un premier calcul, prenant en compte la totalité des stries dans leur position actuelle, a révélé l'incohérence des tenseurs obtenue et une forte dispersion des failles sur l'histogramme.

- Un second calcul consistait à obtenir des familles de plans striés, propres aux principales failles nord-sud et aux compartiments qu'elles délimitent. Le résultat n'a pas été plus concluant.

- La troisième opération a alors consisté à horizontaliser chaque compartiment et sa famille de failles selon son propre pendage : calcul effectué pour chaque famille de failles, puis selon leur regroupement. Résultat : tenseurs intraduisibles, mais apparition d'une cohérence des familles de plans sur des histogrammes très dispersés.

- Une solution plus satisfaisante a été obtenue par débasculement de l'ensemble du bloc de Féringuande selon un azimuth et une pente passant par le toit des compartiments le découpant (tête des blocs N20-30). Ce pendage, de N88-55°N, correspond donc à un effondrement postérieur aux dépôts cicatriciels du Gargasien, et à la limite cartographique entre ces deux lithologies contrastées.

Cette dalle structurale était donc globalement horizontale à l'Aptien inférieur. Elle a subi le jeu synchrone de trois directions de fractures, dont la principale, N20-30 normale dextre, se traduit par un découpage en escalier, avec des marches ouvertes en ciseau vers le Sud. La composante cisailante de ces accidents, disposés en gradins dans un matériel partiellement lithifié en surface, engendre plusieurs failles courbes en relais.

Cette direction principale correspond aujourd'hui aux failles sub-méridiennes d'ampleur kilométrique, qui découpent toute la bordure urgonienne méridionale du fossé de Malaucène et ne semblent pas se poursuivre dans les séries de comblement.

La direction secondaire N70-80 est parallèle à la faille du Rocher des Rams, qui détermine, sur son compartiment nord, effondré, la limite méridionale cartographique et structurale du fossé.

Les miroirs des failles N20-30 sont affectés d'une seconde génération de stries non datables, mais peut-être encore anté-gargasienne. Leur mouvement sénestro-normal provoque l'inversion du rejet, plus important vers le Nord, et accentue le découpage antithétique des compartiments sub-méridiens. Le nombre trop réduit de ces données ne nous permet malheureusement pas d'envisager un traitement numérique.

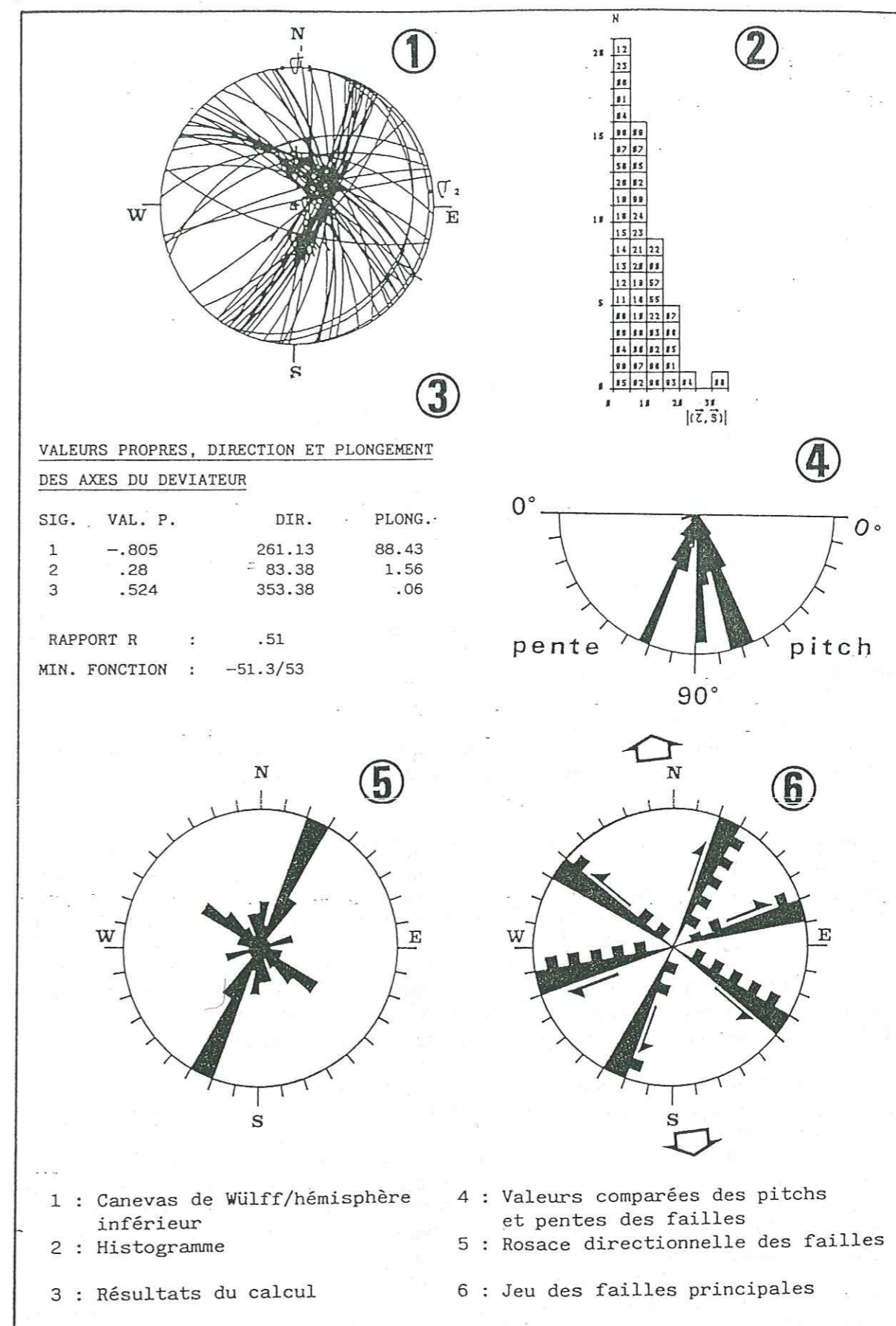


Figure 65 : Analyse microstructurale du site de Féringuande (SW Ste Marguerite). Station 9 (canevas P).



## CONCLUSION POUR LE SECTEUR DE MALAUCÈNE

Dès le Crétacé inférieur, la dépression de Malaucène s'individualise en bordure méridionale de la fosse vocontienne, caractéristique des Baronnies, et en bordure occidentale du Mont Ventoux, où se développe le faciès Urgonien *sensu stricto*, au cours du Bédoulien.

Du Valanginien à l'Albien *pro parte*, la région comprise entre Malaucène, au Sud-Est, et Vaison-la-Romaine, au Nord-Ouest, est affectée par d'importantes variations de faciès. Elles se traduisent par l'existence, à l'emplacement du massif de Gigondas, d'un golfe vocontien d'axe NE-SW, véritable diverticule sud-occidental du bassin vocontien.

Ce sillon sédimentaire, dénommé "ensellement comtadin" par les auteurs Monier (1986) et Masse *et al.* (1990), est bordé par des zones de moindre profondeur, sur lesquelles se sont déposés les "faciès de transition" du Bédoulien. Ces zones correspondent au Pays de Vaison - Séguret, au Nord-Ouest, et au massif du Barroux - Gorges du Toulourenc, au Sud-Est et à l'Est.

Les travaux des auteurs permettent de reconnaître d'importantes variations de faciès, et quelques lacunes au sein des séries gargaso-albiennes.

Le fort allongement de ce sillon sédimentaire, parfaitement bien aligné sur le faisceau de Nîmes, a incité certains auteurs à suggérer l'hypothèse d'un important coulisement sénestre post-crétacé des blocs provençal et languedocien le long des accidents NE-SW. Cornet (1977), sur la base d'un raisonnement purement tectonique, et Masse (1980), à partir de l'analyse des déformations des lignes isopiques du Bédoulien, ont proposé un décalage sénestre tardif de 35 à 40 kilomètres des deux compartiments de la faille de Nîmes. Dans la même optique, mais beaucoup plus à l'Ouest, Bodeur (1976) a évalué l'amplitude du décrochement cévenol, également NE-SW, à 17 kilomètres, à partir du décalage des faciès récifaux du Portlandien.

Cet hypothèse du coulisement décakilométrique sénestre exclut donc l'existence d'un ensellement comtadin et son contrôle tectonique par la faille de Nîmes.

Nous montrons ici que ces alignements de subsidence différentielle sont associés à l'activité éocrétacée des failles NE-SW du faisceau de Nîmes, dont l'activité orogénique embryonnaire semble débiter durant le Berriasien (variations de faciès relevées par Brasseur [1962]). Cet accident majeur délimite deux unités structurales régionales, à savoir les blocs provençal, à l'Est, et languedocien, à l'Ouest.

L'analyse tectono-sédimentaire présentée ici confirme les hypothèses des auteurs précités sur l'individualisation structurale et faciologique infra-crétacée de ces deux blocs régionaux. La structuration aptienne du fossé de Malaucène, en compartiment ouest de la faille de Nîmes, coïncide avec la brusque disparition du faciès urgonien.

L'escarpement sud du bassin de Malaucène révèle un dispositif en blocs basculés, constitué entre les deux directions structurales de ce domaine de transition des bassins vocontien et urgonien.

Ainsi, la faille N70 du Rocher des Rams, véritable faille bordière nord-occidentale des faciès récifaux du Mont Ventoux, détermine une succession de failles N50-55 sur son compartiment sud. La plus occidentale d'entre elles correspond à l'accident de la Montagne de Piaud - Col d'Arnoux, qui, parallèlement à la faille de Nîmes, limite la subsidence et la répartition des faciès urgoniens vers le Nord-Ouest.

C'est à l'intersection de ces failles N70 au Sud, et NE-SW au Nord, que se met en place le dispositif de Féringuande. Il s'agit d'une succession de failles N20-30, d'ampleur hectométrique, ouvertes vers le Sud en raison de leur mouvement normal dextre en ciseaux. Ces déformations, mises en place lors d'un régime distensif sub-méridien, sont antérieures à la totale lithification de l'Urgonien et scellées par le Gargasien.

L'analyse structurale montre que ce compartiment nord-occidental du massif du Ventoux est horizontal lors de cet épisode tectonique, et que l'effondrement du bassin intervient seulement au Tertiaire.

Malgré la qualité et l'état de conservation de ces déformations fini-bédouliennes, leur interprétation tectonique n'en reste pas moins difficile, d'autant qu'elles s'inscrivent dans un schéma structural de plus grande ampleur.

Un tel régime de contrainte en extension confère au site de Féringuande un caractère tectonique plus original que celui des autres domaines de la plate-forme, affectés, au Crétacé inférieur, d'un régime de décrochement ou de transtension.

Par ailleurs, certaines similitudes structurales relient ces différentes régions.

Les failles N20-30 constituent une direction majeure de la tectonique crétacée, notamment dans les fossés de Banon et de Sault, où leur mouvement dextre est associé à une détente du champ des contraintes régionales. Dans le secteur de Buis, plus au Nord, cette direction NNE-SSW à jeu dextre dominant traduit un régime aussi bien transtensif que transpressif (*cf.* Cinquième secteur).

Ainsi, le compartiment du ravin de Féringuande peut-il être associé à une structure secondaire, en cours de relaxation des contraintes compressives. Les failles NNE-SSW ont une direction significative d'un point de vue régional, mais pas les contraintes qui leurs sont associées.

Deux hypothèses peuvent donc être formulées :

1 - Nous pouvons envisager, dans une première hypothèse, que l'unité de Féringuande traduit un régime distensif régional, avec effondrement des compartiments nord-ouest de la faille bordière du Ventoux et de la faille de Nîmes. Nous savons que la région de Peipin, initiée lors d'un régime décrochant, est ensuite affectée d'une distension SSE-NNW, réactivant ainsi les failles N50-60 en effondrement; les failles sub-méridiennes conservant leurs composantes décrochantes dextres.

La bordure sud du bassin de Malaucène correspond donc, soit à un régime distensif pérenne tout au long du Crétacé inférieur, soit à un polyphasage, avec modification des contraintes durant l'Aptien inférieur.

Quoi qu'il en soit, il est difficile de dire aujourd'hui quel pouvait être le jeu des failles du Ventoux et de Nîmes au Crétacé inférieur. Les auteurs s'accordent pour donner un mouvement normal à la faille de Nîmes, laquelle isole ainsi un compartiment occidental effondré (Monier et Ferry, 1987; Beaudoin *et al.*, 1989). Cet effondrement correspond, il est vrai, à la terminaison nord du fossé crétacé de Nîmes-Pujaut-Theziers. En fait, cette composante verticale indéniable n'exclut nullement un jeu coulissant sénestre d'âge crétacé inférieur. La fosse pélagique de Mollans - Suzette peut être ainsi assimilée à un sillon sédimentaire sur décrochement, comme l'accréditent les observations suivantes :

- Cornet (1977) et Masse (1980) ont évalué un rejet horizontal actuel de plusieurs kilomètres, sur la base d'un décalage de la limite des faciès urgoniens de part et d'autre de l'accident. Un tel rejet ne semble pas affecter les séries sus-jacentes;

- l'existence d'une fosse pélagique parallèle à cet accident ne peut traduire l'effondrement de son compartiment occidental, dont la tendance est au comblement sédimentaire durant le Barrémien (fermeture du bassin vocontien occidental).

- enfin, nos observations, relevées à Peipin, où la direction N50 correspond, durant le Barrémien, à des mouvements sénestres, lors d'une compression méridienne. Ultérieurement, ces mêmes failles jouent en mouvement normal. Il en est de même des secteurs de Buis (voir "Cinquième Secteur") et de Banon (Tirecoui), initiés, à la même période, par des cisaillements sénestres NE-SW.



2 - Nous arrivons ainsi à la formulation d'une seconde hypothèse, fondée sur la validité d'une composante horizontale sénestre des failles ENE-WSW et NE-SW. Celles-ci, pouvant correspondre respectivement à la faille du Rocher des Rams, et à un accident du faisceau de Nîmes, ont pour conséquence de créer des zones distensives en relais.

Le jeu normal des failles N20-30 pourrait alors résulter d'une modification locale du régime des contraintes, à la terminaison des décrochements N50 et/ou N70 sénestres. Ce régime distensif correspond donc à l'amortissement du cisaillement de la faille des Rams, de l'activité de la faille de la Montagne de Piaud - Col d'Arnoux [accident (7)], et corrélativement, du mouvement sénestre de la faille de Nîmes. Nous savons, en effet, que cette dernière est interrompue vers le Nord pour être ensuite relayée, en profondeur comme en surface, par l'accident N30 de Buis - Tarendol.

Un tel schéma est en concordance avec le modèle proposé par Granier (*in* Maurin et Guiraud, 1989), ainsi qu'avec les travaux de Maurin et Guiraud (1989), concernant la structuration synsédimentaire des bassins barrémo-aptiens du Nord Cameroun. Outre leur synchronisme structural avec le fossé de Malaucène, ces bassins présentent de nombreuses similitudes tectoniques avec notre domaine d'étude.

En effet, la structuration synclinale Est-Ouest, asymétrique des domaines décrits par les auteurs précités, se superpose à des demi-grabens. Ces derniers sont contrôlés par le jeu de failles normales synsédimentaires, de direction moyenne N70. L'activité de ces failles précoces s'accompagne d'un cortège de déformations hydroplastiques et de glissements de démantèlements. Ces accidents se greffent sur des relais décrochants sénestres N110-130 de grande ampleur. Maurin et Guiraud (1989) attribuent aux failles normales le rôle de structures d'amortissement de type "Queue de cheval" en extrémité des décrochements. Ce qui leur permet de conclure à un paléochamp de contraintes, de type décrochant-distensif polyphasé.

Un tel dispositif s'observe également à l'Est d'Ongles, en bordure occidentale de l'accident N160 de Saumane-Thiers, lequel détermine, à l'Aptien inférieur, une succession sub-méridienne de horsts et grabens.

La représentation schématique de tels dispositifs est figurée dans les conclusions de ce mémoire.

\* \*

\*

## CINQUIEME SECTEUR REGION DE BUIS-LES-BARONNIES

### CHAPITRE PREMIER: PRESENTATION GENERALE DU DOMAINE D'ETUDE

#### I - CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

#### II - PRESENTATION DE LA SERIE BARREMO-BEDOULIENNE

- A - CONTEXTE CARTOGRAPHIQUE
- B - PALEOGEOGRAPHIE ET MODES DE DEPOTS
- C - ANALYSE LITHOLOGIQUE

### CHAPITRE SECOND: ANALYSE TECTONIQUE DES DEFORMATIONS APTO-ALBIENNES

#### I - OBJECTIFS ET METHODES

#### II - ANALYSE PAR SECTEUR

- A - SITE DE ROCHEBRUNE - STATION 10-
  - 1 - Localisation
  - 2 - Les objets tectoniques
  - 3 - Analyse tectonique
  - 4 - Fiche signalétique de la station 10: canevas Q
- B - LE LINEAMENT DE MOLLANS-BUIS-TARENDOL (M.B.T.)
  - 1 - Site de Tarendol - Station 10-
  - 2 - Site de Vercoiran
    - a - Localisation
    - b - Analyse tectonique du site de Pastillon - Station 11-
    - c - Analyse tectonique du site des Signores - Station 12-
  - 3 - Site du Mourre de Janus - Station 13-
  - 4 - Site du Champ du Pin
- C - SECTEUR DE PLAISIANS - STATION 14-
  - 1 - Les stratifications obliques
  - 2 - La fracturation plastique
  - 3 - Les failles

### CHAPITRE TROISIEME: CHRONOLOGIE DES DEFORMATIONS ET INTERPRETATIONS

#### I - LA STRUCTURATION APTIENNE

#### II- LES STRUCTURES CRETACEES ULTERIEURES



## CINQUIEME SECTEUR *BUIS-LES-BARONNIES*

### CHAPITRE PREMIER *PRESENTATION GENERALE DU DOMAINE D'ETUDE*

#### I- CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

Cette dernière région d'étude, centrée sur la ville de Buis-les-Baronnies, appartient au domaine subalpin des Baronnies occidentales et se situe à la limite sud du département de la Drôme.

La zone étudiée correspond, au Nord, à une ligne passant par Rochebrune, Ste Jalle, Tarendol et, au Sud, à une ligne Mollans - Plaisians (fig. 66 A). Elle est bordée, au Sud, par le massif escarpé du Ventoux et à l'Ouest, par le bassin de Valréas, qui se rattache à la dépression rhodanienne tertiaire. C'est un pays de moyennes montagnes où le relief, assez tourmenté, forme une série d'arêtes calcaires, que séparent de larges vallées marneuses très ravinées.

La série mésozoïque, de type vocontien, constitue les principaux affleurements. Elle est composée de la succession lithostratigraphique complète des étages compris entre le Bathonien et le Sénonien, série à laquelle s'ajoutent des pointements de Trias. Ce dernier niveau apparaît à la faveur d'un percement du coeur de l'anticlinal de Buis, au centre du domaine étudié (affleurements de Trias trop ponctuels pour être figurés), et à la faveur de montées diapiriques, comme c'est le cas des structures antiformes de Propiac et des Pilles, situées respectivement à l'Ouest et au NW du domaine d'étude (fig. 66 B).

Cette série est caractérisée par une alternance de formations marneuses et d'ensembles calcaires plus ou moins épais, qui forment les principaux sommets de la région.

Ces puissants contrastes lithologiques soulignent bien les principaux caractères structuraux, qui correspondent à l'intersection de discontinuités régionales majeures nord-sud et est-ouest affectant le socle (Flandrin et Weber, 1966; Beaudrimont et Dubois, 1977; campagnes sismiques I.F.P., 1982-1983).

Située en avant du front chevauchant vers le Nord du chaînon Ventoux-Lure, la région de Buis montre une vigoureuse structuration en plis et chevauchements sub-est-ouest (fig. 57 et 66 B). Par ailleurs, ce domaine correspond à la terminaison orientale des deux linéaments sub-méridiens du Diois et des Baronnies occidentales. Les mouvements de coulissages successifs des compartiments qu'ils délimitent tronquent brutalement les plis, dont la terminaison occidentale des axes subit une torsion plus ou moins marquée vers le Nord.

Pour le secteur, ces deux linéaments correspondent :

- à l'Est, à l'accident de Mollans-Buis-Tarendol (M.B.T.), de direction générale N30, qui se rattache, vers le Sud et en profondeur, à la faille N50 de Nîmes, et, vers le Nord, à l'accident de Die-Rémuzat (Flandrin, 1966);
- à l'Ouest, et en bordure du domaine étudié, à la structure antiforme faillée à coeur diapirique de Condorcet-Propiac, d'orientation nord-sud à N30.

Ces deux unités structurales majeures sont séparées par le doublet d'accident N160 de Curnier-Buis (C.B.), qui lacère la terminaison synclinale de Ste Jalle, secteur où il recoupe l'accident M.B.T..



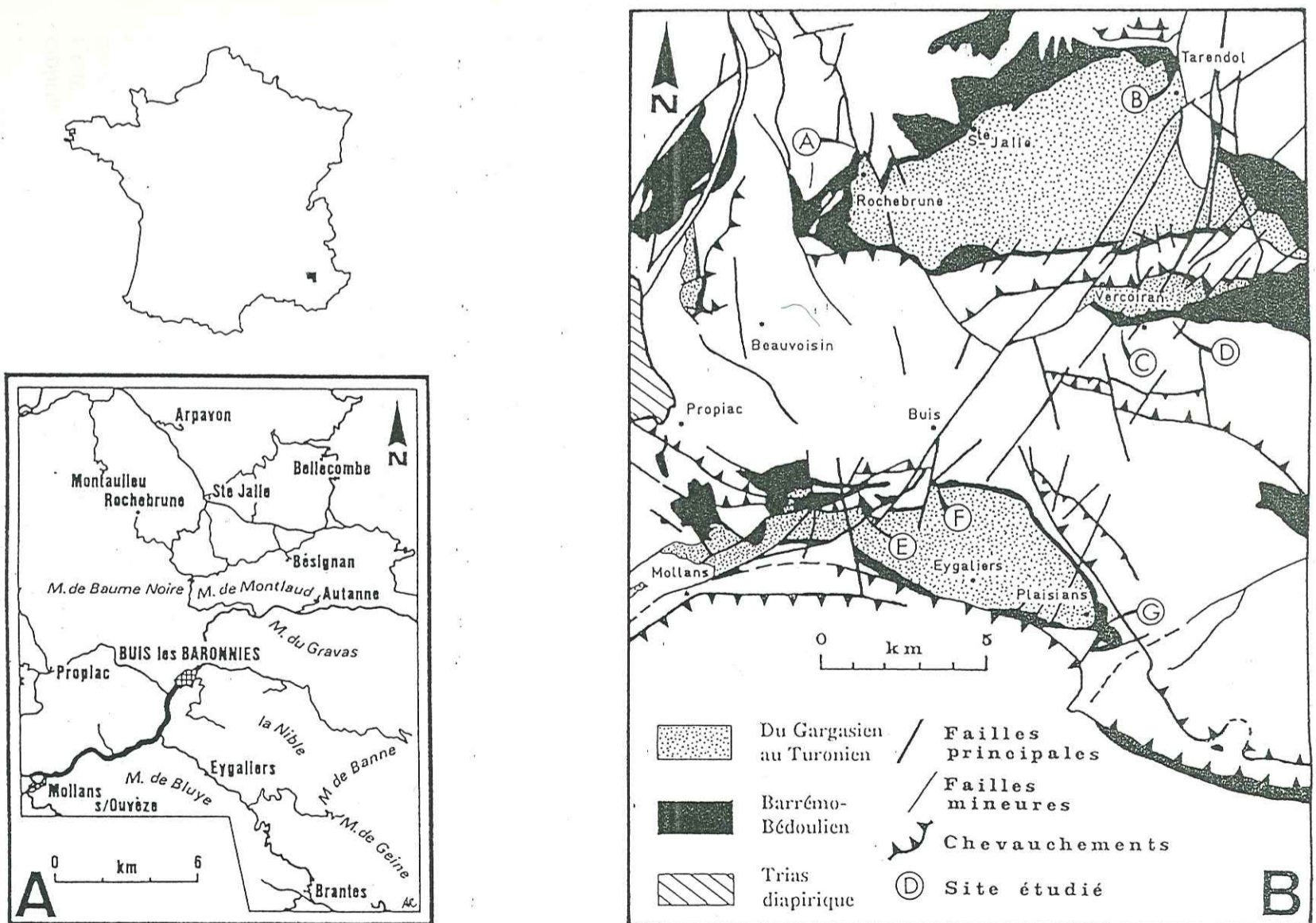


Figure 66 : Présentation du cadre d'étude  
 → A : Cadre géographique.  
 → B : Carte structurale et géologique simplifiée des séries médio-crétacées (d'après cartes géologiques : Ballesio *et al.*, 1975; Rouire *et al.*, 1980; modifié). Position des sites étudiés.



## II - PRESENTATION DE LA SERIE BARREMO-BEDOULIENNE

### A- CONTEXTE CARTOGRAPHIQUE

Dans le secteur de Buis, le faciès bioclastique de plate-forme n'est plus représenté. La limite la plus septentrionale de ce faciès est marquée par la Montagne de Bluye, bordure sud du domaine de Buis, qui correspond, durant cet intervalle, à un bloc Est-Ouest effondré, situé au front nord du Ventoux (cf. Quatrième secteur).

Les termes calcaires du Barrémo-Bédoulien sont difficiles à différencier à l'affleurement et ne sont généralement pas cartographiquement distingués. Cet ensemble compose, de par ses dépôts, où prédominent encore largement les calcaires, d'importantes lignes de crêtes, toutefois moins bien marquées que les corniches tithoniques. Ces reliefs abrupts soulignent bien les larges synclinaux à fonds relativement plats de la région. De telles dépressions sont systématiquement constituées des séries marneuses, marno-gréseuses ou gréseuses des séries médio-crétacées post-bédouliennes.

La région de Buis est constituée de deux principales structures synclinales :

- au Nord, le synclinal de Sainte-Jalle, contenant des dépôts compris entre le Gargasien et l'Albien. Cette structure est découpée dans sa partie est par l'accident **M.B.T.**, de direction générale NNE-SSW;

- au Sud, le synclinal d'Eygalières se distingue par des séries de remplissage plus épaisses et plus diversifiées. Au Bédoulien, peu épais, se surimpose la succession lithologique complète du Crétacé moyen, comprise entre le Gargasien et le Turonien. La répartition cartographique de ces dépôts dénote un contrôle tectonique synsédimentaire. Le flanc ouest de ce synclinal est laminé par l'accident **M.B.T.**, dont l'activité morphosynclinale syncrétacée est développée par la suite.

La représentation cartographique des affleurements du Barrémo-Bédoulien d'une part, et du Crétacé supérieur d'autre part (fig. 66 B), permet d'apprécier le style tectonique de la région du Buis. Sa puissante structuration plicative et l'ampleur des cisaillements transverses contrastent radicalement avec les modes de déformations du domaine de la plate-forme carbonatée, étudiée auparavant.

### B - PALEO GEOGRAPHIE ET MODES DE DEPOTS

Située en bordure sud-occidentale du domaine vocontien, la région du Buis est caractérisée par des dépôts intermédiaires, dans le temps et l'espace, entre les faciès récifaux et les faciès hémipélagiques des bordures de la plate-forme, lesquels passent, plus au Nord, aux faciès francs du bassin alpin.

Tandis que la plate-forme urgonienne provençale prograde activement vers le Nord, de puissants cônes d'épandages bioclastiques se mettent en place selon une direction est-ouest. Le futur synclinal de Sainte-Jalle correspond alors à un chenal turbiditique, dont les démantèlements gravitaires progradent vers l'Est (Ferry, 1978, in Joseph et al., 1989). Cette vallée sous-marine est relayée ensuite par le cône de Saint-Auban - Orpierre, qui emprunte la vallée d'Eygalières (Joseph et al., 1989).

Au sud du secteur, la Montagne de Bluye constitue un bloc basculé à pendage sud (Monier et Ferry, 1987), permettant aux sédiments barrémo-bédouliens de faire une rapide transition entre les séries récifales et les dépôts hémipélagiques du bassin. Cette "gouttière" est-ouest en avant du Ventoux, prolongement nord-oriental du haut-fond du Toulourenc (fig. 59 A et B), serait favorable à la mise en place des turbidites barrémiennes de Brantes (fig. 59 A), originaires de l'Ouest.



Cette paléotopographie est-ouest se complique par des dissymétries méridiennes de subsidence.

Alors que les dépôts barrémo-bédouliens ont leur maximum d'épaisseur à l'aplomb du Ventoux, la série ne représente plus que 130 mètres de puissance sur le flanc sud du synclinal d'Eygaliers, en contrebas de la Montagne de Bluye. Puis, la subsidence redevient de plus en plus active en allant vers le Nord, où les dépôts barrémo-bédouliens s'accumulent sur plus de 250 mètres, dans la partie nord-ouest du secteur étudié, et notamment à la Montagne de la Lance.

## C- ANALYSE LITHOLOGIQUE

Les coupes relevées par **Birdjo (1989)** font bien ressortir les caractères de transition faciologique entre bassin et plate-forme. L'auteur distingue, du bas vers le haut de la série barrémienne :

1 - 30 mètres de calcaires blanchâtres, à grains fins et interlits marneux. Il s'agit de grainstones bioclastiques à oolithes vraies et à sable infralittoral de plate-forme très peu profonde. Ce niveau contient des Bryozoaires, des Orbitolinidés, des Algues (Dasycladales) et des Miliolites.

2 - Y succèdent 20 mètres de marnes et marno-calcaires à chailles de type mudstone, à microséquences wackestones-packstones bioclastiques, contenant, entre autres, des oolithes vraies, quelques rares grains de quartz, des spicules de Spongiaires, ainsi que des Bryozoaires.

Quant au **Bédoulien**, il est représenté par des calcaires gris à patine jaunâtre, riches en silice et pourvus de fins interlits marneux. Leur ciment micritique renferme généralement des Spicules de Spongiaires, des Radiolaires et davantage de grains de quartz que le niveau sous-jacent.

Le sommet de ce sous-étage correspond classiquement, comme dans l'ensemble du bassin, au toit du dernier banc calcaire. Il est marqué stratigraphiquement par les premiers mètres de la série compréhensive des Marnes bleues, d'âge essentiellement gargasien.

Ces faciès présentent donc une sédimentation fortement dynamique, qui se traduit par de brutales variations de bathymétrie et par des intercalations, dans les calcaires hémipélagiques, de niveaux de forte énergie.

**Birdjo (1989)** déduit que ces dépôts correspondent, au sein des faciès hémipélagiques, à des zones hautes, ouvertes à l'action des vagues, à des domaines protégés, ou à des zones de transits des éléments bioclastiques récifaux, redistribués à la faveur des courants de fond périodiques ou par des chenaux turbiditiques; cette dynamique faiblissant vers le Nord.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES SCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58  
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

18 AOÛT 2003

\* \*

\*

## CHAPITRE SECOND

### ANALYSE TECTONIQUE

### DES DEFORMATIONS APTO-ALBIENNES

#### I - OBJECTIFS ET METHODES

L'étude suivante vise à apprécier le mode des déformations et les champs de contraintes tectoniques affectant ce domaine sud-vocontien, durant l'intervalle Barrémien-Albien. Bien que non exhaustive, cette analyse structurale permet, outre de compléter l'inventaire des phénomènes tectono-sédimentaires mésocrétacés, de comparer ces modes de déformations de la bordure du bassin vocontien à ceux relevés sur sa bordure ouest-méridionale, dans les environs de Malaucène - Vaison (cf. Quatrième secteur).

Les relevés de terrain portent sur sept sites d'observations, numérotés de A à G (**fig. 66 B**), qui révèlent tous des déformations synsédimentaires, contemporaines du Barrémien supérieur et/ou du Bédoulien (Aptien inférieur). L'un de ces sites permet, en plus des structures aptiennes, de reconnaître le style tectonique radicalement différent, enregistré par les séries de l'intervalle lithostratigraphique du Gargasien - Turonien.

La localisation géographique des sites d'analyse n'est pas fortuite. Les affleurements étudiés se localisent toujours dans les environs immédiats d'un accident d'ampleur plurikilométrique, dont l'orientation correspond à l'une des trois directions régionales majeures, telles que NNE-SSW, NNW-SSE et sub-E-W.

La partie suivante, "Analyse par secteur", comprend trois parties, correspondant chacune à l'une des trois unités tectoniques majeures pour le secteur. Les sept sites d'analyse tectono-sédimentaire sont successivement décrits, selon leur position respective, par rapport à l'un de ces traits tectoniques dominants.

Ainsi, nous décrivons respectivement :

- le site de Rochebrune [**fig. 66, B (A)**], localisé en bordure du faisceau NNW-SSE de Curnier - Buis (**C.B.**);
- les sites de Tarendol (**B**), de Vercoiran (**C**), des Signores (**D**), du Mourre de Janus (**E**) et du Champ du Pin (**F**), situés le long du linéament N30 M.B.T., ou sur l'un de ses satellites;
- le site de Plaisians (**G**), localisé en terminaison orientale du synclinal sub-E-W d'Eygaliers.

Pour chaque site, nous donnons le cadre géographique et géologique local, nous décrivons ensuite les objets tectono-sédimentaires observés, puis nous en présentons l'analyse tectonique et microstructurale, lorsque les déformations ont pu être mesurées.

Un dernier chapitre fait la synthèse des données structurales et propose une chronologie des déformations barrémo-albiennes de ce domaine.



## II- ANALYSE PAR SECTEUR

### A- LE SITE DE ROCHEBRUNE - A -

#### 1 - Localisation

Le site de Rochebrune, situé à 700 mètres au Nord-Est du village du même nom, se trouve en bordure orientale de la bande de décrochement N150-160 de Curnier - Buis (C.B.). Les deux failles de ce couloir cisailant ont eu, au cours de leur histoire mésozoïque et cénozoïque, de puissants mouvements décrochants dextres.

Le décalage horizontal des séries, supérieur à un kilomètre, aboutit aujourd'hui au poinçonnement de la terminaison occidentale du vaste synclinal de Sainte Jalle, à fond plat et coeur albien.

L'affleurement se situe précisément sur le compartiment ouest de la faille orientale, et sur le flanc nord de la terminaison périsynclinale de Rochebrune, à pendage 35° Sud.

#### 2- Les objets tectoniques

Malgré cette vigoureuse structuration tardive, les calcaires barrémo-bédouliens présentent quelques déformations plastiques. Elles sont représentées par des failles "molles" et des glissements plastiques de bancs sur bancs. Les miroirs cannelés, de longueur et rejet métriques, ainsi que la surface des bancs sont ferruginisés, voir encroûtés de pyrite très altérée, conférant au site le classique cachet des déformations anté-lithifications. Toute la fracturation, non calcitisée, est amortie dans la profondeur du sédiment. Il s'agit aussi bien de diaclases que de plans, striés ou non, avec ou sans rejet apparent. Les glissements bancs/bancs sont marqués par des cannelures ferruginisées, peu profondes. Ces plans de discontinuité, parfaitement lissés, présentent de grandes ondulations d'ampleur métrique, de hauteur centimétrique et d'axe perpendiculaire aux cannelures. Il sont assimilés à des crayons de décollement plastique, dont la direction de glissement nous indique que la série, non lithifiée, a enregistré un faible basculement vers l'Ouest. Ces glissements de bancs sur bancs, de faible ampleur, ne supposent toutefois ni démantèlement, ni bréchification.

#### 3 - Analyse tectonique

L'ensemble des objets décrits ci-après sont présentés en position structurale initiale, c'est-à-dire remis à l'horizontale (selon le pendage moyen N110-35°N).

Les *diaclases* se répartissent selon trois directions :

- N150-160, pour la direction dominante, parallèle au linéament C.B.,
- N20-30,
- N110-120, pour les deux directions secondaires.

Les *failles dominantes* N55-60 sénestres s'alignent parallèlement à l'accident NE-SW kilométrique de Rochebrune. Celui-ci, transverse au couloir C.B., longe la bordure nord du synclinal jusqu'à l'affleurement considéré, dont il forme le mur septentrional.

La mesure des *cannelures* révèle une direction de glissement vers l'Ouest (azimut N261). Cet effondrement est directement associé au mouvement sénestre des failles N55-60, dont le jeu en ciseau, ouvert en direction du Sud-Ouest, détermine le glissement des sédiments non lithifiés.

Les *failles secondaires* N180-10 dextres et N110-120 dextro-inverses permettent, avec les précédentes, de définir un régime compressif méridien, de type déformation plane ( $\sigma_1$  à N19 et  $\sigma_3$  à N109).

## 4- FICHE SIGNALÉTIQUE DE LA STATION 10- Rochebrune: canevas Q (fig. 67)

### a - Localisation :

a-1) - géographique : 700 mètres au Nord de Rochebrune, point coté 485.

a-2) - stratigraphique : Barrémo-Bédoulien

### a-3) - structurale :

- bordure ouest de la faille orientale du couloir cisailant N150-160 C.B.
- terminaison est de la faille N50 de Rochebrune.

### b - Analyse tectonique :

[Station débasculée selon le pendage N106-35°Sud]

b-1) - cohérence : bonne (M. F. = -14.9/16).

b-2) - régime structural : R. = .51 Compression ( $\sigma_1$  horizontal, 2°) à N19, de type déformation plane ( $\sigma_3$  horizontal, 3°) à N109.

b-3) - objets mesurés : stries molles et cannelures limonitisées sur des plans courbes, de rejet métrique ouvert en ciseau (vers le SW pour les failles N55-60), amortis longitudinalement ou verticalement dans le sédiment.

## B - L'ACCIDENT DE MOLLANS-BUIS-TARENDOL (M.B.T.)

Comme nous l'avons dit précédemment, cet accident majeur, de direction générale N30, se raccorde, au niveau du socle, aux accidents N50 de Nîmes, au Sud, et N-S de Die-Rémuzat, au Nord. Il délimite, en surface et durant le Crétacé inférieur, deux domaines plicatifs différents.

*Son compartiment oriental* traduit une structuration moins vigoureuse. Au Nord, la série stratigraphique s'enchaîne régulièrement, pour être découpée par un faisceau de failles N30, satellite de l'accident M.B.T.. Tandis qu'au Sud, le vaste synclinal d'Eygalières présente une dissymétrie de ses flancs nord et sud. Les implications structurales de ce dispositif sont abordées par la suite.

*Le compartiment occidental* est, quant à lui, "soumis à une importante poussée tectonique" (Birdjo, 1989). La torsion vers le Nord de l'axe des plis correspond à un large mouvement cisailant sénestre de l'accident M.B.T., dont le rejet horizontal actuel atteint jusqu'à trois kilomètres. Les plis sont plus serrés et se subdivisent vers l'Ouest jusqu'à être cisailés au Nord-Ouest par la structure antiforme faillée de Propiac - Les Pilles - Condorcet.

Enfin, la terminaison méridionale de ce compartiment laisse apparaître des pointements triasiques extrusifs, au coeur de l'anticlinal de Buis, chevauchant vers le Sud.

Cette dissymétrie tectonique, de part et d'autre de l'accident M.B.T., semble s'amorcer, comme nous allons le voir, dès le Jurassique supérieur (à faciès de zone haute, Birdjo, 1989). Puis, l'apparition de phénomènes tectono-sédimentaires significatifs, à partir du Barrémo-Bédoulien, correspond à une activité tectonique plus vigoureuse de l'accident M.B.T.. Cette activité se traduit par une mobilité différente des compartiments est et ouest que l'accident délimite; mobilité, dont le paroxysme crétacé intervient très vraisemblablement au cours de l'Albien.



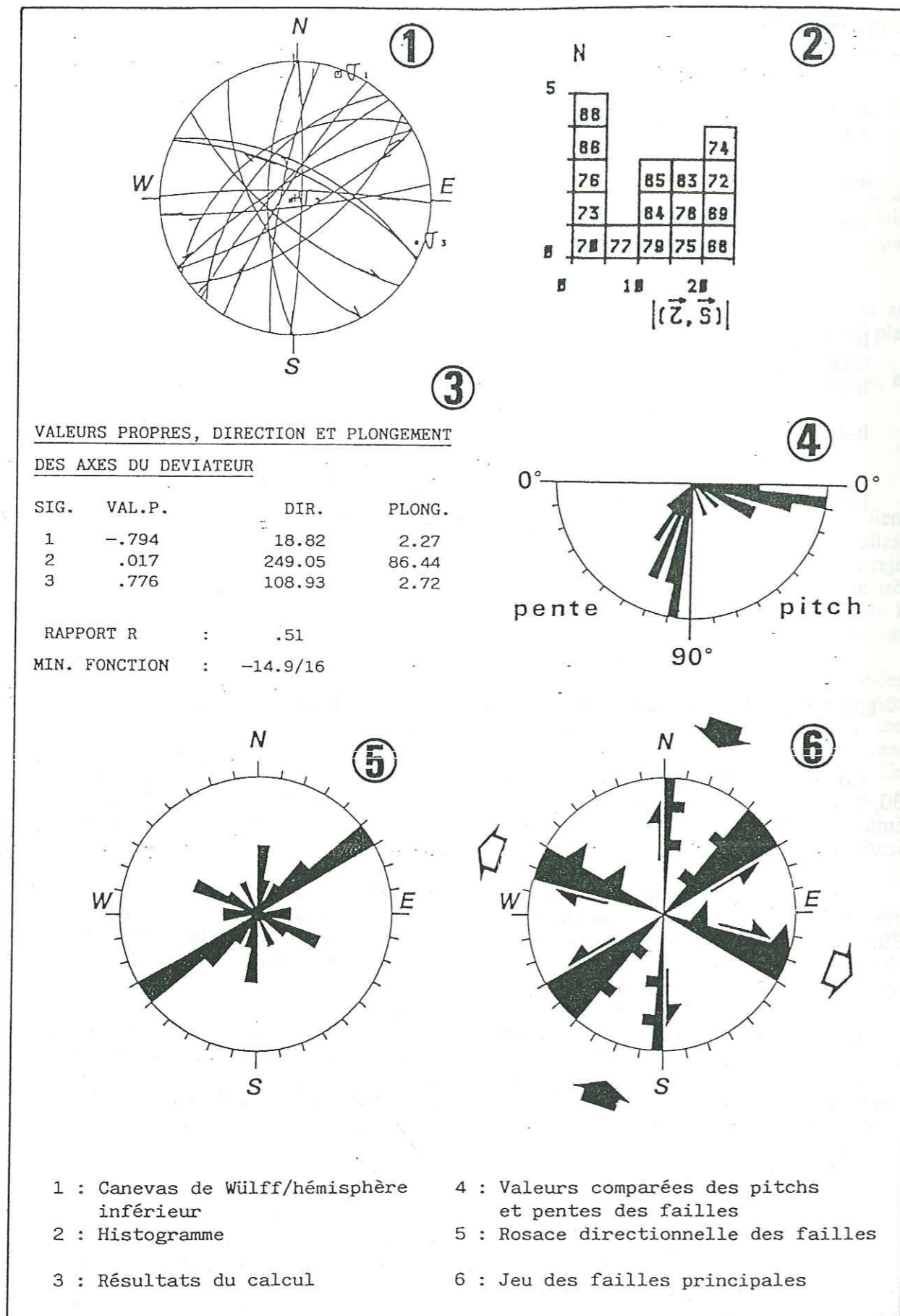


Figure 67 : Analyse microstructurale du site de Rochebrune.  
Station 10 (canevas Q).

### 1 - Site de Tarendol - B -

A l'Est de Tarendol, l'accident M.B.T., de direction NE-SW, adopte vers le Nord une orientation méridienne. Il constitue alors la terminaison orientale du synclinal de Sainte Jalle. Ce dernier est violemment tronqué et chevauché sur son flanc nord-est par l'anticlinal jurassique pincé de Montréal-les Sources, dont le déversement est directement imputable au mouvement sénestre du compartiment oriental de l'accident M.B.T..

Au pied du chevauchement et à l'Ouest de la faille, le toit des calcaires barrémiens est marqué de profondes cannelures limonitisées, de largeur décimétrique et de longueur plurimétrique. Birdjo (1989) en déduit que ces arrachements relèvent d'un glissement en masse des marno-calcaires surincombants (Bédoulien probable), alors que ceux-ci ne sont que partiellement lithifiés.

La direction et le sens d'écoulement vers le Sud-Est (fig. 72 A) suggèrent une activité syn-crétacée de l'accident méridien, lequel délimiterait, durant le Barrémo-Bédoulien, un compartiment ouest affaissé et basculé selon un dispositif antithétique normal. Le matériel démantelé se dispose parallèlement et en contrebas occidental de l'accident, sous forme de paquets contournés.

Les marnes gargasiennes sus-jacentes cicatrisent partiellement cet effondrement, puis, elles sont, à leur tour, affectées en leur sommet de slumps, dont le sens d'écoulement gravitaire est de même orientation.

### 2 - Secteur de Vercoiran - Sites C et D -

#### a - Localisation

Le secteur de Vercoiran est situé à six kilomètres plus au Sud du secteur précédent, en compartiment occidental de l'accident M.B.T., et à la terminaison sud de son faisceau de failles satellites N30-50 (fig. 66 B). Les plus importantes parmi celles-ci, les failles de Vercoiran (F.V.), à l'Ouest, et des Signores (F.S.), à l'Est, découpent toute la structure synclinale est-ouest de Vercoiran-Ste Euphémie, limitée, à l'Ouest, par l'accident M.B.T..

Le flanc sud de ce pli est constitué par la falaise barrémo-bédoulienne, au pied de laquelle s'écoule l'Ouvèze. Le cours de cette rivière est canalisé par la limite du déversement du synclinal, vers le Sud, sur l'anticlinal de Saint Auban. Cette limite chevauchante, orientée sub-E-W, correspond à la terminaison méridionale des accidents N30-50, dont le tracé vers le Sud est ainsi brutalement interrompu. Ce dispositif suggère la mise en place de ces failles avant le déversement des plis vers le Sud.

Plusieurs phénomènes d'ordre tectono-sédimentaire ont pu être relevés le long de la falaise barrémo-bédoulienne. Ces objets sont directement liés à l'activité crétacée des failles de Vercoiran et des Signores, que nous étudions successivement. Les observations suivantes portent sur deux sites d'analyse, qui concernent des déformations barrémiennes, pour le premier (site C de Pastillon), et des déformations barrémo-bédouliennes, pour le second (site D des Signores).

#### b - Analyse tectonique du site de Pastillon - C -

Le lieu-dit Pastillon est situé à 500 mètres à l'Ouest de Vercoiran, en compartiment occidental d'une faille N30, parallèle à la faille de Vercoiran (F.V.). La série barrémienne présente une succession verticale de deux séquences de coulées boueuses, de hauteur plurimétrique, séparées par une série de bancs calcaires, en alternance régulière (fig. 68, d'après Birdjo, 1989).



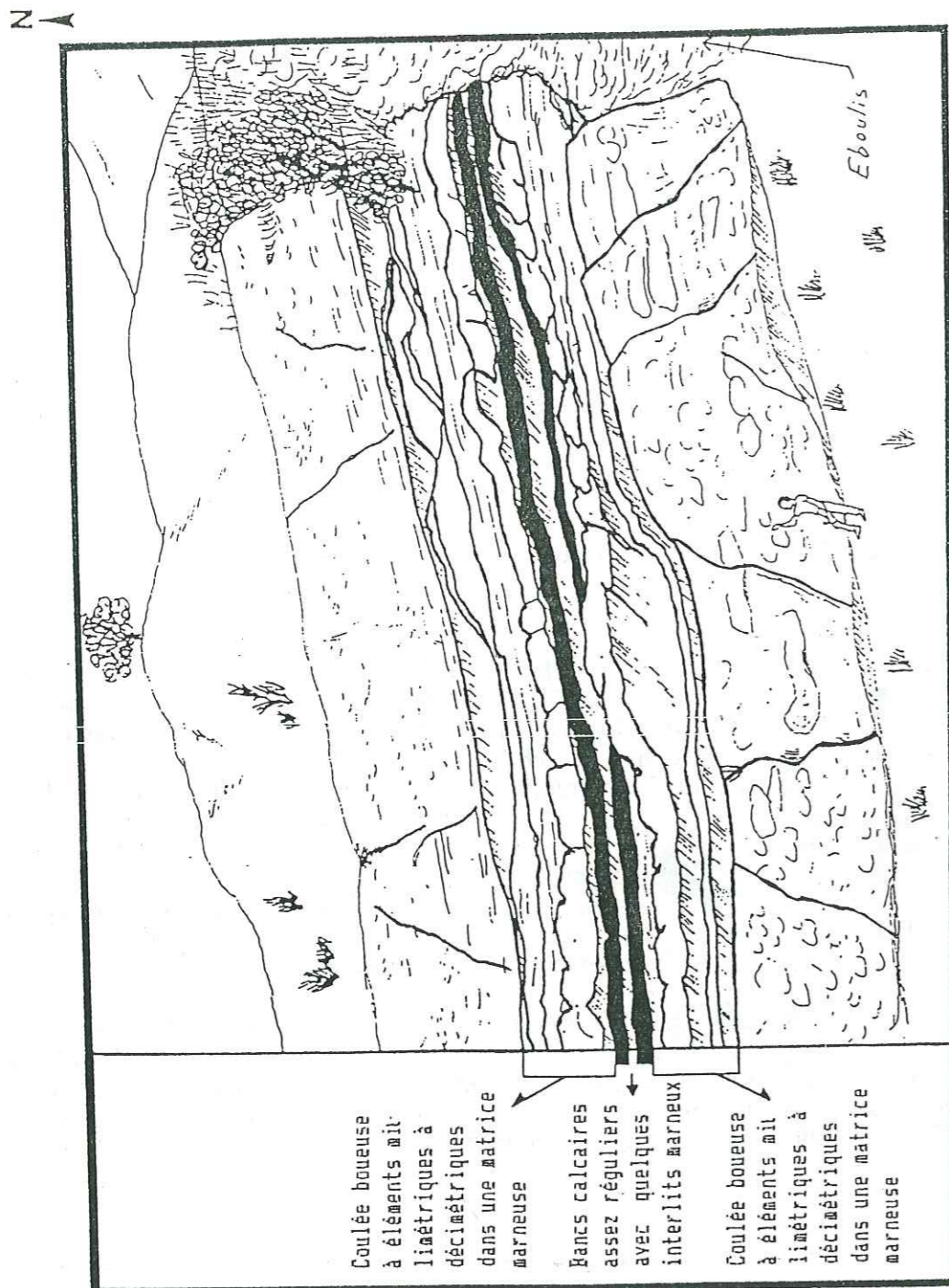


Figure 68 : Coulées boueuses barrémiennes de Pastillon à l'Ouest de la faille N30 de Vercoiran (d'après Birjo, 1989).

La distinction cartographique localisée entre le Barrémien et le Bédoulien, sur la feuille au 1/50.000 de Nyons (d'après Ballezio *et al.* 1975, réf. XXXI-39) nous permet d'attribuer cette superposition de coulées au Barrémien. Les travaux de Birjo (*op. cit.*) confirme cet âge pour la série de Pastillon.

Ces séquences de remobilisations sédimentaires et de faciès de décantation sont directement corrélables aux jeux brusques et répétés de l'accident NE-SW de Vercoiran. Celui-ci détermine un compartiment ouest effondré, dont la répercussion tectonique se traduit, d'abord à Pastillon, par des failles à faible jeu apparent normal. Leur rejet décimétrique est amorti par la première coulée boueuse (fig. 68). Les deux coulées intrabarrémiennes peuvent correspondre à autant de rejeux ultérieurs de la faille de Vercoiran.

Encore plus à l'Ouest, à 300 mètres de Pastillon, la série barrémienne est affectée de microfractures "molles" et de nombreux slumps, dont l'allongement est-ouest des contournements coïncide avec la direction des écoulements boueux décrits ci-dessus.

L'activité syn-barrémienne de l'accident de Vercoiran, ainsi que celle de son satellite, la faille N30 de Pastillon, sont à l'origine de ces démantèlements gravitaires. Les deux miroirs de failles sont ferruginisés, porteurs de stries molles et de cannelures, encroûtées d'oxyde ferrique. Leur rejet vertical atteint plusieurs mètres.

Le mouvement sénestre des failles permet de déduire une direction de raccourcissement très proche de celle définie à Rochebrune (N11). Il s'agit d'une compression sub-méridienne à tendance transpressive ( $\sigma_2$  proche de  $\sigma_3$ ) (fig. 69).

#### FICHE SIGNALÉTIQUE DE LA STATION 11 - Pastillon : canevas R (fig. 69)

##### Localisation :

- géographique : à 500 mètres à l'Ouest de Vercoiran, au lieu dit Pastillon;
- stratigraphique : Barrémien supérieur supposé;
- structurale: satellite de l'accident N30 de Vercoiran, en bordure est du linéament M.B.T.

##### Analyse tectonique : [Mesures débasculées selon le pendage N87-33°N]

- cohérence : très bonne (M.F. = -10.9/11)
- régime tectonique: R= .97 Compression ( $\sigma_1$  horizontal, 1°) à N11, de type transpression ( $\sigma_2 = \sigma_3$ ), avec une direction d'allongement à N100 ( $\sigma_2$  à tendance horizontale, 26°).
- Objets mesurés : stries molles et cannelures ferruginisées, associées à des slumps et des coulées boueuses en aval de l'escarpement



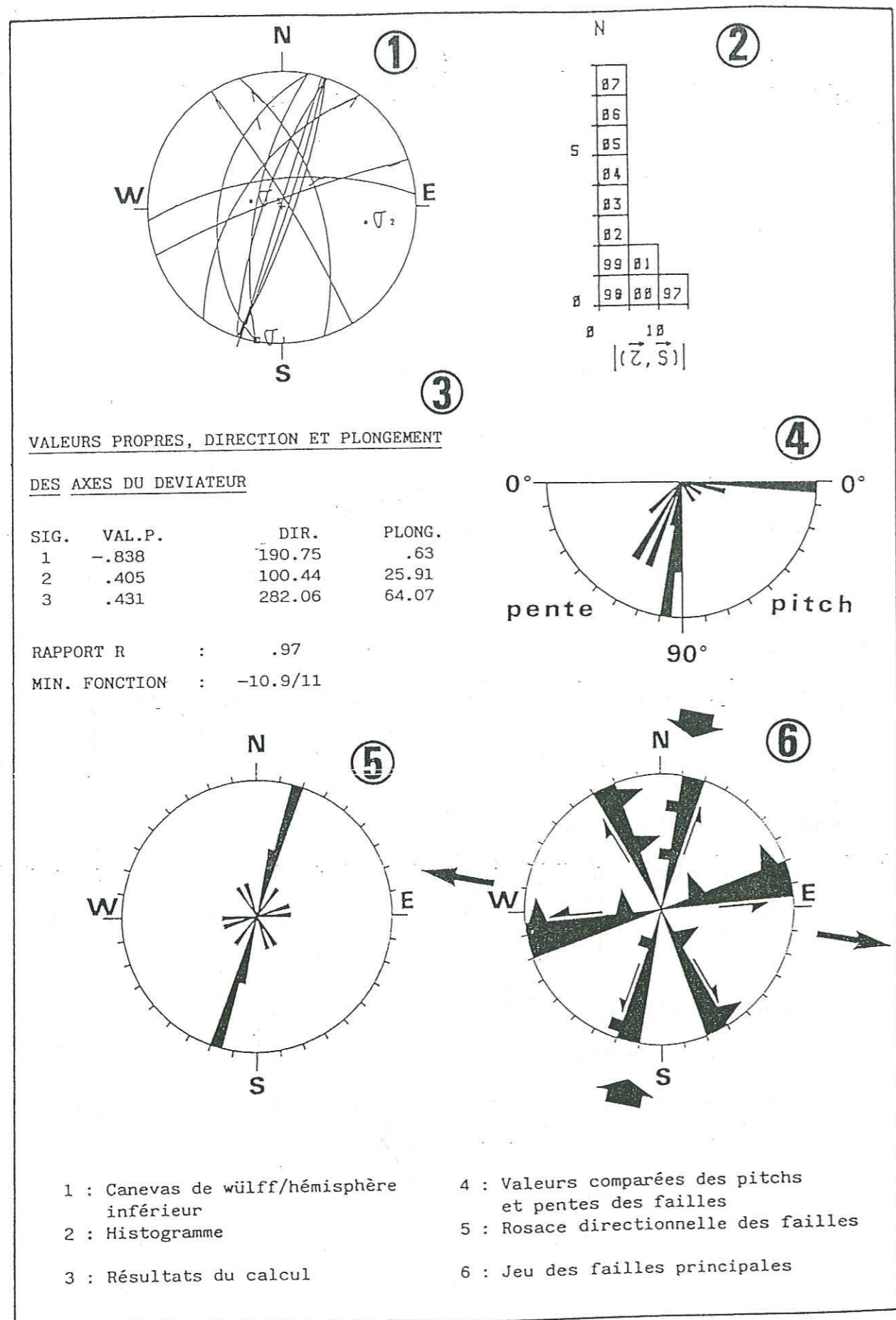


Figure 69 : Analyse microstructurale du site de Pastillon (W Vercoiran).  
Station 11 (canevas R).

### c - Analyse tectonique du site des Signores - D -

Situé à un kilomètre au Sud des Signores, le village de Colombrette offre un excellent panorama, vers le Nord, de la falaise sub-Est-Ouest de Vercoiran. Cette dernière est armée par la corniche calcaire barrémo-bédoulienne, qui correspond, comme à Pastillon, au flanc sud d'un synclinal perché, à coeur albien.

Cette falaise permet d'observer la succession des niveaux barrémo-bédouliens, dont les lithologies respectives sont ici bien différenciées.

- La base de la série, d'âge barrémien (Birjo, *op. cit.*), est représentée par 50 mètres de bancs massifs, intercalés de minces niveaux marneux;

- le sommet de la coupe, d'âge bédoulien, correspond à des calcaires graveleux, mal stratifiés, voir bréchifiés et contournés. Quelques interlits argileux rouges soulignent les discontinuités des bases de bancs.

L'épaisseur visible de ce deuxième niveau varie de 10 à 60 mètres. Une telle variation, hormis l'érosion actuelle, doit être attribuée à des remobilisations synsédimentaires du Bédoulien, dont les dépôts, non lithifiés, tentent de cicatrifier des morphologies en blocs basculés.

Depuis Ste Euphémie, à l'Est, jusqu'au lieu-dit les Signores, à l'Ouest, soit sur une distance d'environ deux kilomètres, cette falaise est découpée par une succession de failles normales, de direction N50-60, à rejet plurimétrique dirigé vers l'Ouest. Ces failles, dont celle des Signores (F.S.), n'affectent que les bancs massifs barrémiens et sont scellées par les niveaux sus-jacents du Bédoulien, de la même façon qu'à Pastillon. Ces derniers envoient ce dispositif structural en blocs basculés, organisés selon un dispositif antithétique normal. Le sommet de cette morphologie tectonique se situe à l'Est de l'accident F.S., au lieu-dit l'Infirmier, à l'Est duquel les failles NE-SW ont une pente dirigée; cette fois, vers l'Est.

Les flancs est et ouest de ce haut-fond, d'axe N55, sont cachetés par le Bédoulien calcarénitique, dont l'épaisseur atteint 60 mètres en contrebas du dispositif faillé, alors que le sommet du horst, à l'Infirmier, n'est cicatrisé que par les dix derniers mètres de la série des calcaires bédouliens.

La présence de ces calcaires graveleux bédouliens correspond à une séquence de comblement d'une morphostructure complexe, orientée NE-SW, dont la mise en place s'est faite à la fin du Barrémien. Ce dispositif tectonique correspond à une succession de blocs basculés, le long de failles orientées NNE-SSW à NE-SW, visibles en compartiment oriental de l'accident M.B.T.. La brusque et répétitive activité des failles provoque des coulées boueuses au sommet du Barrémien (site de Pastillon), et les morphologies tectoniques canalisent des chenaux turbides et des brèches de démantèlements durant le Bédoulien; remobilisations sédimentaires dont l'importance décroît de la base vers le sommet de la série.

La bordure ouest du horst de l'Infirmier correspond à la faille N50 des Signores (F.S.), dont le miroir a pu être observé. Ce plan de faille, très ferruginisé et à forte pente ouest (85°), est affecté de profondes stries molles, peu pentées et non calcitisées. Elles déterminent un puissant jeu sénestre de cet accident et sont associées à de petits plans pénétratifs à composante dextre.

Enfin, le miroir révèle une seconde génération de stries non calcitisées et à pitch compris entre 75° et 90°W. Le trop faible nombre de mesures de seconde génération n'a pas permis un calcul des tenseurs. Néanmoins, ces stries s'avèrent bien évidemment incompatibles avec les stries sub-horizontales.

La calcite de croissance, en gros cristaux, observée sur le miroir de la faille, provient d'une dissolution secondaire récente, mais la faille n'a pas rejoué après le Bédoulien.



Il faut donc distinguer deux épisodes tectoniques différents :

- L'initiation structurale intervient lors d'un contexte compressif décrochant. Il correspond à un mouvement sénestre des accidents N30 à NE-SW. L'analyse qualitative des contraintes indique un régime de type transpressif, avec une direction de raccourcissement NE-SW (fig. 70).

Cet épisode intervient durant les derniers dépôts barrémien, alors que la série sous-jacente n'est pas totalement lithifiée.

- Les mêmes failles jouent ensuite selon un mouvement normal. Cet effondrement généralisé permet la mise en place d'un haut-fond, contemporain du Bédoulien, dont les flancs est et ouest correspondent à des successions de blocs basculés. Cette réactivation des failles, dès les premiers dépôts du Bédoulien, se traduit par un tronçonnage du dernier banc barrémien encore plastique. Celui-ci est déformé par étirement et boudinage, au sommet de l'escarpement sur lequel il glisse.

#### FICHE SIGNALÉTIQUE DE LA STATION 12 - Signores : canevas S (fig. 70)

##### Localisation :

- géographique : à 1500 mètres à l'Est de Vercoiran, au lieu-dit Les Signores;

- stratigraphique : Barrémien supposé;

- structurale : Faille N50 des Signores, bordure ouest du horst de Signores - Ste-Euphémie, en compartiment oriental de l'accident M.B.T..

##### Analyse structurale :

- cohérence: moyenne (M.F. = -7/8);

- régime tectonique : R. = .96 - Compression ( $\sigma_1$  à tendance horizontale, 20°) à N46, de type tendance transpression ( $\sigma_2$  proche de  $\sigma_3$ ). Direction d'allongement à N138.

- objets mesurés : stries molles et plans pénétratifs anté-lithification.

#### 3 - Site du Mourre de Janus - E -

Le site du Mourre de Janus est situé à 9 kilomètres au Sud-Ouest de Vercoiran et à 300 mètres de la ferme Gauthier. Il correspond au flanc nord d'un étroit synclinal très pincé, qui se rattache, vers l'Est, au vaste synclinal d'Eygalières.

Cette dissymétrie synclinale est associée au passage de l'accident M.B.T.. Le mouvement cisailant de ce dernier compartimente deux plis synclinaux, décalés l'un par rapport à l'autre au cours de la sédimentation médio-crétacée. Ces plis d'entraînement sur décrochement sont identifiés par une variation des épaisseurs des séries de remplissage, de part et d'autre de l'accident.

Le synclinal du Mourre de Janus, en compartiment ouest, est lacéré par plusieurs failles NE-SW et N-S, satellites de l'accident principal. Le Barrémo-Bédoulien, indifférencié, affleure sur une étroite bande NW-SE, limitée au Sud par une faille inverse, à l'Est par un puissant cisaillement de l'accident M.B.T., et à l'Ouest par une faille sub-méridienne.

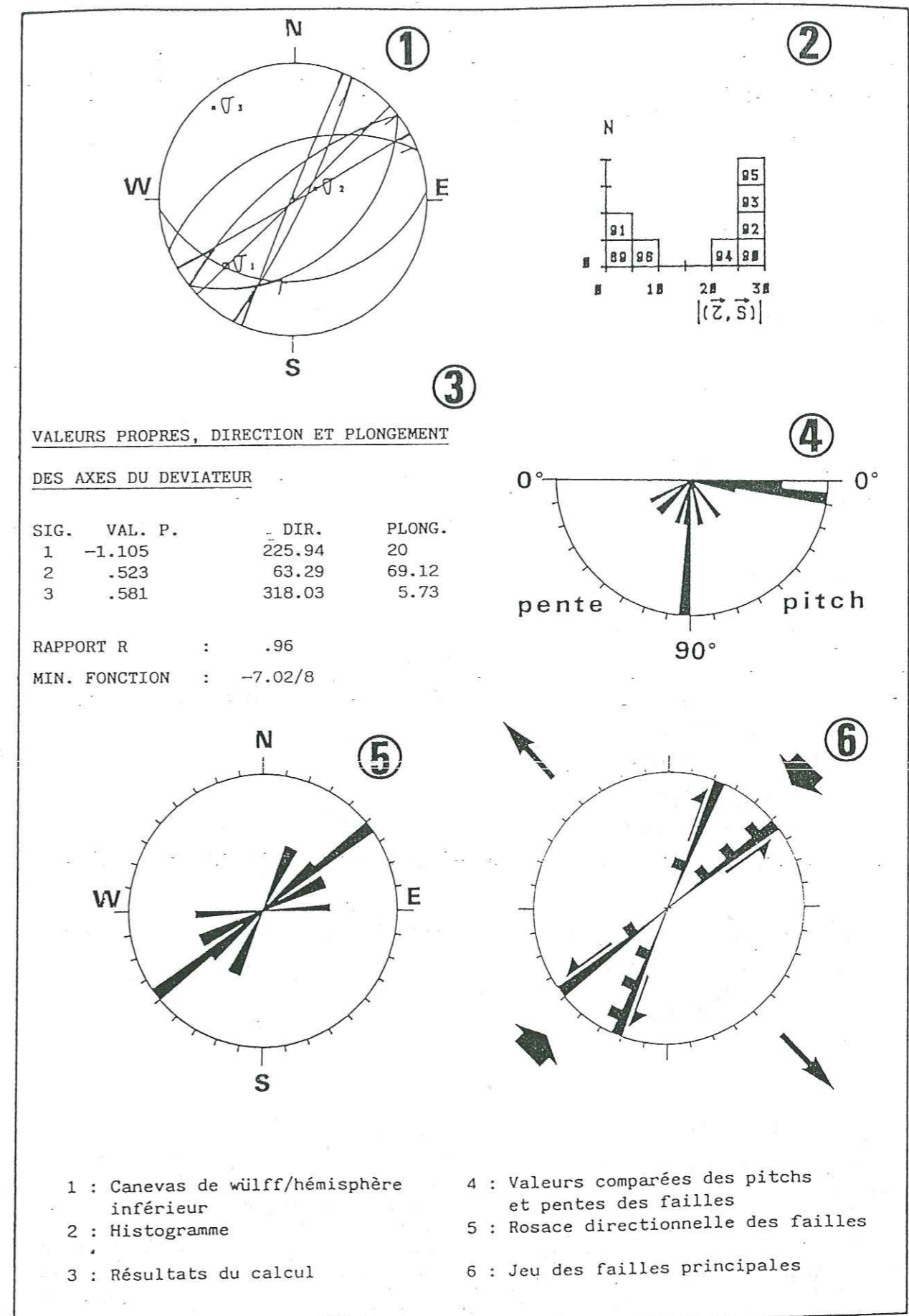


Figure 70 : Analyse microstructurale du site des Signores (E Vercoiran). Station 12 (canevas S).



Cette dernière constitue un paléoescarpement crétacé, bioperforé, couvert d'un enduit ferrugineux et partiellement ennoyé par les marnes gargasiennes. Cette faille, à pente est, porte de nombreuses stries bioperforées et ferruginisées, dont le mouvement normal dextre devait délimiter, durant l'Aptien inférieur bédoulien, un compartiment oriental effondré.

Le dispositif s'est mis en place avant le Gargasien, à la faveur d'une distension de type transtension. Ce site se distingue donc des autres secteurs, caractérisés par un régime tectonique initialement décrochant.

Une seconde génération de stries, non datable, correspond à une reprise tectonique de l'escarpement en mouvement inverse, lors d'une compression diffuse NW-SE, probablement à l'origine du déversement du pli vers le Sud. Précisons que ce mouvement tardif affecte partiellement la crête barrémo-bédoulienne considérée. En effet, la faille nord-sud étudiée, jouant alors comme un accident relais, lui a épargnée le déversement tardif.

**FICHE SIGNALÉTIQUE DE LA STATION 13 - Mourre de Janus :**  
canevas E (fig. 71)

**Localisation :**

- géographique : 3 kilomètres au Sud-Ouest de Buis, à l'Est de la ferme Gauthier, au lieu-dit Mourre de Janus;
- stratigraphique : Barrémo-Bédoulien indifférencié;
- structurale : Paléoescarpement sub-méridien, en compartiment occidental du linéament M.B.T.

**Analyse structurale :**

- cohérence : moyenne (M.F. = -15.8/20; histogramme réparti jusqu'à 40);
- régime tectonique : Distension ( $\sigma_1$  vertical,  $86^\circ$ ) à N141, de type tendance transtension.
- objets mesurés : stries ferruginisées et bioperforées par les organismes gargasiens.

**4 - Site de Champ du Pin - F -**

Nous nous situons cette fois à l'Est du linéament M.B.T., sur le flanc nord du synclinal d'Eygalières et sur le rebord oriental de la faille sub-méridienne d'Eygalières (F.E.), distante de 3 kilomètres de la faille du Mourre de Janus (M.J.).

Le site de Champ du Pin se situe à l'intersection de deux failles, dont l'activité crétacée est développée par la suite. Il s'agit de la faille F.E., à l'Ouest, et d'un accident N110, à l'Est. Les mesures prises dans les calcaires barrémo-bédouliens ne sont pas scellées, mais elles présentent le traditionnel cachet des stries précoces affectant un matériel non lithifié.

Le calcul des tenseurs (non figuré), effectué sur trente mesures, révèle un axe de distension à N147, pour un régime à tendance distension vraie.

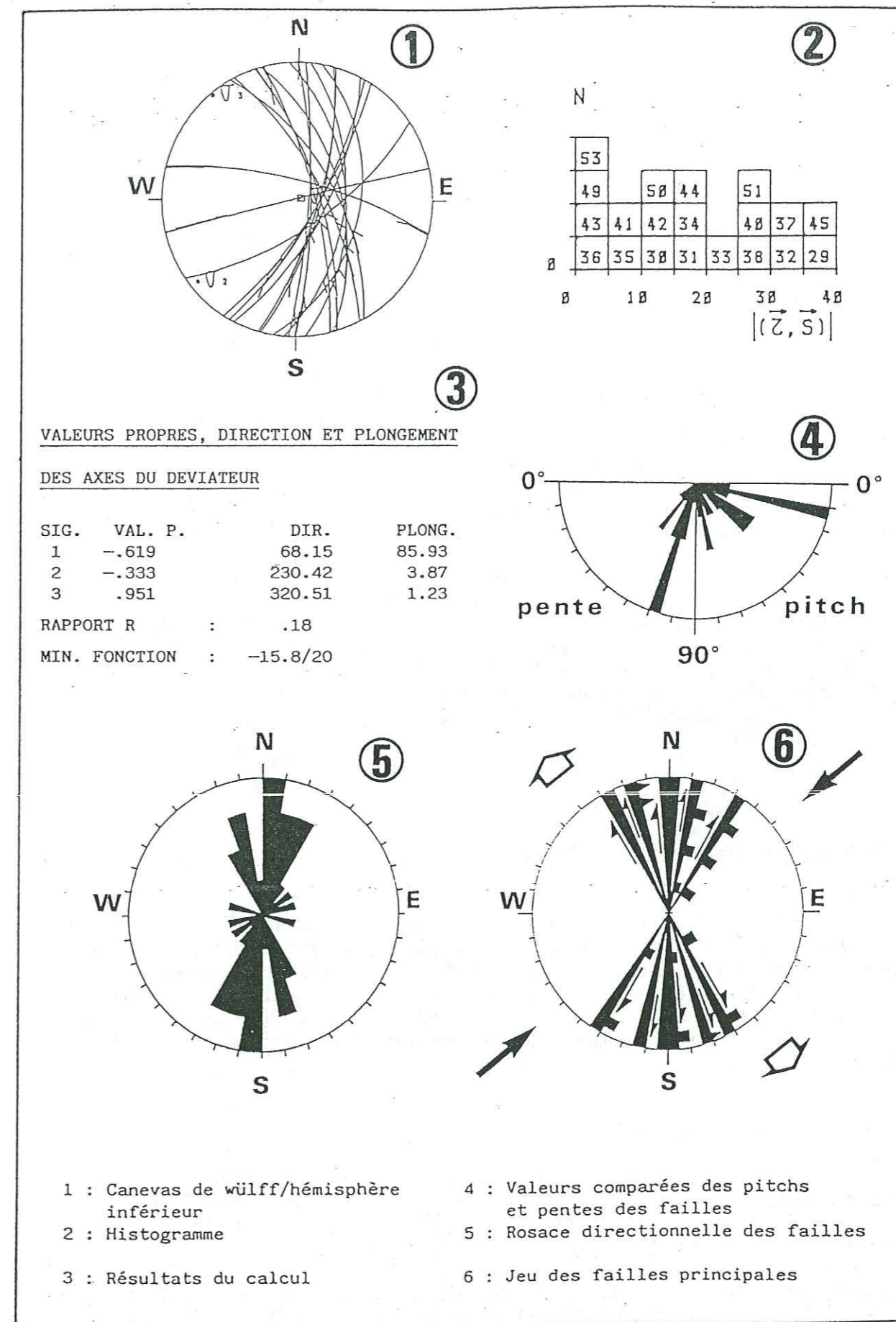


Figure 71 : Analyse microstructurale du site du Mourre de Janus (SW Buis).  
Station 13 (canevas T).



Les failles dominantes sont d'orientation N45-60 et ont un jeu normal sénestre. Elles sont donc parallèles à la direction de la faille M.B.T. qui, entre ce secteur et Mollans (au Sud-Ouest), devient N50 pour faire sa jonction avec la faille de Nîmes, dont on sait qu'elle s'y rattache en profondeur.

Les failles secondaires ont un jeu normal dextre lorsqu'elles sont orientées N180-20, et un jeu normal sénestre lorsqu'elles sont orientées N100-110. Elles sont donc respectivement parallèles aux failles F.E. et N110, qui délimitent la zone d'affleurement.

Notons que Birdjo (1989) observe une variation des épaisseurs du Barrémo-Bédoulien de part et d'autre de la faille d'Eygalières : puissante de 130 mètres à l'Est, cette série se réduit à moins de 90 mètres à l'Ouest.

Les premiers indices d'une activité tectonique associée à cette faille F.E. se situent dans le Jurassique supérieur. En effet, Birdjo (*op. cit.*) considère que cet accident, satellite du linéament M.B.T., constitue la bordure occidentale d'une zone haute d'axe nord-sud, contemporaine des dépôts tithoniques. L'auteur décrit l'existence de coulées gravitaires bioclastiques et de brèches intraformationnelles de matériel organo-détritique, longeant l'actuel escarpement (à Sainte Trophyme). Ses analyses microfaciologiques révèlent un packstone, riche en débris d'Algues Dasycladales, dont *Clypeina jurassica*, inconnue ailleurs. L'abondance de ces débris algaux, associés à d'autres bioclastes (*Lenticulina*, *Miliolidae* et fragments d'Echinodermes), et leur extrême localisation en bordure occidentale de la faille méridienne d'Eygalières suggèrent l'existence d'une paléomorphologie sous-marine. Celle-ci serait propice au développement des Algues sur les zones hautes, et à la mise en place des coulées organo-détritiques fossilisées, provenant de leur resédimentation par des courants de fond. Ce relief serait conditionné par l'escarpement F.E., "dont le jeu tectonique ne peut être précisé davantage, autrement que par ces indications sédimentologiques" (Birdjo, 1989). Néanmoins, Lemoine (1984) suggère un jeu tithonique normal du linéament M.B.T., également imputable à la faille F.E., tandis que Beaudoin (1977) décrit des resédimentations analogues dans le synclinal de Rosans, situé plus au Nord.

### C - SECTEUR DE PLAISIANS - Site G -

Il se localise à la terminaison orientale du synclinal d'Eygalières, dont l'envoyement périclinal et le flanc méridional sont partiellement chevauchés par l'anticlinal déversé vers le Nord de la Montagne de Bluye. Le Barrémo-Bédoulien, largement représenté, n'a pas pu, ici non plus, être différencié. La fermeture synclinale, au Col d'Aiguières, permet de relever quelques déformations précoces du sommet de la série du Barrémo-Bédoulien. Celle-ci est représentée par une barre calcaire, faiblement pentée vers le Sud (N100 - 15° Sud).

#### 1 - Les stratifications obliques

Cette ligne de crête, haute d'environ 20 mètres et longue de 500 mètres, présente, sur la tranche ouest affleurante, une succession rythmique, en hauteur et en longueur, de grandes stratifications obliques, d'amplitude métrique et à forte pente (pente moyenne actuelle de 40° vers le Sud-Ouest).

La remise à l'horizontale de la série permet de reconnaître la direction de progradation vers l'Ouest. La représentation stéréographique de ces plans sédimentaires, remis en position horizontale de dépôt, est illustrée sur la figure 72 B, [1]. Elle comporte :

- d'une part, la rosace directionnelle de fréquence des plans, ([R]), donnant la direction de progradation vers l'Ouest;

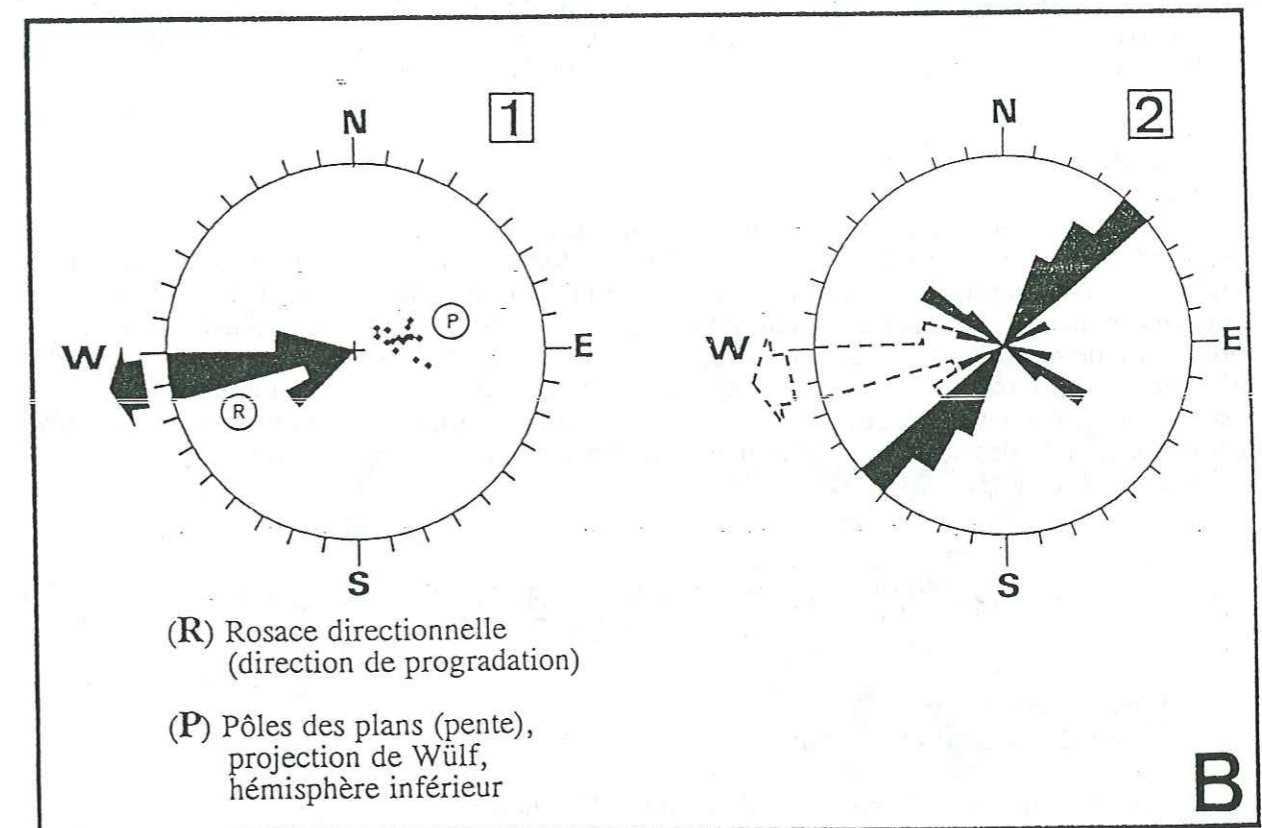
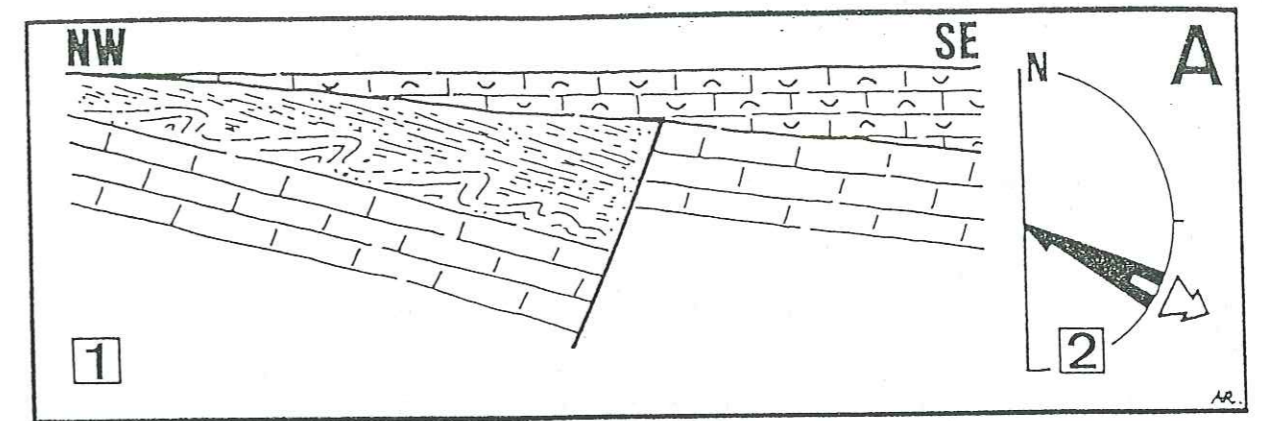


Figure 72 : Perturbations sédimentaires associées aux structures cassantes syn-dépôt du Bédoulien.

→ A : Site de Tarendol (d'après Birdjo, 1989).

- (1) - Coupe schématique illustrant les relations virtuelles entre le Barrémien et le Gargasien, en compartiment SE ouest du linéament M.B.T.
- (2) - Rosace des cannelures du glissement (slump) vers le SE associées au basculement du Barrémo-Bédoulien.

→ B : Site du col d'Aiguières

- (1) - Représentation stéréographique des stratifications obliques (progradation vers l'Ouest).
- (2) - Rosace de la fracturation "molle" contemporaine des strates obliques (dont l'orientation de progradation est reportée en pointillés).



- d'autre part, le pointage du pôle des plans ([P]), en hémisphère inférieur, qui visualise le degré d'inclinaison des strates obliques, pentées de 30°, en moyenne, durant cette sédimentation dynamique.

## 2 - La fracturation plastique

Plusieurs analogies suggèrent fortement l'origine tectonique de la pente sédimentaire. Nous avons vu que les démantèlements gravitaires slumpés de Tarendol (site B), dirigés vers l'ESE, sont d'origine tectonique. Il sont la contrepartie du basculement, selon une même direction, du compartiment occidental de l'accident M.B.T.. Or, les stratifications obliques du col d'Aiguières sont recoupées par un double réseau de fractures "molles", amorties vers la base de la série. Les deux types d'objets, strates obliques et fracturation syndiagénétique, sont donc plus ou moins contemporains. Leur représentation en diagramme de rosace (fig. 72 B [2]) révèle une direction principale de fracturation orientée NE-SW, à pente de direction variable, et une direction secondaire oblique, NW-SE, à pente toujours SW. Si, à cette rosace de fracturation, on surimpose le sens de la progradation (en pointillés sur la fig. 72 B [2]), on constate que la direction de cette dynamique sédimentaire correspond à la moitié de la valeur angulaire de l'intersection des deux directions de fractures. Autrement dit, elles se trouvent à l'angle des fractures, mécanisme que nous avons déjà pu observer à Peipin (fig. 32), où les démantèlements sédimentaires sont directement liés à l'activité de failles, normales ou décrochantes, contemporaines de la lithification.

## 3 - Les failles

Un troisième type d'objets tectono-sédimentaire affecte la barre calcaire. Celle-ci est découpée par une succession de petites failles, dont les miroirs sont affectés de stries molles, peu ferruginisées. Leur rejet décimétrique est systématiquement amorti dans les derniers bancs de la série affleurante. Après débasculement, ces plans s'organisent préférentiellement sur la direction N20, avec un jeu dextre, et secondairement selon des directions N150-160 dextre, et N50-60 sénestre (fig. 73). Le régime tectonique déterminé est de type déformation plane, avec une direction de contrainte de raccourcissement NE-SW, conforme à celle des sites A et D, et une direction d'extension SE-NW, conforme à celle des sites A, D, E et F (fig. 74).

### FICHE SIGNALETIQUE DE LA STATION 14 - col d'Aiguières : canevas U (fig. 73)

#### Localisation :

- géographique: Est de Plaisians;

- stratigraphique: Barrémo-Bédoulien indifférencié;

- structurale : Terminaison périclinale orientale du synclinal d'Eygalières.

#### Analyse structurale :

- cohérence : très bonne (M.F. = -16.6/17);

- régime tectonique : R. = .87 - Compression ( $\sigma_1$  horizontal) à N46, de type tendance déformation plane ( $\sigma_2$  à tendance verticale, proche de  $\sigma_3$ ), à N136;

- objets mesurés: stries molles ferruginisées sur plans discontinus, amortis au toit de la série.

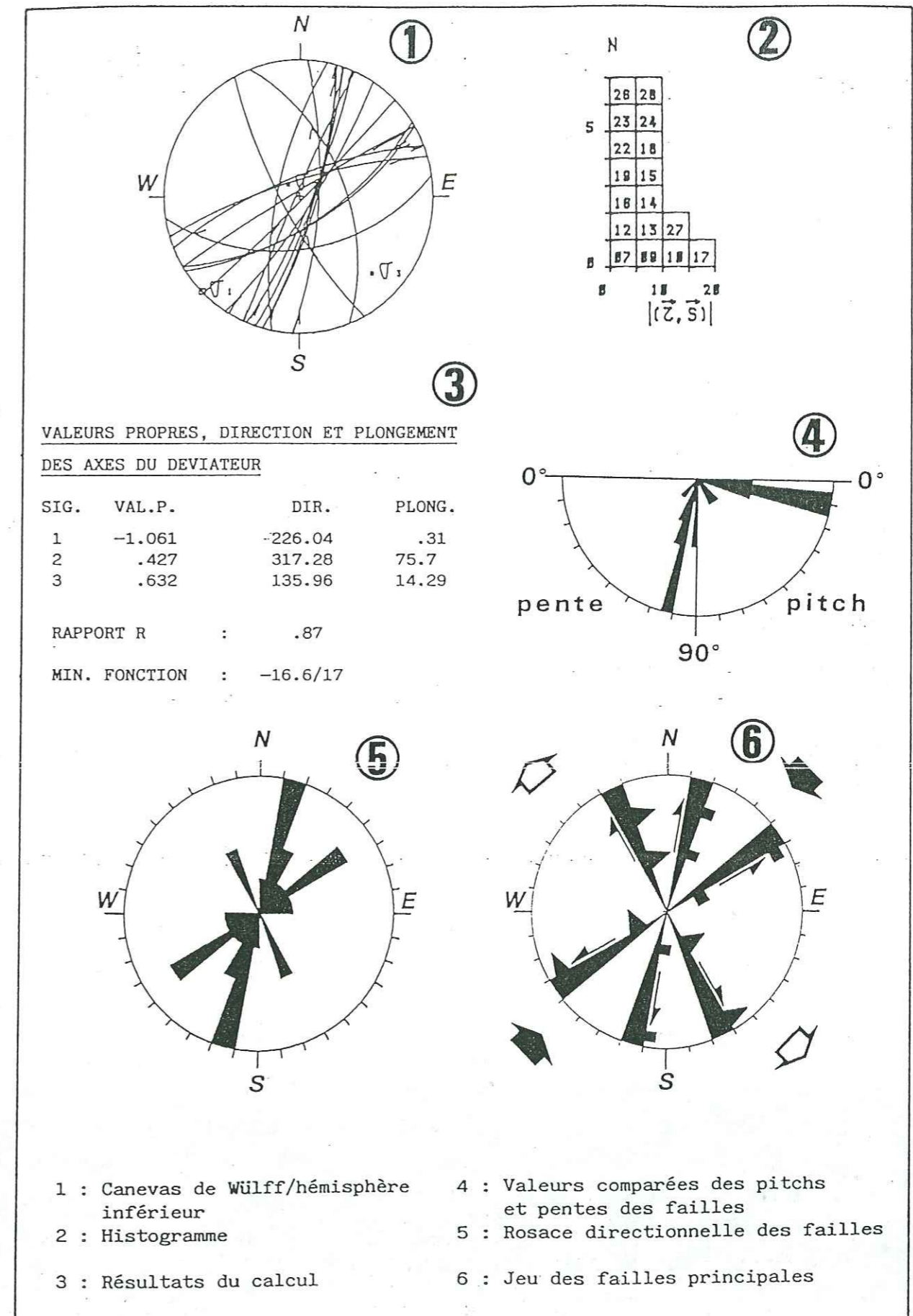


Figure 73 : Analyse microstructurale du site du col d'Aiguières (E Plaisians).  
Station 14. (canevas U).



## CHAPITRE TROISIEME

### *CHRONOLOGIE DES DEFORMATIONS ET INTERPRETATIONS*

Plusieurs indices sédimentaires annoncent, dès le Jurassique supérieur, une instabilité du fond sous-marin de cette bordure méridionale du bassin vocontien. Les perturbations sédimentaires correspondent à des "fausses brèches", dites intraformationnelles, à des glissements synsédimentaires, et à des variations d'épaisseur. De telles perturbations, et notamment une diminution de l'épaisseur des séries tithoniques et berriasiennes, au Sud et à l'Ouest de Buis-les-Baronnies, ont été interprétées, par Desmason (1987) et Birdjo (1989), comme la conséquence d'une intumescence précoce du diapir de Propiac. Cette instabilité synsédimentaire se caractérise également par de fortes variations de faciès du Tithonique contenant, comme à Suzette (Brasseur, 1962), des intercalations bioclastiques, de type "grain flow", sous formes lenticulaires ou stratifiées, dont l'origine est un milieu de dépôt peu profond. La provenance exacte de ces coulées gravitaires n'est pas précisée, mais leur localisation, en bordure immédiate de l'accident majeur N30 M.B.T., permet de supposer que ce dernier contrôlait l'existence de morphologies locales, déjà décrites plus au Nord et à l'Est par Beudoin (1977).

C'est surtout à partir du Barrémo-Bédoulien que la région de Buis enregistre véritablement ces premières déformations structurales, époque durant laquelle les hauts-fonds urgoniens sub-émergeants de la Montagne de Bluye et du Mont Ventoux, situés juste au Sud, sont très fortement individualisés.

Les déformations précoces et les perturbations sédimentaires qui y sont associées se localisent le long des deux principales failles du secteur, à savoir le faisceau N150-160 de Curnier - Buis (C.B.), à l'Ouest, et le linéament N30 de Mollans - Buis - Tarendol (M.B.T.), transverse à la région de Buis.

#### I- STRUCTURATION APTIENNE

Les prémices d'une structuration cassante semblent correspondre au sommet du Barrémien. Toutefois, l'activité des failles est surtout notable au passage Barrémien/Bédoulien. Le contact entre les deux séries lithologiques, localement bien différenciées, est marqué par un niveau plus marneux, oxydé, associé à la discontinuité #3. L'apparition d'un faciès souvent biodétritique et terrigène graveleux, au Bédoulien, correspond, ensuite, à une période de sédimentation dynamique, chenalisée par des morphologies en horst et grabens, ou en blocs basculés.

Les stratifications obliques du Col d'Aiguières illustrent bien la dynamique courantologique barrémo-bédoulienne est-ouest, en avant de la plate-forme récifale urgonienne. De telles figures de progradation ont d'ailleurs la même orientation que les turbidites de Brantes, d'âge barrémien supérieur, et situées à quelques kilomètres au Sud d'Aiguières (cf. "Quatrième secteur" et fig. 59). Les courants de fond devant assurer le transit de l'énorme quantité de bioclaste depuis le talus jusqu'au large de la marge. Ces morphologies est-ouest, en avant du Ventoux et de Bluye, correspondent à un bloc basculé, découpé par quelques failles de direction NE-SW.

Cet épisode structural, à la limite entre Barrémien et Bédoulien, intervient alors même que les calcaires hémipélagiques du Barrémien ne sont que partiellement lithifiés.



La faible compétence de ces derniers niveaux se traduit, sur des failles d'ampleur métrique à kilométrique, par de nombreuses déformations plastiques, antérieures ou contemporaines du Bédoulien, et toujours antérieures au Gargasien.

L'analyse systématique des stries, scellées, ou à caractère "précoce", indique d'abord que le champ des contraintes ne s'exprime pas de façon uniforme et qu'il subit aussi bien des modifications du type de régime tectonique, qu'une réorientation des directions de raccourcissement ou d'extension (fig. 74); ensuite, qu'il se traduit par différents types de structures, dont l'ampleur et l'interprétation malaisée doivent être directement associées au jeu des accidents principaux.

Le régime structural global est de type compressif décrochant. La direction de raccourcissement (déterminée par la moyenne des contraintes principales majeures ou intermédiaires) a une direction estimée NE-SW (N35-40), la direction d'extension étant NW-SE (N125-130). Ce régime structural décrochant (déformation plane) ne s'applique réellement qu'en un seul endroit, à Plaisians (site G), site le plus distant des principaux accidents. Tandis que les autres sites correspondent à une réorientation des contraintes en bordure immédiate des accidents majeurs.

Ainsi, la zone de Vercoiran, caractérisée par les accidents N30-50, satellites de l'accident M.B.T., traduit un régime tectonique à tendance plus compressive que les contraintes déterminées pour les autres sites. Nous pensons que cet état de contrainte particulier est la conséquence du mouvement cisailant sénestre de l'accident régional M.B.T., très proche. La compression (de type transpression), est orientée NNE-SSW près de l'accident majeur (site C de Pastillon), puis elle se réajuste à NE-SW en s'en éloignant (site D de Signores). Une même réorientation anti-horaire des contraintes s'observe également sur le site de Rochebrune.

Globalement et pour l'ensemble des stations d'analyse microstructurale, quel que soit le régime tectonique déterminé, on peut définir des directions principales de failles pour la structuration barrémo-bédoulienne :

- la plus importante est orientée N30-55 et correspond à des fractures cisailantes sénestres, ou normales à tendance horizontale sénestre;
- la direction secondaire est à N00-20, pour un mouvement dextre dominant;
- la troisième direction est de N110-135, avec un mouvement généralement inverse dextre.

A ces déformations compressives décrochantes succède, rapidement (à la base du Bédoulien) un effondrement généralisé sur les directions précitées. L'exemple le plus représentatif en est le horst des Signores-Ste Euphémie. Sa mise en place au coeur des failles NE-SW, initialement décrochantes, se traduit par des démantèlements gravitaires de natures diverses mais toujours perpendiculaires à la pente (fig. 76). Le sommet du Bédoulien envoie totalement ce haut-fond sédimentaire, dès lors cicatrisé.

Plus au Sud, le linéament M.B.T. est interrompu par un doublet de failles sub-méridiennes, dont l'activité barrémo-bédoulienne correspond à un régime tectonique distensif, de direction NW-SE, conforme à la direction régionale d'extension.

L'ensemble de ces observations permet de supposer le mouvement des principaux accidents, dès le sommet du Barrémien supérieur : sénestre pour l'accident M.B.T., orienté N30, et dextre pour le couloir C.B., orienté N150 (fig. 76).



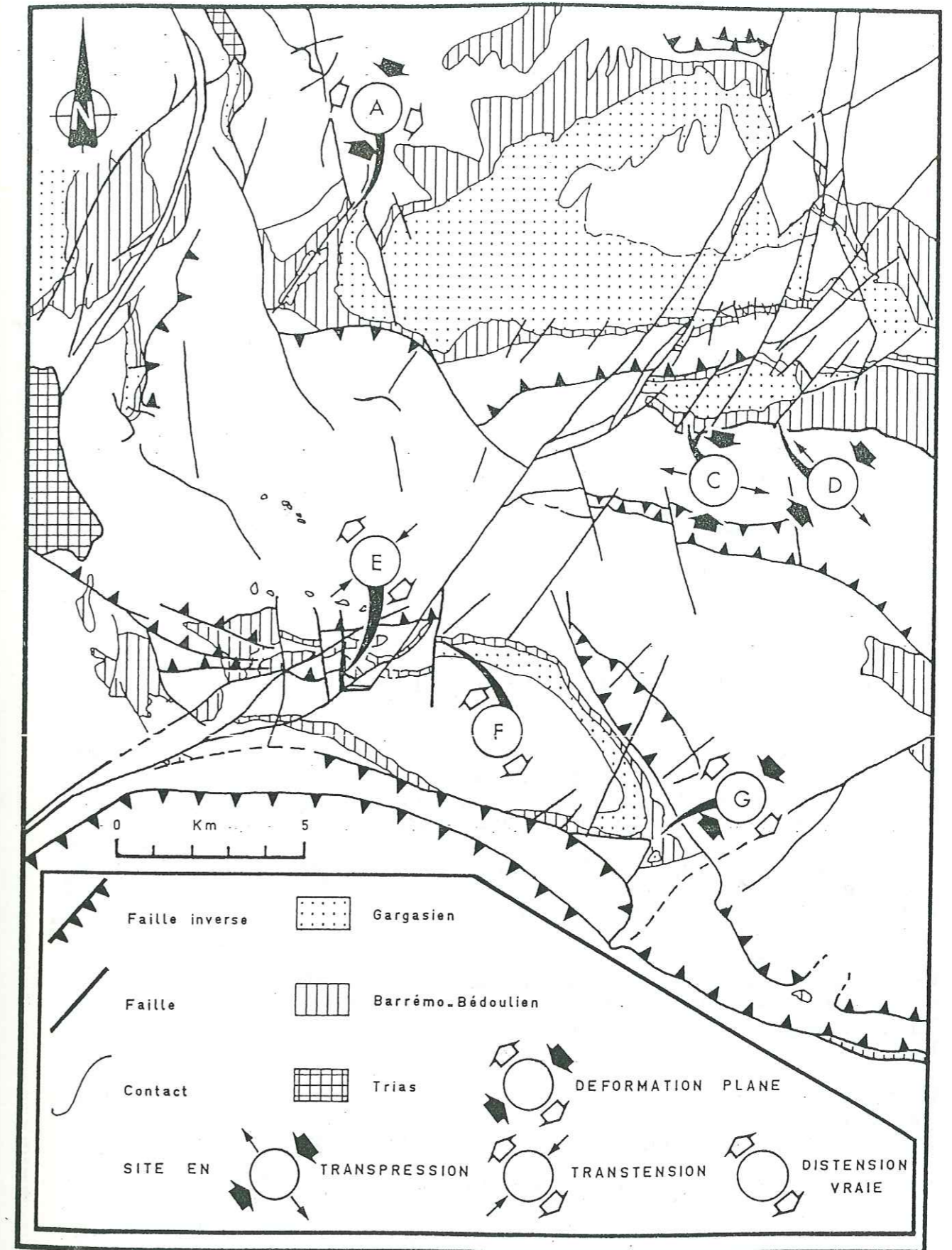


Figure 74 : Position des sites d'analyse structurale et types de contraintes tectoniques à l'Aptien inférieur



L'activité normale de certaines failles localisées ne signifie pas nécessairement l'existence, durant le Bédoulien, d'un régime tectonique régional en distension.

Le mouvement initial sénestre des failles NE-SW de Vercoiran, satellites de l'accident M.B.T., détermine une succession de blocs basculés. Ces derniers s'organisent selon un dispositif antithétique normal, dont la pente générale est orientée vers l'Ouest, c'est-à-dire vers l'accident majeur. La relaxation, durant le Bédoulien, du mouvement général décrochant se traduit par un effondrement généralisé le long des failles, accusant ainsi le dispositif en blocs basculés et donnant naissance au horst de Vercoiran.

Les mesures microtectoniques relevées aux abords des failles M.J. et F.E. (faille du Mourre de Janus, site E, et faille d'Eygalières, site F), orientées nord-sud et à pente Est, révèlent un régime distensif particulier. Ces deux failles permettent la jonction structurale, en surface, de l'accident M.B.T. avec la faille de Nîmes. L'effondrement vers l'Ouest des failles M.J. et F.E., comme leur légère composante dextre, sont interprétés ici comme l'amortissement du jeu cisailant sénestre de l'accident M.B.T.

Un tel dispositif tectonique a été observé sur la plate-forme:

- dans le ravin de Féringuande, situé plus au Sud (cf. "Quatrième secteur"), où les structures cassantes fini-urgoniennes, de même organisation, sont intimement liées à l'activité de la faille de Nîmes;
- sur le site de La Chapellière, en bordure est du champ de fractures de Banon (cf. "Deuxième secteur"), où une faille N30, à jeu normal postérieur à un mouvement décrochant, est liée à un dispositif en "queue de cheval" de la terminaison sud d'un accident régional N150.

## II - LES STRUCTURES CRETACEES ULTERIEURES

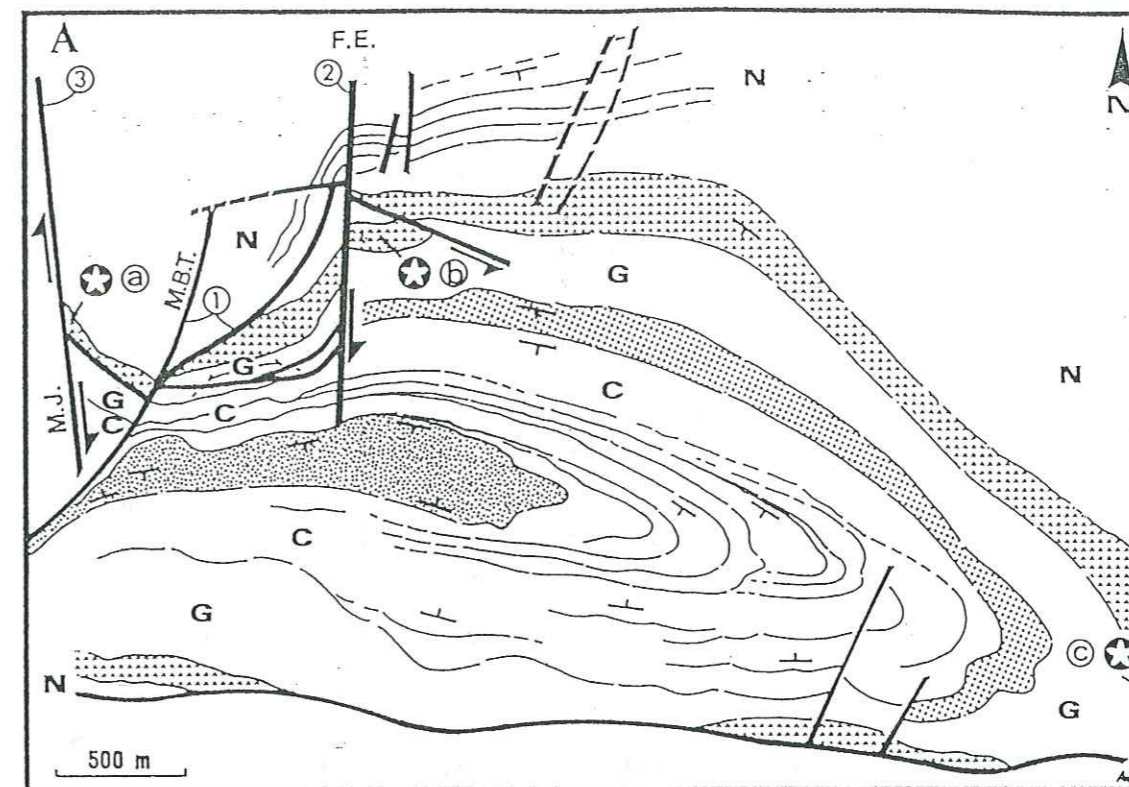
Les séries marneuses et marno-silteuses du Gargasien, de l'Albien, puis du Cénomaniens enregistrent un style tectonique radicalement différent. Et pour cause, puisque la nature même de leur lithologie ne se prête pas à des structures cassantes. De plus, ces séquences sédimentaires se surimposent à des traits paléomorphologiques déjà contrastés.

Au Nord, dans le synclinal de Ste Jalle, le Gargasien fait l'objet de variations importantes et brutales de puissance et de faciès (Birdjo, 1989), déjà amorcées au Bédoulien sur sa terminaison occidentale faillée (Rochebrune).

Au Sud, le synclinal d'Eygalières est sujet à de telles discontinuités sédimentaires. Celles-ci sont contrôlées, d'une part par la structuration synclinale sub-Est-Ouest, d'autre part par le jeu continu, depuis le Barrémo-Bédoulien, de la faille d'Eygalières, à l'Ouest de laquelle le Gargas-Albien disparaît et le Cénomaniens s'amointrit (Birdjo, 1989) (fig. 75 B).

L'analyse des photographies aériennes au 1/30.000 (fig. 75 A) révèle deux paramètres d'évolution tectono-sédimentaire du synclinal d'Eygalières. Tout d'abord, il présente une nette dissymétrie des deux flancs synclinaux :

- l'Albien disparaît sur le flanc sud et au niveau d'un accident N20;
- le Cénomaniens coïncide avec une structuration synclinale progressive. Le flanc nord se verticalise et engendre une série de biseaux sédimentaires cartographiques, qui déterminent une paraconcordanance des niveaux lithologiques successifs, alors que l'axe de sédimentation migre vers le Sud, provoquant ainsi une nette discordance de la série du flanc sud.



### LEGENDE

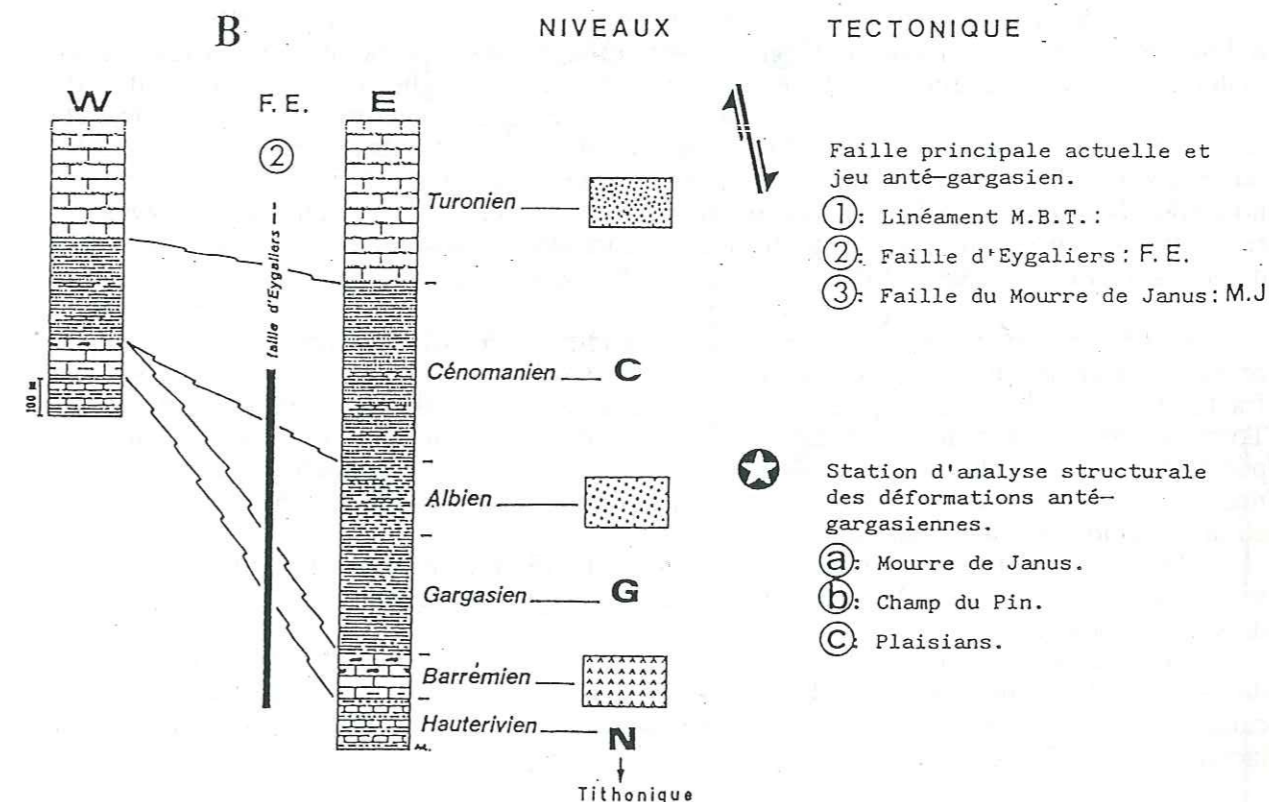


Figure 75 : La structuration du synclinal d'Eygalières, au Crétacé inférieur  
 → A : Carte des bancs repères du synclinal, à partir de l'analyse des photographies aériennes (d'après Birdjo, 1989, modifié).  
 → B : Variations d'épaisseur du Crétacé, de part et d'autre de la faille d'Eygalières [F.E.] (d'après Birdjo, 1989, modifié).



Ensuite, l'axe synclinal varie dans le temps.

- Du Bédoulien à l'Albien compris, l'axe passe d'Est en Ouest, d'une direction ENE à une direction ESE;
- Pendant le Cénomaniens, puis le Turonien, l'axe de subsidence redevient progressivement Est-Ouest.

Ce dispositif démontre que le synclinal d'Eygaliens correspond à un pli d'entraînement sur le décrochement M.B.T.. La plus forte distorsion de l'axe synclinal intervient avant le Cénomaniens, période durant laquelle la direction NE-SW contrôle les axes de subsidences est-ouest du domaine sud-vocontien (Porthault, 1974). La Montagne de Bluye, qui constitue la bordure sud du synclinal, est vraisemblablement responsable, durant cette dernière période, de la migration de l'axe de la subsidence vers le Sud, lors d'un léger chevauchement vers le Nord. Ce mouvement, en accord avec le jeu synchrone décrochant sénestre de l'accident N30 M.B.T., participerait au redressement du flanc synclinal septentrional.

Le Turonien scelle cette déformation synsédimentaire et cicatrise totalement l'accident méridien d'Eygaliens (fig. 76 A).

La comparaison des structures "synsédimentaires" du secteur de Buis avec les déformations de même âge, décrites par les auteurs, valident notre interprétation tectonique et donnent un caractère régional à la structuration barrémo-albienne du domaine sud-vocontien.

1 - De Saint-Léger-du-Ventoux à Savoillan, soit sur une ligne WNW-ESE de près de 8 kilomètres de long, **Montenat** (comm. orale) a observé de nombreux olistolithes de matériel barrémo-bédoulien resédimenté dans l'Albien. Cette ligne correspond à la vallée du Toulourenc et à la limite sud de la Montagne de Bluye. Ces "conglomérats" avaient déjà été observés et datés par **Moullade et Porthault (1970)**, qui les avaient interprétés comme les répercussions de la phase orogénique "autrichienne" dans le Sud-Est. Des observations nouvelles [**Grandou (1984)** et **Montenat (op. cit.)**], ainsi que la comparaison avec les résultats paléotectoniques obtenus sur les secteurs de Malaucène et de Buis, permettent quelques hypothèses paléoenvironnementales infra-crétacées des domaines Ventoux-Bluye.

Ces blocs démantelés, de faciès pseudo-urgonien et de taille centimétrique à métrique, se sont mis en place, de façon gravitaire, durant l'Albien. Ils contiennent une importante fracturation post-lithification, telle que des diaclases et des dominos remplis de calcite. Tous les blocs, à patine ferrugineuse, sont affectés d'une micro-karstification peu pénétrative. Cette patine de corrosion, proche, par le faciès, de la micro-dissolution sous-marine observée sur des blocs de Barrémien inférieur resédimentés de Peipin, suggère, ici aussi, un amoncellement chaotique sous-marin.

Toutes ces anfractuosités de fracturation et d'altération marine sont colmatées par le sédiment gréseux et particulièrement glauconieux de l'Albien. L'âge de ce dernier n'est pas d'avantage précisé.

Les amoncellements de blocs, équivalents parfois à des volumes de plusieurs dizaines de mètres cubes, sont intercalés dans la série albienne. Celle-ci repose directement sur les calcaires barrémo-bédouliens, sans l'intermédiaire des marnes gargasiennes, totalement lacunaires dans le secteur.

Ces trois anomalies de sédimentation, olistolithes, faciès exceptionnellement glauconieux de l'Albien et lacune du Gargasien, s'alignent selon une ligne N110-120, correspondant à la limite entre Montagne de Bluye, au Nord, et Mont-Ventoux, au Sud, tous deux de même orientation.

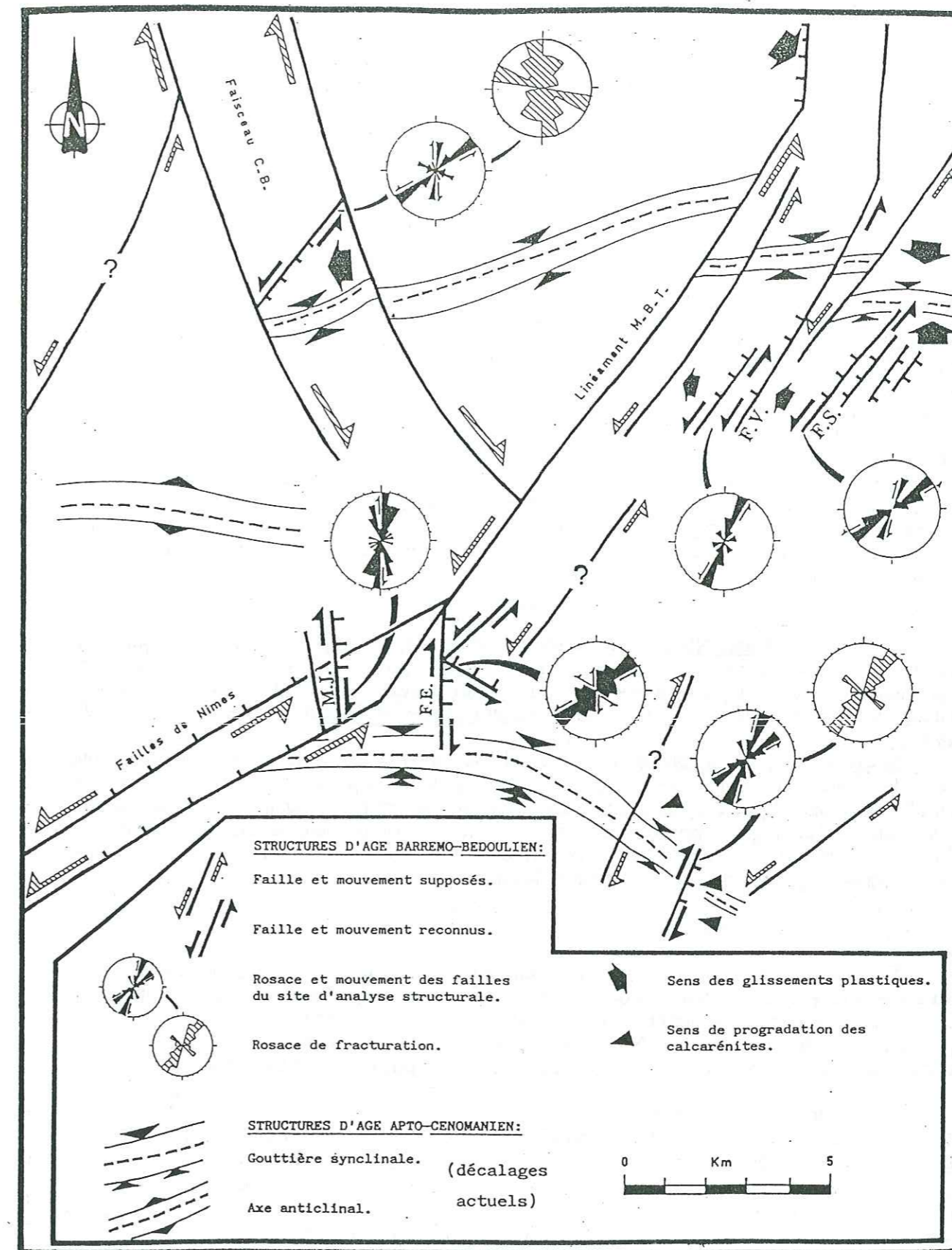


Figure 76 : Schéma structural hypothétique du secteur de Buis, au Crétacé inférieur (Les abréviations des noms de failles renvois au texte)



Ces deux massifs correspondent à deux domaines différents de sédimentation durant le Bédoulien : le Ventoux est le siège d'une sédimentation récifale (Urgonien *sensu stricto*, d'après Masse, 1976, cf. Quatrième secteur), légèrement postérieure au faciès bioclastique chenalisé de la vallée du Toulourenc et de la Montagne de Bluye. Ces derniers correspondent, durant l'intervalle barrémien supérieur - bédoulien, à un haut-fond sédimentaire (Monier *et al.*, 1987), orienté Est-Ouest à N120 (fig. 59 A), de bathymétrie intermédiaire entre la plate-forme sub-émergeante, au Sud, et le domaine vocontien, situé au Nord de Bluye. Cette zone haute, responsable de la lacune du Gargasien, constitue une profonde gouttière durant l'Albien.

La pérennité d'une telle morphologie et son alignement peuvent signifier l'existence d'un bloc basculé sub-Est-Ouest à N120, propre à la Montagne de Bluye, dont l'activité est particulièrement significative à l'Albien. Dans cette hypothèse, la limite nord du Ventoux correspond à un escarpement de faille, actif depuis le Barrémien supérieur et puissamment démantelé au cours de l'Albien. Sa direction générale ESE-WNW s'accorde avec celle du synclinal d'Eygalières. Celui-ci est déformé synsédimentairement, durant la même période, à la fois par le décrochement M.B.T. et par la Montagne de Bluye, siège de turbidites, orientée Est-Ouest (cf. Quatrième secteur). Elle s'accorde aussi avec l'une des deux directions secondaires de fracturation de la région de Buis, à tendance générale inverse dextre. Ces remarques suggèrent, corrélativement avec la structuration synclinale fini-albienne d'Eygalières, et sans autre argument tectonique, un mouvement inverse à tendance légèrement chevauchante vers le Nord des Monts Ventoux et de Bluye durant l'Albien moyen-supérieur.

2- Les accidents NNE-SSW (essentiellement N30), mis en place au Barrémo-Bédoulien, exercent un contrôle morphotectonique régional sur la sédimentation apto-cénomaniennne. Cela a pu être mis en évidence au coeur du synclinal de Rosans, situé à quelques kilomètres au Nord-Ouest de ce secteur (Friès et Beaudoin, 1984; Friès *et al.*, 1985).

D'axe grossièrement N110, ce synclinal est traversé par le faisceau N30 du Risou, dont le fonctionnement répétitif, scellé durant l'Apto-Cénomanienn, crée un dispositif antithétique par rapport à la pente sédimentaire. La position dans l'espace de dépôts instantanés (*slumpings*) suppose vraisemblablement une composante sénestre du faisceau du Risou. L'amplitude des rejets successifs permet de conclure, ici, comme à Eygalières, à une accélération du processus entre l'Aptien et le Cénomanienn.

Finalement, les épisodes tectoniques supracrétacés correspondent surtout à une reprise du mouvement cisailant sénestre des accidents N30 du Risou et M.B.T., lequel mouvement lamine la terminaison occidentale du synclinal d'Eygalières. Ce dernier est faiblement affecté par le chevauchement, vers le Nord, du massif du Ventoux, contrairement à la région de Montbrun, où le Miocène est puissamment structuré en plis est-ouest très serrés.

Les structures distensives, observées aux abords immédiats des accidents majeurs, correspondent à une relaxation temporaire des contraintes en compression, contraintes exercées par le jeu décrochant des accidents conjugués M.B.T. et C.B..

\* \*

\*

## QUATRIEME PARTIE SYNTHESE ET CONCLUSIONS

La monotonie apparente de la série mésocrétacée de la plate-forme urgonienne et du bassin vocontien limitrophe ne reflète pas, à première vue, la puissante structuration synsédimentaire dont ces domaines font l'objet.

L'originalité de cette analyse paléotectonique consiste, notamment, à s'être attaché à des déformations systématiquement plastiques et fiables pour l'interprétation structurale.

La mise en place et la conservation de ces déformations tectoniques syndiagénétiques précoces suppose, d'abord, des conditions marines. En effet, une telle rhéologie plastique, plicative et cassante, nécessite un sédiment cohérent imparfaitement lithifié, et donc à teneur en eau notable, lors de la déformation.

De plus, l'environnement sous-aquatique, dont on reconnaît le cachet morphogénique, se prête d'avantage à un rapide enfouissement sédimentaire des structures et donc à une "cicatrisation" d'autant plus rapide et fine des morphologies tectoniques de toutes échelles. Ce mécanisme de cachetage constitue la seconde condition pour valider l'analyse tectonosédimentaire.

L'expérience montre que les structures précoces et leurs cortèges de perturbations sédimentaires se greffent généralement sur des accidents majeurs et le long de failles d'ampleur plurikilométriques. Elles se localisent à la verticale d'un accident plus ancien et en cours de "réactivation superficielle", ou bien encore, elles peuvent être néoformées. Dans ce dernier cas, elles correspondent, le plus souvent, à une "zone d'influence de déformation" d'une structure plus importante.

Dans le cas présent, les structures synsédimentaires ne sont pas fondamentalement déformées par les événements tectoniques ultérieurs. Lorsque le sédiment est finalement lithifié, sa compétence suppose qu'il est moins sensible aux contraintes tectoniques. La "zone d'influence" de l'accident se restreint donc, et se sont préférentiellement ses bordures immédiates qui sont affectées.

Les dépôts calcaires barrémo-bédouliens de la plate-forme, particulièrement épais, constituent, après les événements tectoniques "mésocrétacés", une carapace très rigide qui résiste relativement bien aux puissantes structurations fini-crétacées et tertiaires alpines. Ces dernières s'y manifestent généralement lors de l'effondrement ou du rejeu inverse des failles principales, contrairement au domaine du bassin, dont la sédimentation, moins épaisse et plus marneuse, implique la mise en place ou l'accentuation de larges plis, très souvent déversés.

Les déformations tectoniques précoces sont donc fiables pour déterminer, avec précision, l'âge et le mouvement des failles importantes. Elles facilitent, pour cela, la reconstitution des paléomorphologies successives.

Cette synthèse des données régionales débute par un bref rappel des structures tectoniques antérieures au Barrémien, dans la mesure où le canevas structural fini-jurassique et infra-crétacé a fortement influencé les déformations ultérieures. Puis, nous présentons, conjointement, la chronologie des déformations et l'évolution des paléomorphologies successives, pour l'intervalle Barrémien - Albien. Ensuite, nous abordons les implications d'ordre tectonique et eustatique des séquences de dépôts. Enfin, nous intégrons nos résultats tectoniques à un modèle géodynamique proposé par certains auteurs.



## I - LE CANEVAS STRUCTURAL ANTE-BARREMIEN

L'individualisation de la plate-forme sud-vocontienne date du passage Jurassique supérieur - Crétacé inférieur. Elle est contrôlée, durant cette période, par trois directions tectoniques d'héritage hercynien : WNW-ESE, et NE-SW.

### 1 - La direction WNW-ESE

La plate-forme hémipélagique méridionale du bassin vocontien apparaît au Valanginien (Joseph *et al.*, 1989). Cette limite de faciès et de paléobathymétrie de sédimentation correspond à une ligne WNW-ESE, équivalent approximativement à la limite nord du chevauchement du massif Ventoux-Lure. Cette dernière passe par une ligne située au Nord des Montagnes de Bluye, à l'Ouest, et de Lure, à l'Est. Il est difficile d'affirmer que cette limite correspond à un accident jurassique, dans la mesure où le chevauchement tardif du massif Ventoux-Lure complique notablement la reconnaissance d'un éventuel raccord tectonique entre les deux domaines de sédimentation différents.

La pérennité de chenaux de résédimentation, au Nord de cette ligne durant tout le Crétacé inférieur, ont permis à Graciansky *et al.* (1987), ainsi qu'à Joseph *et al.* (1989), de supposer que la plate-forme Ventoux-Lure correspondait, durant cette période, à un bloc basculé vers le Sud, dont le flanc nord faillé permettait une rapide transition au domaine de bassin.

Une telle direction WNW-ESE a été reconnue, par ailleurs, comme très ancienne, notamment dans l'arc de Castellane à une centaine de kilomètres vers l'Est. Dans le massif du Cheiron, cette direction "provençale" s'exprime dès le Lias (Assenat *et al.*, 1972; Dardeau, 1978; 1984b; 1987; 1988; Dardeau *et al.*, 1987; Jautée, 1980; Atrops *et al.*, 1989). Au cours du Jurassique terminal, elle correspond à l'individualisation, au Sud, de la plate-forme provençale à faciès sub-récifaux ("Calcaires blancs de Provence"), par rapport au bassin dauphinois profond.

Les travaux de Hibschi (1991) dans l'arc de Castellane ont permis à cet auteur de reconnaître, dans le prolongement occidental de l'actuel anticlinal du Cheiron, des paléorides calcaires sub-Est-Ouest, d'âge valangino-hautérvien. Ces structures se présentent, soit sous la forme de horsts ou de demi-horsts découpés en "zig-zag", soit sous la forme de flexures. Elles ont été interprétées comme la manifestation de failles d'extrados de plissements à assez long rayon de courbure.

Cette direction s'exprime de façon relativement modeste dans notre région durant la période médiocrétacée. Toutefois, des précisions nouvelles (Montenat, comm. orale), permettent de croire à l'existence d'une paléo-faille anté-albienne, d'orientation N110, située à la limite entre le Mont-Ventoux et la Montagne de Bluye.

### 2 - La direction NE-SW

Pour la région étudiée, la direction générale NE-SW correspond à quatre accidents principaux, dont l'activité jurassique et crétacée inférieure a été reconnue pour deux d'entre eux. Il s'agit de la faille de Nîmes et la faille de la Durance, qui constitue les limites actuelles est et ouest de la plate-forme Ventoux-Lure. Nous avons vu les conséquences paléogéographiques de l'activité tectonique du faisceau nîmois, durant le Crétacé inférieur. Ce trait structural profond détermine, sur son compartiment ouest, un sillon peu subsident de sédimentation hémipélagique.

Cet "ensellement comtadin" (Monier, 1986; Masse *et al.*, 1990), rattaché vers le Nord-Est au domaine vocontien, est particulièrement actif durant le Barrémo-Bédoulien. Il correspond, dès cette période, à la délimitation tectonique des plates-formes languedocienne, à l'Ouest, et provençale, à l'Est.



Nous avons vu, également, que la faille de Nîmes se rattache, en profondeur et vers le Nord, à l'accident M.B.T., de direction NNE-SSW, dont l'activité synsédimentaire du Tithonique à été suggérée (Desmaison, 1985; Birdjo, 1989). Cet accident se poursuit vers le Nord, pour se raccorder au faisceau de failles N-S du Diois, dont le jeu jurassique est supposé (Debrand-Passard *et al.*, 1984; Dardeau, 1988; Dardeau *et al.*, 1990).

Limitée à l'Ouest et à l'Est par les failles de Nîmes et de la Durance, la plate-forme vauclusienne est découpée par deux accidents de même orientation NE-SW : les failles N30-40 de Sault-Les Vergiers (S-LV) et de Simiane-Banon-Saumane (S-B-S). L'âge infra-crétacé (Friès, 1987) de ces failles n'est pas démontré. Toutefois, elles semblent se poursuivre vers le Nord dans le domaine vocontien, où elles pourraient correspondre, respectivement, à la faille d'Eygalaye (F.E.) et à la faille du Büech (F.B.). Nous pouvons supposer, sans autre argument paléogéographique, que ces deux accidents ont canalisés les resédimentations turbiditiques ou slumpés du sillon du Büech, orienté SSW-NNE, et d'âge crétacé inférieur.

Cette direction NE-SW est maintenant reconnue comme essentielle dans la genèse et l'évolution sédimentaire structurale du Bassin du Sud-Est, dont elle définit les limites naturelles (Baudrimont et Dubois, 1977; Masse, 1980; Arnaud, 1981; Lemoine *et al.*, 1981; Triat et Truc, 1983; Monier et Ferry, 1987; Arnaud, 1988; Graciansky et Lemoine, 1988; Dromart *et al.*, 1989; Joseph *et al.*, 1989).

Vers l'Est, entre le massif de l'Argentera et la basse vallée du Var, la faille NE-SW d'Utelle-Maluna a eu une activité décrochante sénestre, reconnue avec un âge post-aptien et anté-Cénomaniens moyen (Ricou et Frizon de Lamotte, 1986). Cet accident détermine, par là même, la limite sud-orientale du domaine dauphinois. Ricou et Frizon de Lamotte (*op. cit.*) considèrent qu'il constitue le prolongement, vers le Sud, d'une bande de failles NE-SW passant par Bezaudun et constituant la terminaison orientale du bassin crétacé de Coursegoules. Ce dernier secteur est affecté de failles NNE-SSW normales décrochantes durant l'Eocréacé, puis de failles ENE-WSW sénestres à partir du Gargasien (Hibsch, 1990b; 1991; Hibsch *et al.*, 1992). La faille d'Utelle-Maluna s'inscrit donc dans le même schéma paléotectonique régional crétacé que la plate-forme sud-vocontienne.

## II - CHRONOLOGIE DES DEFORMATIONS BARREMO-ALBIENNES

L'analyse tectono-sédimentaire, telle qu'elle a été menée, permet d'apprécier l'âge, le mode des déformations, leurs chronologies et la distribution des paléo-contraintes tectoniques ayant affecté le domaine Ventoux-Lure durant l'intervalle Barrémien - Albien.

L'analyse structurale repose sur plus de 500 mesures de plans striés et scellés, relevés depuis la base du Barrémien jusqu'au toit du Bédoulien. Les niveaux sus-jacents ne se prêtant pas à des structures cassantes n'ont pu faire l'objet de relevés microtectoniques. Mais leur lacune partielle ou locale, ainsi que les figures tectono-sédimentaires et les paléotopographies qu'ils expriment, permettent néanmoins de compléter, pour certains secteurs, la chronologie des déformations jusqu'à l'Albien. Cette analyse est complétée par 50 mesures, également scellées, relevées par Saillard (1991) dans le fossé de Sault (inédit), ainsi que par 400 mesures de plans striés de démantèlements synsédimentaires (troncatures sous-marines, arrachements précoce par basculement de blocs, écoulements le long des escarpements, etc.).

La figure 77 est la synthèse des données microtectoniques présentées dans le mémoire. Elle présente, pour les cinq secteurs étudiés, les rosaces de fréquences de fracturation propre à chaque épisode de déformation.

Sur ces rosaces, correspondant à la totalité des mesures de plans striés de même génération, nous avons porté le mouvement dominant des failles représentées, ainsi que les contraintes principales qui leur sont associées.

Ces rosaces sont significatives du type de déformation, enregistré dans le secteur considéré, lors d'un état de contrainte donné. Elles sont positionnées verticalement par rapport à la succession des termes lithologiques, et donc selon l'âge du niveau affecté. Cette datation est très précise pour les cinq rosaces de la moitié inférieure du tableau, où les déformations correspondent précisément à l'existence d'une discontinuité sédimentaire (ligne horizontale en pointillés se terminant par une flèche noire). L'âge de la déformation est moins certain pour les deux rosaces de la moitié supérieure du tableau. Il correspond à un laps de temps équivalent à la lacune, par vacuité sédimentaire ou érosion, de l'Albien inférieur et/ou moyen (étoile noire encadrée). Les limites inférieure et/ou supérieure des lacunes correspondent, le plus souvent, au passage d'une discontinuité sédimentaire, reconnue ici, ou sur les autres sites.

Ce document permet, d'abord, de faire le lien de causalité direct existant entre les événements tectoniques "synsédimentaires" et les absences localisées de certaines séquences de dépôt. On constate, ensuite, que les déformations n'apparaissent pas simultanément dans les différents secteurs étudiés et qu'elles sont réparties dans le temps, depuis le Barrémien inférieur, jusqu'à l'Albien inférieur et moyen.

Cette disharmonie apparente traduit en réalité une évolution structurale bien rythmée, à la fois du point de vue géodynamique et du point de vue lithologique, entre la plate-forme et le bassin vocontien.

Ainsi, la chronologie régionale des déformations se fait en trois étapes. Néanmoins, celles-ci restent délicates à reconnaître dans leur totalité pour chacun des secteurs considéré :

- une initiation structurale de type compressif décrochant, à l'interface entre une séquence calcaire, d'âge Barrémo-Bédoulien, systématiquement déformée de façon plastique, et une séquence le plus souvent marneuse, sinon marno-calcaire, cicatricielles;
- puis un stade distensif ou décrochant distensif, marqué par des lacunes sédimentaires locales, consécutives de la formation de paléotopographies;
- enfin, une reprise de la compression, auquel succède des dépôts détritiques.



Malgré un manque de données microstructurales pour les secteurs de Sainte Marguerite (fig. 77, secteur D) et le fossé de Sault (C), l'étude des paléogéographies barrémobédouliennes de ces deux secteurs permet de reconnaître le rôle joué par les accidents majeurs durant cette période. Leur activité initiale décrochante est déduite par les décalages des lignes paléogéographiques, scellées durant l'Aptien supérieur - Albo-Cénomaniens, ainsi que par analogie avec les déformations identifiées dans les secteurs voisins.

Cette structuration "polyphasée" du domaine considéré ne se fait pas de façon homogène :

- d'une part elle est diachrone, c'est-à-dire qu'elle évolue dans l'espace et le temps;
- d'autre part, elle ne traduit pas un modèle de déformation uniforme et les contraintes tectoniques peuvent correspondre, pour certains sites, à une variation plus ou moins importante du champ de contrainte régional.

Cette évolution spatiale et temporelle, d'un type de déformation à un autre, est principalement dépendante des structures majeures préexistantes, dont l'activité jurassique et infra-crétacée, suggérée par les auteurs, a pu être vérifiée sur certains secteurs.

## A - LE STADE INITIAL COMPRESSIF DECROCHANT

la chronologie des contraintes tectoniques et les paléomorphologies du Crétacé inférieur de la plate-forme sud-vocontienne s'articulent selon quatre domaines paléotectoniques principaux différents :

- la terminaison sud-ouest du bassin vocontien (secteur E),
- la bordure Est de la plate-forme méridionale du bassin (secteur D),
- la bordure Ouest (secteur A),
- la plate-forme sud-vocontienne elle-même (secteurs B et C).

Les trois premiers domaines enregistrent, dès le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, l'activité des accidents majeurs décrits auparavant. A partir du Barrémien, les directions structurales régionales NE-SW (N30 à N55) et WNW-ESE (N110), correspondant, comme nous l'avons vu auparavant, aux limites paléogéographiques Est, Ouest et Nord de la plate-forme, sont puissamment réactivées. Nous présentons successivement ces quatre domaines paléotectoniques.

### 1 - La bordure Est de la plate-forme

Les déformations cassantes les plus anciennes que nous ayons identifiées ont été reconnues dans les environs de Peipin, en compartiment occidental de l'accident durancien.

Les gisements étudiés démontrent l'existence d'une tectonique synsédimentaire de la base du Barrémien inférieur (toit de l'unité Ba1, #1), dans un contexte de compression sub-méridienne décrochante (déformation plane), induisant une extension sub-E-W ( $\sigma_3$  à N100). Les structures observées correspondent à un faisceau d'accidents N50-60 sénestres et N160-170 dextres secondaires. Les failles et les paléomorphologies abrupts des compartiments qu'elles délimitent sont consécutives d'un mouvement de coulissement sénestre de l'accident durancien à cette même époque (fig. 78).



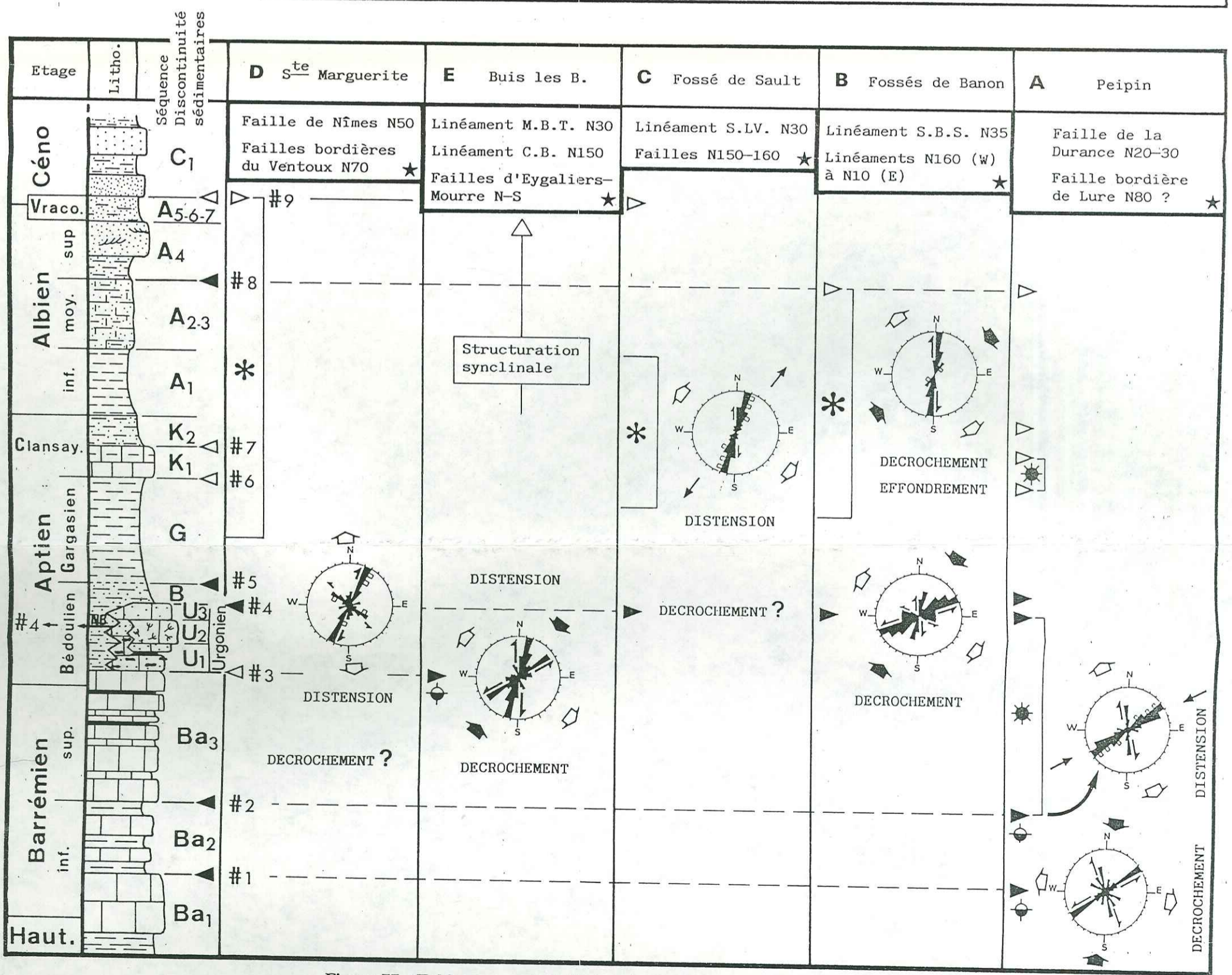
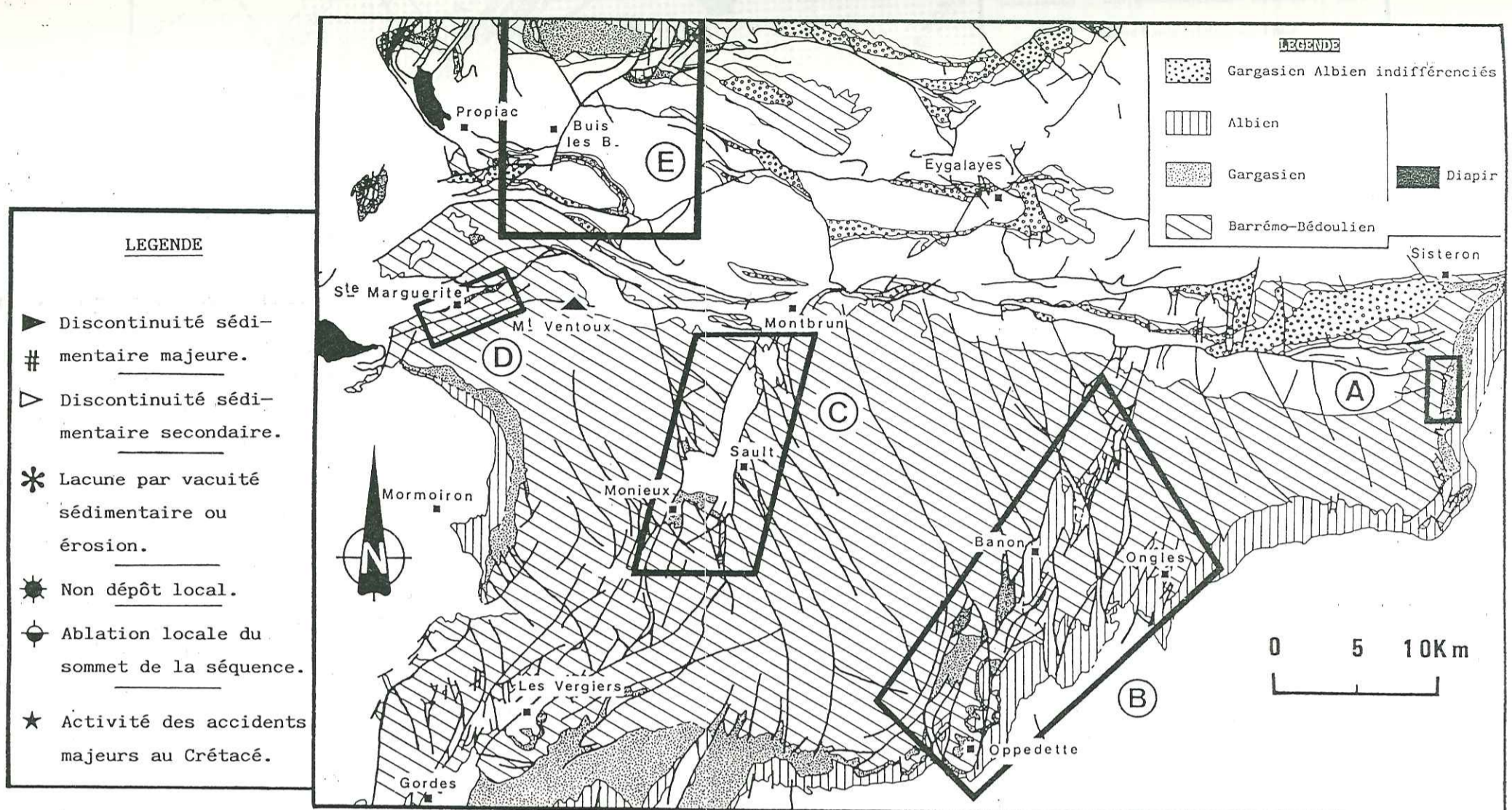
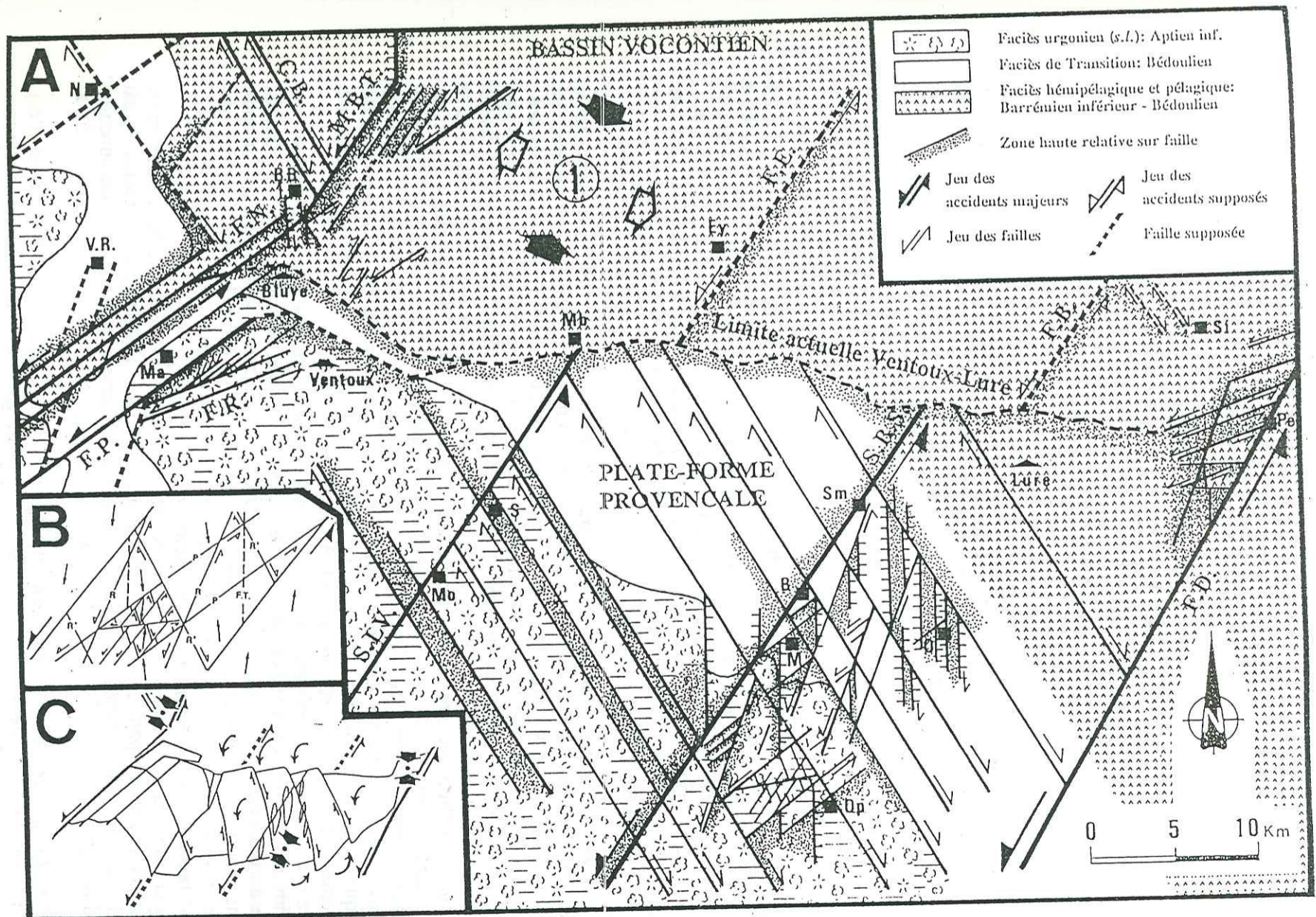


Figure 77 : Tableau recapitulatif du calendrier des paléocontraintes tectoniques, selon les secteurs étudiés et dans la série lithologique.





**Figure 78 : La bordure méridionale du bassin vocontien au Barrémien-Bédoulien**  
 A : Reconstitution paléogéographique et structurale. (1) : contrainte tectonique régionale du premier épisode compressif Barrémien inférieur-Bédoulien supérieur. (Les abréviations des noms de villes renvoient au texte).  
 B : Comparaison avec le modèle de Riedel, pour illustrer des fractures en échelons et en relais, dans une bande de cisaillement sénestre NE-SW.  
 C : Modélisation de la déformation de la plate-forme sud-vocontienne et report des contraintes compressives déterminées.



## 2 - La terminaison Sud-Ouest vocontienne

Les premières structures cassantes mesurées dans le domaine péri-vocontien de Buis-les-Baronnies traduisent un régime tectonique compressif décrochant, avec une compression NNE-SSW et une extension SSE-NNW. Cette structuration intervient *entre le Barrémien et le Bédoulien*. Elles est responsable des mouvements de coulissements sénestre de l'accident N30 M.B.T., à compartiment ouest abaissé, et dextre du faisceau d'accidents N150 C.B..

## 3 - La bordure Ouest de la plate-forme

Nous connaissons le rôle paléogéographique de la faille de Nîmes durant le Crétacé inférieur. Cet accident correspond, *durant le Barrémien*, puis surtout pendant l'Aptien inférieur, à l'individualisation de paliers topographiques, d'axes NE-SW, le long de la faille, et sub-Est-Ouest, en avant du Ventoux (Montagne de Bluye). Ces fortes limites paléobathymétriques limitent brusquement l'extension, vers l'Ouest, des faciès calcarénitiques peu profond du Barrémien, puis les faciès récifaux urgoniens (*sensu lato*). L'activité décrochante sénestre de la faille de Nîmes durant le Barrémien est suggérer par comparaison avec la structuration, de même ordre et de même âge, de la région de Buis.

## 4 - La plate-forme

La plate-forme urgonienne est caractérisé par deux accidents majeurs, situés à intervalles réguliers entre les failles de Nîmes et de la Durance, de même orientation générale NE-SW. Il s'agit des accidents de Saumane-Banon-Simiane (S.B.S.) et de Sault-Les Vergiers (S.LV), de direction générale N35-40, transverses au Chaînon Ventoux-Lure. L'âge crétacé inférieur de ces failles (Friès, 1987) n'est pas démontré. Leur activité tectonique n'a pas, non plus, été reconnue au Barrémien, mais elle est démontrée, par contre, à partir du Bédoulien.

L'analyse tectono-sédimentaire et la reconstitution des paléomorphologies apto-albiennes du secteur de Sault et du "champ de fractures" de Banon permettent de reconnaître les principaux traits structuraux initiaux de la plate-forme : les accidents NE-SW, portés sur la **figure 78 A**, fonctionnent comme une succession de couloirs de décrochement sénestres. Leur activité bédoulienne est contemporaine du mouvement dextre des accidents N150 vaclusiens. Ces derniers contrôlent l'extension du faciès urgonien vers le Nord-Est et délimitent une succession de zones hautes récifales, transverses à la plate-forme et aux couloirs N35. Le champ de fractures de Banon illustre bien ce dispositif décrochant de type "Riedel" (**fig. 78 B**), avec un jeu cisailant sénestre de l'accident S.B.S., et un mouvement dextre le long des failles NNW-SSE, associées à la composante R' antithétique. Le dispositif d'un couloir cisailant sénestre se reproduit au niveau de l'affleurement (Tirecoui) et est donc valable à toutes les échelles.

Les deux directions conjuguées sont responsables de la création de fossés NNE-SSW ou sub-méridiens. Ces structures d'effondrements NNE-SSW sont associées à la composante verticale de failles conjuguées de type riedels synthétiques sénestres. Quant aux fossés sub-méridiens, ils sont comparés à des ouvertures en relais de décrochement, le long de l'accident S.B.S., ou encore, sont interprétés comme des structures "en queue de cheval", correspondant à l'amortissement du mouvement décrochant de l'accident Sm.T..

Le champ des contraintes est, là encore, de type compressif décrochant, avec  $\sigma_1 = N32$ ;  $\sigma_3 = N122$ . Il est, par conséquent, identique à celui déterminé dans le secteur de Buis est proche de celui des environs de Peipin, sauf que ce dernier subit une rotation anti-horaire d'environ 25°.

Cette structuration de la plate-forme intervient à la *fin des dépôts urgoniens* et n'est cicatrisée que par les premiers mètres de la série marneuse gargasienne, laquelle transgresse du Sud vers le Nord. L'épisode compressif est donc continue pendant six à neuf millions d'années, pour ce domaine de plate-forme.

Les caractères principaux de cet épisode tectonique initial sont les suivants :

### Les directions de fracturation

Par ordre d'importance :

- Prédominance des accidents N50-60 sénestres;
- failles N10-25 dextres;
- failles N110-125 sénestres

### Le régime tectonique

Par moyenne de l'ensemble des contraintes déterminées à Buis, Banon et Peipin : Déformation plane, avec une direction de compression N25-30 et une direction d'extension N115-120.

L'instauration d'un régime compressif, au Barrémien, apparaît d'abord sur toutes les bordures de la plate-forme. Il correspond à une activité décrochante sénestre des accidents régionaux, d'héritage tardi-hercynien et jurassique : les accidents NE-SW (faille de Nîmes, à l'Ouest) à NNE-SSW (faille de la Durance, à l'Est et accident M.B.T., au Nord-Ouest). Il n'est bien évidemment pas possible de mesurer directement le jeu des accidents d'ampleur régionale. Néanmoins, le régime des contraintes exprimé à proximité de ces failles, leur contrôle sur la subsidence et la répartition des différents dépôts, ainsi que le mouvement connu de leurs accidents satellites, permettent d'identifier leur mouvement de coulissement.

Cette tectonique de décrochement débute au Barrémien inférieur le long de la faille de la Durance et apparaît, ensuite, durant le Barrémien supérieur, le long des failles de Nîmes et M.B.T..

La sensible différence d'orientation des contraintes tectoniques, entre les domaines de bordures et la plate-forme, s'explique par une réorientation de la contrainte régionale aux abords immédiats des failles majeures.

La contrainte compressive n'est transmise que plus tard dans le domaine de la plate-forme, à l'Aptien inférieur (*fin Bédoulien* ou *fin Urganien*). Cette migration de la contrainte se traduit par des décrochements sénestres le long de failles de même orientation, et par des décrochements dextres le long de failles orientées NNW-SSE. Les deux directions découpent la plate-forme du Nord au Sud. Elles contrôlent la répartition des dépôts urgoniens, ainsi que celle de leur faciès de transition, et sont responsables de la création de fossés d'effondrement sub-méridiens. Les dépôts gargasiens, transgressifs du Sud vers le Nord, épousent cette topographie en creux.

Cette transmission centripète des déformations, depuis les bordures faillées vers le centre de la plate-forme, s'accompagne de plusieurs variations latérales des faciès calcaires de l'Aptien basal. Ces sensibles modifications paléogéographiques sont soulignées par le diachronisme spatial et temporel de la discontinuité sédimentaire #4, située au sommet de la séquence calcaire du Barrémo-Bédoulien.

Cette tectonique compressive "tardive", d'âge aptien basal-gargasien basal, n'affecte que le centre de la plate-forme "urgonienne". Elle intervient alors que les bordures faillées sont ou ont déjà été soumises à une contrainte tectonique différente, en extension ou en transtension.

La **figure 78 C** permet d'illustrer, de façon modélisée, la structuration initiale compressive décrochante de la plate-forme urgonienne. Nous précisons bien que cette illustration synthétique, sur laquelle nous avons reporté les principales contraintes compressives barrémo-bédouliennes, ne tient pas compte de la migration, dans le temps, de la déformation.



## B - LE STADE DISTENSIF ULTERIEUR.

Les structures distensives ultérieures sont directement associées à l'épisode décrochant. Elles sont consécutives à une période de répit tectonique de la compression antérieure, et correspondent, de façon localisée, à la détente des contraintes compressives le long des décrochements NE-SW. De la même façon que la compression initiale, l'extension, d'orientation générale NNW-SSE, intervient à différentes périodes selon les domaines considérés. Elle se traduit par un effondrement le long des failles majeures NE-SW, dont les structures antérieures modifient localement le régime tectonique général : l'extension, de type transtension, distension vraie ou distension diffuse, oscille entre une direction NW-SE et une direction sub-méridienne (fig. 79 B, flèches blanches).

### 1 - La bordure Est de la plate-forme

Ce régime tectonique distensif débute le long de l'accident durancien. A peipin, l'effondrement généralisé intervient au *sommet du Barrémien inférieur* (au toit de l'unité Ba2: #2) (fig. 77) et correspond à un dispositif de demi-grabens, surimposé aux failles N50-60. Ce phénomène est responsable d'une part d'une importante morphologie à pente nord, se traduisant par de puissants démantèlements synsédimentaires, d'autre part de la lacune totale ou partielle des séquences sus-jacentes, notamment dans le Sud du secteur. Cette structuration correspond également à une inversion de la subsidence de la bordure orientale de Lure, devenant alors plus importante au Nord (fig. 79 A).

### 2 - La terminaison Sud-Ouest vocontienne

Dans le secteur de Buis, le jeu sénestre des accidents NE-SW de Vercoiran-Ste Euphémie, faisceau oriental de l'accident M.B.T., est remplacé très rapidement par un effondrement généralisé, à l'origine, *durant le Bédoulien*, de la mise en place du horst NE-SW de Ste Euphémie-Signores. Celui-ci est définitivement ennoyé et scellé par le Bédoulien.

### 3 - La bordure Ouest de la plate-forme

Au sud de ce domaine vocontien, le front nord du Ventoux correspond, durant le Gargasien, à un haut-fond tectonique dépourvue du dépôt des "marnes bleues". Durant l'Albien, cette limite constitue très probablement un escarpement de faille, orienté approximativement N110, puissamment démantelé durant cette période. Puis, la "relaxation tectonique" se met en place sur la bordure nord-occidentale "nîmoise" de la plate-forme urgonienne, peu de temps avant le Gargasien. La bordure sud du fossé de Malaucène est structurée à la fin de l'Urgonien, à la faveur d'une edistension sub-méridienne.

Pour les bordures est et ouest de la plate-forme, l'extension moyenne, influencée par les structures barrémo-bédouliennes de direction N70, est orientée N165-345.

### 4 - La plate-forme

Au coeur de la plate-forme, le Gargasien correspond à une période de répit tectonique. Dans les fossés de Banon et de Sault, la distension, de direction générale NW-SE, se substitue progressivement au régime compressif décrochant. Elle intervient *entre le Clansayésien et l'Albien moyen compris*. Durant cet intervalle de temps, les failles de directions NE-SW et N150 sont reprirent selon un mouvement dominant normal. Ce dispositif structural, "en retard tectonique" par rapport aux bordures, aboutit à l'exacerbation de l'effondrement des directions sub-méridiennes.

## C - LA COMPRESSION ALBO-CENOMANIENNE

La reprise du mouvement compressif, selon une direction régionale moyenne NNE-SSW, a été identifiée en deux régions différentes (fig. 79 B, flèches noires).

Dans le domaine sud-vocontien, la compression est indiquée par la structuration synclinale, essentiellement *durant l'Albien*, du bassin d'Eygalière. Cette structure plicative synsédimentaire est-ouest à des flancs et des terminaisons dissymétriques. Ces disharmonies synclinales sont liées aux mouvements simultanés de deux structures : le coulissement de l'accident M.B.T., repris en mouvement sénestre, et le chevauchement, vers le Nord, de la Montagne de Bluye. Le Turonien tend à cicatrifier cette déformation synclinale.

Au Sud de ce dispositif, la bordure sud du bassin de Malaucène bascule vers le Nord. Cette déformation "accompagne" ainsi le mouvement chevauchant, vers le Nord, du Ventoux et de Bluye. Le Cénomaniens, transgressif, repose en discordance cartographique sur le Gargasien. L'âge du basculement du fossé est donc *albien*.

Dans le champ de fractures de Banon, la compression intervient très vraisemblablement durant l'Albien moyen. Elle correspond surtout au rejeu dextre des accidents N150, qui décalent franchement les accidents NE-SW S.B.S. et S.L.. Le mouvement décrochant dextre des failles N150 est très important. Le rejet horizontal cumulé du cisaillement, à l'Est du champ de Banon est estimé à 10 kilomètres. Ce mouvement est responsable de la torsion vers le Sud de ces accidents NNW-SSE, devenant N-S, vers le Sud. De plus, il implique l'ouverture en ciseau vers le Nord des fossés préexistants (fig. 79 B), donnant, dès cette période, l'allure actuelle en "zig-zag" de ce domaine tectonique. Le dispositif en blocs basculés ainsi mis en place canalise les turbidités albiennes (Albien supérieur) qui scellent uniformément toutes les fractures. Ces dépôts détritiques chenalisés, progressant du Sud vers le Nord, dépassent le front nord de Lure, alors surélevé et profondément entaillé. D'un point de vue figuratif, cette activité décrochante dextre accuse la rotation anti-horaire des compartiments NNW-SSE (fig. 79 B), qui découpe la plate-forme d'un bord à l'autre.

L'événement décrochant est clair. Il met en place des failles N50-60 sénestres; N20-30 dextres et N100-120 sénestres. En revanche, l'événement distensif, qui lui est systématiquement consécutif, est plus problématique. Nous pensons qu'il traduit une détente purement "gravitaire" des morphologies, engendrée par une relaxation des reliefs, consécutifs au premier épisode décrochant, dont la tendance compressive est à l'atténuation. Cette hypothèse avait été suggérée par P. Masse (communication orale) et s'accorde bien avec les travaux de Gamond (1985), qui décrit le même mécanisme de détente, le long des décrochements du Golfe de Suez et de la Mer Rouge. Dans cette optique, il n'y aurait pas de phase de distension à caractère régional Certains arguments vont dans ce sens, puisque la "distension" :

- 1 - succède toujours au décrochements et ne peut être observée qu'à proximité d'escarpements préfigurés;
- 2 - a un caractère généralement radial, c'est-à-dire multidirectionnel;
- 3 - se matérialise uniquement par de petites failles ou fractures (longueurs inférieures à 50 mètres et rejet maximum de 10 mètres);
- 4 - est toujours sub-perpendiculaire aux failles majeures locales, quel que soit leurs directions.

L'idée d'une phase distensive est donc difficile à admettre. Nous pensons que les phénomènes extensifs, mesurés dans les différents secteurs de la plate-forme sud vocontienne, correspondent à une relaxation d'une phase de compression NNE-SSW, de type décrochante, répartie en deux périodes principales : Barrémien inférieur-Bédoulien sommital, puis limite Albien moyen/supérieur-Cénomaniens supérieur.



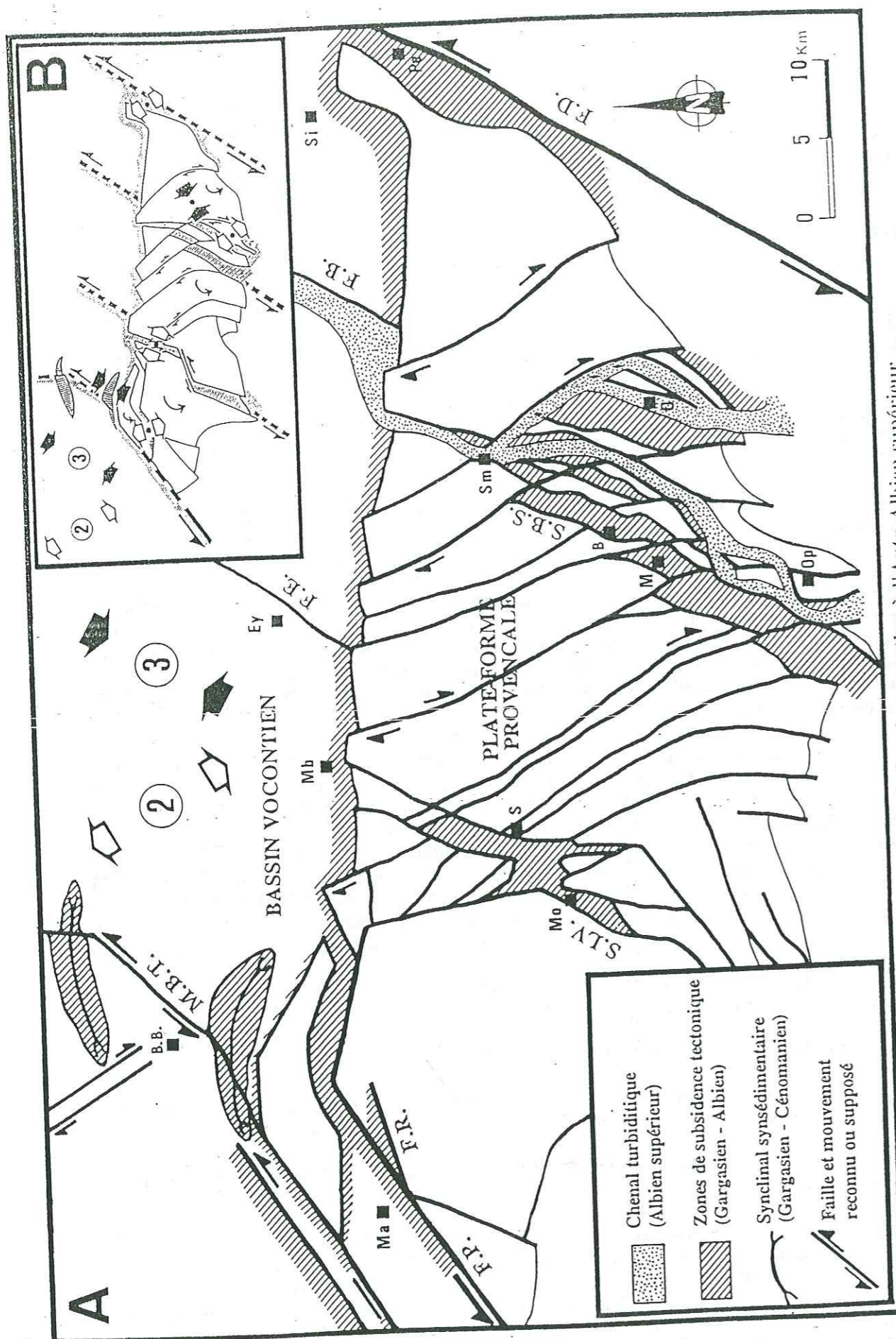


Figure 79 : La bordure méridionale du bassin vocontien à l'Apto-Albien supérieur  
 A : Reconstitution paléogéographique et structurale, contrainte tectonique régionale; (2) : interphase distensive Barrémien supérieur-Albien; (3) : second épisode compressif Albo-Cénomanién. (Les abréviations des noms de villes renvoient au texte).  
 B : Modélisation de la déformation de la plate-forme sud-vocontienne et report des contraintes tectoniques déterminées, pour les épisodes (2) et (3)

### III - SYNCHRONISME DES CRISES SEDIMENTOLOGIQUES, EUSTATIQUES ET TECTONIQUES

La première étape compressive correspond à des dépôts carbonatés. Ces derniers sont couronnés par une discontinuités sédimentaires majeure, #4, dont l'évolution, dans le temps, suit la migration des déformations de décrochements.

L'interphase distensive est le siège d'une sédimentation essentiellement marneuse.

Puis, la reprise tectonique en compression précède des dépôts sableux ou marno-sableux de l'Albien supérieur, lesquels débutent sur une autre discontinuité sédimentaire régionale, #8.

On constate, ainsi, que la "période distensive" est limitée à la base et au sommet par les deux discontinuités lithologiques principales du domaine sud-vocontien, et que la structuration mésocrétacée de la plate-forme sud-vocontienne est directement corrélable aux séquences de dépôts. Ce qui vient à poser le problème du synchronisme entre les crises sédimentologiques, eustatiques et tectoniques.

L'intervalle stratigraphique barrémo-cénomanién considéré correspond à la période charnière de fermeture du Bassin vocontien. Ce comblement sédimentaire progressif est marqué par des discontinuités sédimentaires, délimitant trois mégaséquences lithologiques très contrastées :

- a - la séquence calcaire du Barrémo-Bédoulien,
- b - la séquence marneuse de l'Apto-Albien (Bédoulien terminal-Albien moyen);
- c - la séquence marno-gréseuse de l'Albo-Cénomanién.

La base et le sommet de la deuxième séquence correspondent aux deux principales étapes de la structuration en compression du domaine considéré, soulignées par les discontinuités majeures #4 et #8. Ces dernières s'expriment, outre par une rupture lithologique, par une érosion des assises sous-jacentes et par le scellement des déformations plastiques ou cassantes.

Chaque séquence, débutant par une vire franchement marneuse, correspond à une transgression généralisée sur les bordures de la plate-forme urgonienne, identifiée par un brusque approfondissement des milieux de dépôts, par des intercalations détritiques et glauconieuses. Ces deux tendances vont croissantes en importance de la base vers le sommet de la pile lithologique et s'intercalent de séquences sédimentaires et de discontinuités de second ordre (#1, #2, #3, #5, #6, #7, #9).

Les corrélations séquentielles et biostratigraphiques détaillées des assises éocrétaées du Sud-Est de la France (Arnaud-Vanneau *et al.*, 1982; Deconinck *et al.*, 1985; Magniez-Jannin et Jacquin, 1990) montrent qu'il existe une coïncidence remarquable entre les crises sédimentologiques majeures, sensibles surtout sur les plates-formes périvocontiennes, les crises tectoniques et les crises biologiques, affectant aussi bien la plate-forme sub-alpine que le bassin vocontien.

Ce synchronisme d'événements très divers n'est pas fortuit. Reportés dans l'intervalle Berriasien-Aptien, ils permettent de caractériser trois grandes périodes paléogéographiques et sédimentologiques du bassin occidental sub-alpin, dont le caractère principal est à une modification de la profondeur des milieux de dépôt. Ces modifications paléobathymétriques, sensibles surtout sur les plates-formes périvocontiennes, sont d'origine eustatique et/ou tectonique.



Ces trois grandes périodes sont les suivantes :

1 - Du Berriasien au Valanginien supérieur, le niveau marin mondial baisse de façon importante (Vail *et al.*, 1987). Cette régression serait responsable de la sédimentation marneuse du sommet du Berriasien (faciès post-Purbeckien) (Deconinck *et al.*, 1985). La fin de cette période correspond à l'individualisation hémipélagique de la plate-forme nord-provençale, au Sud de la ligne est-ouest des massifs Ventoux-Lure.

2 - De l'Hauterrien inférieur à l'Aptien moyen (sommet des calcaires urgoniens), le niveau marin monte de façon irrégulière mais continue. Le passage Valanginien-Hauterrien voit un approfondissement subit d'origine eustatique des milieux vocontiens (Arnaud-Vanneau *et al.*, 1982). Des approfondissements eustatiques sont également nets au Barrémien inférieur, à la base du Barrémien supérieur et au Bédoulien terminal. Ils correspondent donc aux événements tectoniques que nous avons décrit.

3 - De l'Aptien moyen au Vraconien. La transgression post-bédoulienne et l'ennoyement des haut-fonds urgoniens péri-vocontiens se fait de façon cyclique. Chaque pulsation marine correspond à un épisode de sédimentation riche en matière organique, à une discontinuité sédimentaire (#5 à #9) et par là même à un contrecoup tectonique. Chacun de ces épisodes est précédé par un horizon de nodules phosphatés et/ou barytiques qui nous permettent d'apprécier une diminution du taux de sédimentation précédant les approfondissements (Bréhéret et Delamette, 1989). La principale régression de cette période intervient à partir de l'Albien inférieur puis moyen (Burolet, communication orale), tandis que l'Albien supérieur correspond à une forte tendance transgressive, soulignée par la discontinuité #8. Cette tendance s'accroît ensuite au Cénomaniens.

Les principales crises eustatiques correspondent donc grossièrement aux principales étapes structurales de la plate-forme méridionale péri-vocontienne et de ses bordures. A ceci près que, si ces deux facteurs combinés, tectonique et eustatisme, modulent les dépôts, ils interviennent toutefois avec un certain décalage dans le temps et l'espace, comme entre la plate-forme et le bassin ou même entre les deux grandes zones déprimées de la plate-forme; le modelé du receptacle sédimentaire n'étant pas le même partout.

Le synchronisme de ces grandes étapes paléogéographiques à l'échelle du domaine téthysien, au moins pour la partie moyenne du Crétacé (Burolet, 1989), suggère que les événements tectoniques du Sud-Est de la France seraient liés, à cette époque, aux péripéties de l'expansion océanique.

Des travaux lithostratigraphiques plus détaillés permettraient, sans doute, d'attribuer l'importance respective de la tectonique et de l'eustatisme sur le contrôle des variations paléobathymétriques des différentes séquences de dépôt de la plate-forme sud-vocontienne.

#### IV - IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES

Les résultats paléotectoniques présentés dans ce mémoire et leur comparaison avec ceux des auteurs, et notamment ceux obtenus plus à l'Est par Hibschi (1991), dans l'arc de Castellane, permet d'intégrer ces données structurales dans les reconstitutions géodynamiques proposées par certains auteurs.

Par commodité, nous reprenons les divisions du Crétacé de Cotillon (1971), telles que l'Eocrétaçé (Néocomien et Barrémien), le Mésocrétaçé (Aptien à Cénomaniens) et le Néocrétaçé (Turonien à Maastrichtien).

##### A - INDIVIDUALISATION DU BASSIN DU SUD-EST

Les Alpes Occidentales sont issues d'une ouverture de la marge continentale européenne. Elles doivent à leur localisation, entre ce qui fut le paléo-océan téthysien-ligure, à l'Est, et l'Atlantique, à l'Ouest, une évolution structurale complexe, dont les mécanismes de l'ouverture (Jurassique-Crétacé inférieur) et surtout de la fermeture (à partir du Crétacé moyen) restent âprement discutés.

Arthaud et Matte (1975) puis Debelmas (1985) ont montré que l'individualisation du bassin du Sud-Est est liée à la distension téthysienne, et que le canevas structural du bassin originel se calque sur le réseau des fractures tardi-hercyniennes (et non sur la chaîne hercynienne *sensu stricto*). La subsidence ultérieure est liée au réarrangement des blocs, délimités par un complexe système de décrochements, de direction NE-SW et E-W. Ces mêmes auteurs associent cette individualisation bassinale au rifting mésogéen et/ou atlantique qui aboutira à la naissance de l'océan alpin (liguro-piémontais). Ce morcellement tardi-hercynien intervient, comme pour le bassin d'Aquitaine, durant le Permo-Trias.

##### B - EPISODE D'AGE JURASSIQUE TERMINAL-NEOCOMIEN

La marge téthysienne subit un affaissement durant tout le Jurassique jusqu'à l'Eocrétaçé.

Durant cette période, le domaine vocontien, au Nord de la plate-forme Ventoux-Lure, est l'objet de nombreux phénomènes de résédimentation de grande ampleur (Ferry et Flandrin, 1979). Les relations précises de ces mécanismes gravitaires avec le cadre structural sont encore mal connues (Joseph *et al.*, 1989). Ils traduisent, toutefois, l'instabilité tectonique des fonds sous-marins.

Dans les Pyrénées, les mouvements tectoniques éocrétaçés se manifestent durant une extension sub-méridienne (Canérot, 1987; 1988).

D'autres données microstructurales, provenant d'une approche rétro-tectonique réalisée sur les pourtours du Massif Central, tendent à confirmer cette direction. Ainsi, pour la moitié sud du territoire français, l'extension éocrétaçée serait de direction NNE-SSW (Bonijoly et Blès, 1983; Bles *et al.*, 1989). Il en serait de même dans les Pyrénées (Canérot, 1987; Peybernes, 1978), ainsi que dans les Alpes-Maritimes (Dardeau et Graciansky, 1987).

L'identification d'une tectonique synsédimentaire néocomienne dans l'arc de Castellane (Hibschi, 1991; Hibschi *et al.*, 1992) a permis de reconnaître une activité synsédimentaire éocrétaçée. Cette étude, bien documentée, identifie un découpage du toit des "Calcaires blancs" de Provence par des failles NNE-SSW, NNW-SSE et ENE-WSW.



Celles-ci conditionnent la formation de paléomorphologies en horsts et grabens, scellés par les dépôts calcaires de l'Hautéivo-Barrémien.

L'analyse numérique des tectoglyphes, portés par ces escarpements, révèle un régime d'extension E-W. Ce résultat, présenté sur la figure 80 A, est intégré à un schéma de Gealey (1988), repris par Hibschi *et al.* (1992), que nous modifions pour la période mésocrétacée.

Une telle extension E-W s'inscrit dans la logique d'un vaste mouvement anti-horaire de la rotation/translation de la plaque africaine et, à plus petite échelle, à celle du bloc "apulo-pannonien", situé à l'Est du domaine alpin. La translation de ce dernier bloc serait, selon ces derniers auteurs, en relation avec les géométries proposées par Gealey (*op. cit.*) pour les paléostrutures hypothétiques de l'océan liguro-piémontais.

Dans ce contexte géodynamique, l'extension sub-méridienne, définie dans les Pyrénées et le Massif Central, se rattacherait à l'initiation du mécanisme de rotation du bloc "ibéro-corso-sarde", dont le mouvement de translation, vers l'Est, est associé aux riftings de l'Atlantique et du golfe de Gascogne.

### C - EPISODE MESOCRETACE

En contexte distensif depuis le Trias-Lias, la marge européenne du Sud-Est de la France subit de profondes réorganisations structurales et paléogéographiques à partir du Mésocrétacé, époque annonciatrice de sa dislocation : l'Apulie dérive vers le Nord pour entrer en collision avec l'Europe, tandis que l'Ibérie dérive vers l'Est par rapport à cette dernière (Ricou et Frizon de Lamotte, 1986), créant ainsi un système à trois plaques "dont le fonctionnement reste mal élucidé" (Ricou et Frizon de Lamotte, 1986). Ces modifications de la marge sont liées, selon ces mêmes auteurs, ainsi que selon Dardeau (1987), à "une inversion du régime tectonique" devenant compressif. Elles sont bien reconnues pour cette période mésocrétacée sur les directions tardihercyniennes, aussi bien dans le bassin du Sud-Est que dans les bassins d'Aquitaine et de Paris (Benard *et al.*, 1985; Ricou et Frizon de Lamotte, 1986; Combes et Peybernès, 1989a et 1989b).

D'autres auteurs suggèrent que l'extension n'aurait cessé sur la marge continentale européenne de la Téthys, depuis la fin du Trias, jusqu'au début des orogènes du Crétacé terminal-Tertiaire, notamment pyrénéenne et alpine, idée encore partagée par Graciansky et Lemoine (1988).

De récentes études concluent à une distension méridienne continue durant cette période, aussi bien dans les Pyrénées (Canerot, 1988), que dans les Baronnies (Graciansky *et al.*, 1987; Graciansky et Lemoine, 1988) et les Alpes Maritimes (Dardeau et Graciansky, 1987).

D'autre part, si les auteurs s'accordent pour considérer un contexte distensif durant tout le Jurassique - Eocétacé en Provence, la direction d'extension reste au coeur du débat.

Nous avons pu vérifier que la période mésocrétacée s'exprime, sur la plate-forme sud-vocontienne, par l'apparition de puissants mouvements décrochants de contexte compressif. A l'échelle du bassin du Sud-Est, cet épisode tectonique correspond à l'activité de deux principales familles de failles, NE-SW à ENE-WSW et E-W. Celles-ci sont actives selon des mouvements coulissants sénestres, dans un contexte de raccourcissement N-S (Hibschi, 1991; Hibschi *et al.*, 1992), à NNE-SSW, de la même façon que Ricou et Frizon de Lamotte (*op. cit.*) l'avaient envisagés. Ces déformations et contraintes s'intègrent bien, là encore, dans le cadre de translation/rotation des blocs "ibéro-corso-sarde" et apulo-pannonien" (fig. 80 B).

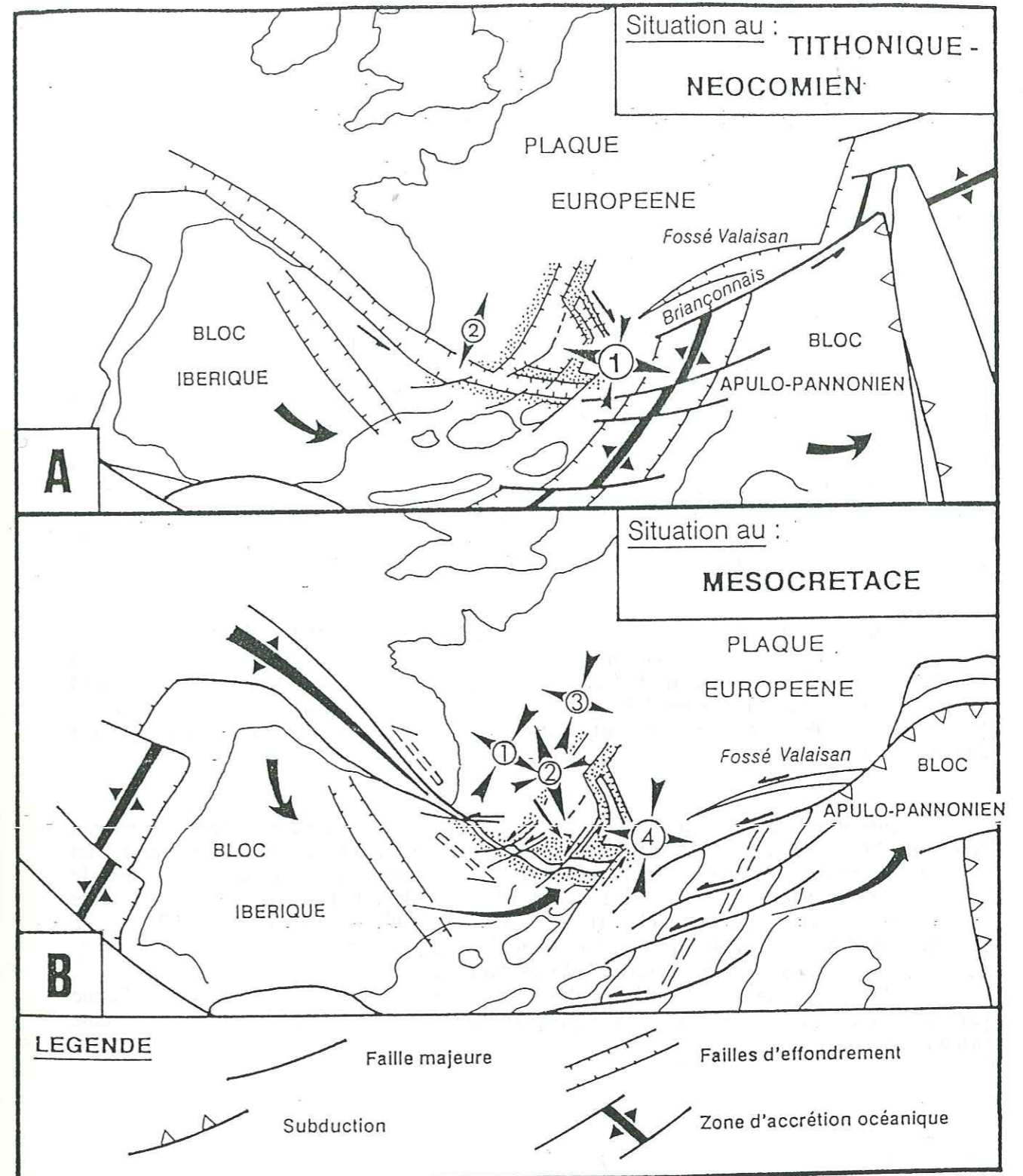


Figure 80 : Cartes palinspastiques de la Méditerranée occidentale, reconstituée au Crétacé inférieur (d'après Hibschi *et al.*, 1992, modifiées).

A : Au Jurassique terminal/Néocomien, (1) : extension E-W éocétacée (arc de Castellane oriental, d'après Hibschi, 1991; Hibschi *et al.*, 1992); (2) : direction de l'extension (d'après Bonijoly & Blès, 1983; Blès *et al.*, 1989).

B : Au milieu du Crétacé, et pour la plate-forme sud-vocontienne (1) : premier épisode tectonique mésocrétacé, au Barrémo-Bédoulien (régime compressif décrochant NNE-SSW); (2) : interphase distensive (régime distensif décrochant NNW-SSE); (3) : deuxième épisode tectonique, à l'Albien supérieur-Cénomanien (régime compressif décrochant NNE-SSW); (4) : régime compressif décrochant sub-méridien (arc de Castellane oriental, d'après Hibschi, 1991; Hibschi *et al.*, 1992).

Pointillés : zones hautes. Flèches centrifuges : direction de  $\sigma_3$ , flèches centripètes : direction de  $\sigma_1$ .



La plupart des auteurs considèrent que le mouvement de rotation anti-horaire de l'Ibérie se réalise le long d'une seule faille majeure décrochante sénestre sub-Est-Ouest, la faille nord-pyrénéenne (Choukroune et Mattauer, 1978; Gealey, 1988).

On admet également de longue date que l'ouverture du golfe de Gascogne, au cours du Crétacé inférieur, s'est accompagnée de plusieurs mouvements coulissants dans les Pyrénées (Choukroune et Mattauer, 1978; Souquet, 1978; Combes et Peybernès, 1989), le long d'accidents de direction transverses, NE-SW à ENE-WSW (Debroas et al., 1978; Combes et Peybernès, 1989b).

Ainsi, Combes et Peybernès (1989a et 1989b) mettent en évidence un polyphasage crétacé du domaine pyrénéen, dont la cinématique rappelle celle du domaine subalpin. Durant le Crétacé inférieur, cette marge passive correspond à un faisceau de *romb-grabens* d'axe N110-120 (Bonijoly et Blès, 1983), en relais le long d'accidents NE-SW, dont Combes et Peybernès (1989a et 1989b) supposent le mouvement sénestre. Apparu lors d'un régime transtensif, ce dispositif est réactivé durant l'Albien, à la faveur d'un régime compressif.

La plupart des auteurs considèrent, d'ailleurs, que le domaine nord-pyrénéen a évolué, durant la période mésocrétacée, depuis un régime transtensif, vers un régime transpressif (Combes et Peybernès, 1989; Souquet, 1978; 1985).

Dans le contexte de rotation anti-horaire de l'Ibérie, vers l'Est, et de translation de l'Apulie, vers le Nord-Est, on peut donc s'attendre à observer des jeux décrochants et compressifs dans le bassin du Sud-Est.

De même, les grandes limites paléogéographiques ESE-WNW du Sud-Est de la France sont considérées, par certains auteurs, comme les échos de la manifestation transtensive sénestre du grand trait structural des Pyrénées. Ce trait structural majeur serait à l'origine des plates-formes récifales sud-vocontienne (Joseph et al., 1989) et provençale (Philip et al., 1987), et se prolongerait en Provence, selon les mêmes auteurs, sous l'actuel chevauchement nord-toulonnais.

L'épisode distensif de la plate-forme sud-vocontienne (fig. 80 B), d'âge Barrémien supérieur-Albien, correspond, sans doute, à une période de répit tectonique. Le retour à un régime compressif intervient très rapidement, à partir de l'Albien et durant le Cénomaniens. Une telle compression a pu être identifiée dans la partie orientale de l'arc de Castellane, avec une direction sub-méridienne (Hibsch, 1991; Hibsch et al., 1992), et elle a pu être vérifiée sur la plate-forme méridionale du bassin vocontien et sur sa bordure nord-occidentale, avec une direction NNE-SSW (fig. 80 B) à NE-SW.

Ce régime compressif de l'Albo-Cénomaniens s'enchaîne et s'accorde donc parfaitement bien avec la tectonique compressive décrochante du Barrémo-Aptien, de même orientation.

\* \*

\*

## BIBLIOGRAPHIE



- ANDERSON E. M. - 1951 - *The Dynamics of Faulting*. - Oliver & Boyd, Edingburgh: pp. 1 - 206.
- ANGELIER J. - 1979 - Néotectonique de l'arc égéen. - *Soc. Géol. Nord*, publi. n°3: pp. 1 - 417.
- ANGELIER J. - 1983 - Analyse qualitative et quantitative des populations de jeux de failles. - *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXV, 5: pp. 661 - 672.
- ANGELIER J., BERGERAT F. - 1983 - Systèmes de contrainte et extension intracontinentale. - *Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf Aquitaine*, 7, 1: pp. 137 - 147.
- ARMIJO R., CAREY E., CISTERNAS- 1982 - The inverse problem in microtectonics and the separation of tectonic phase. - *Tectonophysics*, 83: pp. 143 - 160.
- ARNAUD H. - 1981 - De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien: le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre l'Isère et le Buëch (Vercors méridional, Diois oriental et Dévoluy). - Thèse Doct. Grenoble, Géologie Alpine, Mém. n°12, 3 vol: pp. 1 - 804, 297 fig., 115 pl.
- ARNAUD H. - 1985 -- *Bull. Section des Sciences*, IX: pp. 115 - 128.
- ARNAUD H. - 1988 - Subsidence in certain domains of southeastern France during the Ligurian Tethys opening and spreading stages. - *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. IV, 5: pp. 725 - 732.
- ARNAUD H., BARFETY J.-C., GIDON M., PAIRIS J.-L. - 1978a - A propos du rhégmatisme des zones externes alpines au sud de Grenoble. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, D, t. 286: pp. 1335 - 1338.
- ARNAUD H., GIDON M., PAIRIS J.L. - 1977 - Précisions sur la structure des chaînes subalpines méridionales dans la région de Faucon - Turriers - Clamensane (Alpes-de-Haute-Provence). - *Géologie alpine*, t. 53: pp. 5 - 34.
- ARNAUD H., GIDON M., PAIRIS J.L. - 1978b - Dislocations synsédimentaires du socle et déformations ultérieures de la couverture: l'exemple des chaînons subalpins au Nord-Est de Sisteron. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, D, t. 287: pp. 787 - 790.
- ARNAUD H., GIDON M., PAIRIS J.L. - 1978c - Les thèmes structuraux de la tectonique synsédimentaire jurassique du domaine vocontien : données fournies par les chaînes subalpines de Gap à Sisteron. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 287: pp. 217- 220.
- ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., BOISSEAU T., DARSAC C., THIEULOY J.-P., VIEBAN F. - 1982 - Synchronisme des crises biologiques et paléogéographiques dans le Crétacé inférieur de Sud-Est de la France: un outil pour les corrélations plate-forme - bassin. - *Géologie Méditerranéenne*, t. IX, 3: pp. 153 - 165.
- ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., MASSE J.-P. - 1984 - Faciès urgoniens de Sud-Est de la France. - In : "Synthèse géologique du Sud-Est de la France - Stratigraphie et paléogéographie" - *Mémoire B.R.G.M.*, 125: pp. 335 - 336.
- ARTHAUD F., MATTAUER M. - 1969 - Exemples de stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante. - *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XI: pp. 738 - 744.



- ARTHAUD F., MATTE P. - 1975 - Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. - *Tectonophysics*, 25: pp. 139 - 171.
- ARTHAUD F., MEGARD F., SEGURET M. - 1977 - Cadre tectonique de quelques bassins sédimentaires. - *Bull. Centr. Rech. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine*, 1, 1: pp. 147 - 188.
- ARTHAUD F., OGIER M., SEGURET M. - 1981 - Géologie et géophysique du Golfe du Lion et de sa bordure nord. - *Bull. B.R.G.M.* (deuxième série), section 1, n°3: pp. 175 - 193.
- ASSENAT S., COTILLON P., MOUTERDE R. - 1972 - Données nouvelles sur la stratigraphie, les variations de faciès et la paléogéographie du Jurassique inférieur dans la région de Castellane (Alpes de Haute-Provence). - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 275: pp. 2463 - 2466.
- ATROPS F., ROUX M., LHAMYANI B. - 1989 - Traits paléostratigraphiques majeurs de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales) au Callovien-Oxfordien. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 308, Série II: pp. 521 - 526.
- BALLESIO M., BONNET A., DEMARCQ G., LORENCHET de MONTJAMONT M., TRUC C. - 1968 - Carte géologique d'Orange au 1/80.000, n°210, 3<sup>ème</sup> édition, Edition du B.R.G.M., Orléans. 1 notice explicative.
- BALLESIO M., FLANDRIN J., MOULLADE M., PORTHAULT B., TRUC C. - 1975 - Carte géologique de Nyons au 1/50.000, n°891, Edition du B.R.G.M., Orléans. 1 notice explicative.
- BALTZER F., PURSER B.-H. - 1979 - Ecoulements en masse et fracturation de sédiments fluviatiles actuels sous l'influence d'un séisme, Sud-Est de l'Iran. - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 2 : pp. 72 - 75.
- BARFETY J.-C., GIDON M. - 1984 - Un exemple de sédimentation sur un abrupt de faille fossile: le Lias du versant est du massif de Taillefer (zone dauphinoise, Alpes occidentales). - *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, Paris, 25, 4: pp. 267-276.
- BARRIER P. - 1984 - Evolution tectono-sédimentaire pliocène et pléistocène du détroit de Messine (Italie). - Thèse Univ. Aix-Marseille II: pp. 1 - 270, 2 cartes h.t.
- BARRIER P., MONTENAT C., OTT d'ESTEVOU P. - 1987 - Exemples de relation entre tectonique et sédimentation dans le Plio-pleistocène du Déroit de Messine : tronçures sous-marines et dépôt-centres. - *In : Doc. et Trav. IGAL*, 11, Paris: pp. 143 - 151.
- BARRIER P., OTT d'ESTEVOU P., PRAT P. - 1986 - L'enregistrement stratigraphique d'événements instantanés. Les tronçures sous-marines d'origine séismo-tectonique (exemple du Déroit de Messine et de la Mer Rouge). - *In : "La sédimentation et le temps"*. Résumé comm.. *Scéance spécialisée de la Soc. géol. France*.
- BARUSSEAU J.-P., VIANNEY J.-R. - 1978 - Contribution à l'étude du modelé des fonds abyssaux. Le rôle géodynamique des courants de fonds. - *Rev. géogr. phys. dyn.*, Paris, (2), vol. XX, fasc. 1: pp. 59 - 94.
- BAUDRIMONT A. F., DUBOIS P. - 1977 - Un bassin mésogéen du domaine périalpin: le Sud-Est de la France. - *Bull. centres Rech. - Explor.-Elf Aquitaine*, Pau, 1: pp. 261 - 308.

- BEAUDOIN B. - 1972 - Contribution à l'application des méthodes de l'analyse sédimentaire à la reconstitution d'un bassin de sédimentation. Exemple du Jurassique terminal-Berriasien des Chaînes subalpines méridionales. - Thèse Doct. Ing., Caen: pp. 1 - 114.
- BEAUDOIN B. - 1977 - Méthode d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin. Le Jurassique terminal-Berriasien des chaînes subalpines méridionales. - Thèse Doct. Sci., Université de Caen: pp. 1 - 339.
- BEAUDOIN B. - 1980 - Le bassin subalpin au Mésozoïque. - *In : "Evolutions géologiques de la France"*. A. et Dercourt J. - *Mém. B.R.G.M.*, n°107: pp. 284 - 291.
- BEAUDOIN B., CAMPREDON R., COTILLON P., GIGOT P. - 1975 - Alpes méridionales françaises. Reconstitution du bassin de sédimentation. - *IX<sup>e</sup> Congr. Int. Sédimentologie*, Nice, Livret-guide, Excursion n°7: pp. 1 - 230.
- BEAUDOIN B., COADOU A. - 1984 - Discontinuités sédimentaires et paroxysmes de la déformation : le Lias-Dogger du bassin subalpin. - *In : "Sédimentation et tectonique"*, *Séance spécialisée A.S.F. - Soc. géol. France*, Paris: p. 5.
- BEAUDOIN B., FRIES G. - 1982 - Filons gréseux sédimentaires, *per descensum*, dans un système de fractures ouvertes. Le cas de l'Albien de Bevens (Alpes-de-Haute-Provence). Note présentée par J. Aubouin. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 295, Série II: pp. 385 - 387.
- BEAUDOIN B., FRIES G. - 1984 - Phénomènes de resédimentation dans le Crétacé inférieur subalpin. - *5<sup>ème</sup> congr. Eur. Sédimentologie*, Marseille, Livret-guide, Excursion n°6: pp. 1 - 51.
- BEAUDOIN B., FRIES G.; JOSEPH P., BOUCHET R., CABROL C. - 1986a - Tectonique synsédimentaire crétacée à l'Ouest de la Durance (Sud-Est France). - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 303, Série II, n°8: pp. 713 - 718.
- BEAUDOIN B., FRIES G., JOSEPH P., PATERNOSTER B. - 1983 - Sills gréseux sédimentaires injectés dans l'Aptien supérieur de Rosans (Drôme). Note présentée par J. Aubouin. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 296, Série II: pp. 387-392.
- BEAUDOIN B., FRIES G., PARIZE O., PINAULT M. - 1984 - Fracturation précoce en Sicile nord-orientale: les sills et dykes sédimentaires Numidiens. - *5<sup>ème</sup> Congr. Eur. Sédimentologie*, Marseille, Livret-guide, Excursion n°6.
- BEAUDOIN B., RENAUD P., COJAN I., DESMAISON Y. L. - 1986b - Le jeu de l'accident du Col de la Cine au Mésozoïque (Sud-Est France). - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 303, Série II, n°9: pp. 857 - 862.
- BELLAICHE G., IRR F. - 1986 - Modes de gisement et comportement mécanique des sédiments pélitiques en milieu sous-marin profond. Comparaisons avec les séries anciennes. Conséquences sur l'interprétation des galets mous polyédriques. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 303, Série II, n°10: pp. 929 - 934.
- BENARD F., de CHARPAL O., MASCLE A., TREMOLIERES P. - 1985 - Mise en évidence d'une phase de serrage Est-Ouest au Crétacé inférieur en Europe de l'Ouest. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 300, Série II, n°15: pp. 765 - 768.
- BERGERAT F. - 1982 - Le couloir rhodanien au Paléogène : analyse de la fracturation et interprétation cinématique régionale. - *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, Paris, 23, 5 : pp. 329 - 343.



- BERGERAT F. - 1985 - Déformations cassantes et champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme européenne. - Thèse d'Etat, Paris VI: pp. 1 - 315, 15 pl.
- BERGERAT F., CSONTOS L. - 1987 - Présence de microfailles hydroplastiques de compaction dans les lignites miocènes et pliocènes des massifs de Mátra et du Bükk (Hongrie). Interprétation dans le contexte extensif du Bassin Pannonien. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 305, Série II: pp. 791 - 796.
- BIRDJO H. - 1989 - Etude géologique et structurale des environs de Buis-les-Baronnies. Activité synsédimentaire de la faille NE-SW de Mollans-Buis-Tarendol. - D.E.P.S. Univ. Poitiers: pp. 1 - 157, 60 fig., 1 carte h.t.
- BLANC J.-J. - 1959 - Faciès de l'Aptien et de l'Albien dans les Baronnies. - *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. I: pp. 598 - 607.
- BLANC J.-J. - 1975 - Eroulements de falaises et chutes de blocs au littoral rocheux de Provence occidentale. - *Géol. Médit.*, II, (2): pp. 75 - 90.
- BLANC J.-J., BROCHIER J. - 1969 - Le faciès des "grès verts" (Albien). Sphéroïdes et figures sédimentaires dans la région d'Oppedette et de Carniol (Haute-Provence). - *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XI: pp. 588 - 594.
- BLANC J.-J., GOUVERNET C. - 1967 - L'isthme durancien en Basse-Provence occidentale. - *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. IX: pp. 631 - 639.
- BLANC J.-J., MASSE J.-P. - 1965 - L'Urgonien du chaînon de la Fare-Lancon (Bouches du Rhône). - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*: pp. 292 - 293.
- BLANC J.-J., WEYDERT P., MASSE J.-P., ROUX M., PEYRONNET P. de, ROUIRE J. - 1973 - Carte géologique au 1/50.000 de Sault-de-Vaucluse, n°942, Edition du B.R.G.M., Orléans. 1 notice explicative.
- BLES J.-L., FEUGA B. - 1981 - La fracturation des roches. - Coll. Manuels & Méthodes - Eds. B.R.G.M., Orléans, 1: 123 p.
- BLES J.-L., BONIJOLY D., CASTAING C., GROS Y. - 1989 - Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate): comparison with geodynamic data. - *Tectonophysics*, 169: pp. 79 - 111.
- BODEUR Y. - 1976 - Evaluation de l'amplitude du décrochement cévenol par le décalage des faciès récifaux portlandiens des environs de Ganges (Hérault). - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 282: pp. 961 - 963.
- BONIJOLY D., BLES J.-L. - 1983 - Histoire tectonique du Quercy (bordure nord-est du Bassin d'Aquitaine; France): géométrie, cinématique et chronologie des déformations cassantes. - *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXV, n°5: pp. 775 - 784.
- BOUILLIN J.-P., MOUTERDE R., OLIVIER P., MAJESTE-MENJOUAS C. - 1988 - Le Jurassique de Longobucco (Calabre, Italie), à la jonction de la Téthys ligurienne et de la Téthys maghrébine. - *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. IV, n°1: pp. 93 - 103.
- BOULADON J., GRACIANSKY P.-C. de - 1985 - Les minéralisations dites de couverture (plomb, zinc, cuivre, uranium, barytine, fluorine) du Trias au Pliocène en France. - *Chron. Rech. Min.*, Paris, 480: pp. 17 - 33.
- BOURGOIS J. - 1979 - L'unité de la Canada Perella (Cordillères bétiques, Espagne): preuve d'une distension présinémurienne en Méditerranée occidentale. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 288, Série II, n°6: pp. 45 - 56.

- BORDET P., MONTENAT C., OTT d'ESTEVOU P., VACHARD D. - 1982 - La "Brèche Rouge" de Carboneras: un olistostrome volcano-sédimentaire tortonien (Cordillères bétiques orientales, Espagne). - Livre Jubilaire Lucas, Mém. Géol. Univ. Dijon: pp. 285 - 300, 2 pl.
- BRASSEUR R. - 1962 - Etude géologique du Massif de Suzette (Vaucluse). - Thèse Lyon, n° 288: pp. 1 - 195, 11 fig., 34 pl. photo., 19 pl. h.t., 2 cartes h.t.
- BREHERET J.-G. - 1983 - Sur des niveaux de *black shales* dans l'Albien inférieur et moyen du bassin vocontien (Sud-Est de la France): étude de nannofaciès et signification des paléoenvironnements. - *Bull. Mus. Natn. Hist. Nat.*, Paris, t. 5, Série 4, C, 1: pp. 113 - 159.
- BREHERET J.-G. - 1985 - Indice d'un événement anoxique étendu à la Thétys alpine à l'Albien inférieur (événement Paquier). - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 300, Série II, n°8: pp. 355 - 358.
- BREHERET J.-G. - 1988a - Episodes de sédimentation riche en matière organique dans les marnes bleues d'âge aptien et albien de la partie pélagique du bassin vocontien. - *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. IV, n°2: pp. 349 - 356.
- BREHERET J.-G. - 1988b - La francolite des concrétions phosphatées, un indicateur de diagenèse; le cas de l'Aptien-Albien du bassin vocontien (Sud-Est de la France). - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 306, Série II: pp. 1017 - 1022.
- BREHERET J.-G. - 1991 - Glauconitization episodes in marginal settings as echoes of mid-Cretaceous anoxic events in the Vocontian basin (SE France). - From TYSON R. V. & PEARSON T. H. (eds). - *Geological Society Special Publication*, n° 58: pp. 415 - 425.
- BREHERET J.-G. et DELAMETTE M. - 1989 - Les nodules barytiques d'âge crétacé moyen dans le domaine vocontien (SE France), marqueurs de discontinuités sédimentaires en série marneuse de bassin. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 308, Série II: pp. 1369 - 1374.
- BRUMSACK H.J. - 1985 - In: SUMMERHAYES C.P. & SHACKLETON N.J. - 1986 - North Atlantic palaeoceanography, *Geol. Soc. spec. publ.*, n°21: pp. 447 - 462.
- BUROLLET P. F. - 1989 - Table ronde des "événements thétysiens" au cours de la partie moyenne du Crétacé. - *C. R., Geobios*, mémoire spécial n°11, Lyon pp. 309 - 310, 1 tabl.
- BUSNARDO R. - 1963a - Lithologie et Macrofaune - Le stratotype du Barrémien. - In: "Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, sept. 1963)", *Mém. BRGM*, 34: pp. 113 - 122.
- BUSNARDO R. - 1963b - Sur l'étage Barrémien. - In: "Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, sept. 1963)", *Mém. BRGM*, 34: pp. 161 - 169.
- BUSNARDO R., FOURY G. - 1966 - Le Barrémien et ses limites dans le centre de la montagne de Lure (Basses-Alpes). - *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. VIII: pp. 415 - 422.
- CABROL C. - 1985 - Etude du Crétacé moyen du Sud de la Montagne de Lure. - *Rapport E.N.S.M.P.*, Excursion GENEBASS 6-7-8 juillet: pp. 1 - 54.



- CANEROT J. - 1987 - Evolution géodynamique jurassique et éocène de la zone nord-pyrénéenne en Bigorre méridionale (région de Lourdes-Bagnères). Conséquences structurales. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 305, Série II: pp. 297 - 300.
- CANEROT J. - 1988 - Manifestations de l'halocinèse dans les chaînons béarnais (zone nord-pyrénéenne) au Crétacé inférieur. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 306, Série II: pp. 1099 - 1102.
- CAREY E. - 1976 - Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles: calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir de stries de glissement. - Thèse 3<sup>ème</sup> cycle Univ. Orsay, Paris Sud.
- CAREY E. - 1979 - Recherches des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. - *Revue Géol. dyn. Géogr. phys.*, Paris, 21, 1: pp. 57 - 66.
- CAREY E., BRUNIER B. - 1974 - Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 279: pp. 891 - 894.
- CASAGRANDE FIORETTI L. - 1985 - Evolution tectono-sédimentaire post-eocène de la bordure ouest des Baronnies et du massif de Suzette (chaînes subalpines des Baronnies). - Thèse Orsay, n° 43: pp. 1 - 221, 83 fig.; 1 annexe: pp. 1 - 163, 56 fig.
- CAVIGLIO P. - 1986 - Crack-seal mechanism in a limestone: a factor of deformation in strikeslip faulting. - *Tectonophysics*, 131: pp. 247 - 255.
- CHEVALIER P., OTT d'ESTEVOU P., DUGUEY E. - 1991 - Assistance informatique au traitement de populations de failles par utilisation simultanée de différentes méthodes. - In : "Les failles : analyse et modélisation". *Réunion extraordinaire Soc. géol. France*, Paris.
- CHOUKROUNE P., MATTAUER M. - 1978 - Tectonique des plaques et Pyrénées : sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels. - *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XX, n°5: pp. 689 - 700.
- COLANTONI P. - 1987 - Marine geology of the strait of Messina. - In : *Doc. et Trav. IGAL*, 11: pp. 191 - 209.
- COMBES P.-J., PEYBERNES B. - 1987 - Les altérites et les brèches des Pyrénées Basco-Béarnaises liées à l'évolution polyphasée de la marge passive nord-ibérique au Jurassique et au Crétacé inférieur. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 305, Série II: pp. 49 - 54.
- COMBES P.-J., PEYBERNES B. - 1989a - La marge ouest-européenne et ses bauxites dans les pyrénées au Crétacé inférieur. - Livret-guide excursion, *Groupe Français du Crétacé*, Univ. Sc. et Techn. du Languedoc, Montpellier: pp. 1 - 140, 70 fig.
- COMBES P.-J., PEYBERNES B. - 1989b - Tectonique albienne dans les gisements de bauxites des Pyrénées ariégeoises (France) en relation avec l'évolution géodynamique de la marge passive européenne. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 308, Série II: pp. 953 - 959.
- CORNET C. - 1977 - Tectogenèse pyrénéo-provençale, sa place dans le bâti méditerranéen et alpin. 5<sup>e</sup> *Réunion Ann. Sci. Terre*, Rennes, Soc. Géol. France, édit., Paris : P. 64.

- COTILLON P. - 1971 - Le Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. Stratigraphie et sédimentologie. - *Mém. B.R.G.M.*, Orléans, n°68: pp. 1 - 313.
- COTILLON P. - 1975 - Le Crétacé. (- In : BEAUDOIN B., CAMPREDON R., COTILLON P. et GIGOT P. - Alpes méridionales françaises. Reconstitution du bassin de sédimentation. - IX<sup>e</sup> Congrès intern. sédim., Nice, livret-guide excursion n°7: pp. 93 - 111).
- COTILLON P. - 1984 - Paléogéographie du Crétacé inférieur. - In : "Synthèse géologique du Sud-Est de la France - Stratigraphie et paléogéographie" - *Mém. BRGM*, 125: pp. 328 - 330.
- COTILLON P., PANNETIER W., FERRY S. - 1991 - Originalité des pentes néocalédoniennes. Comparaison avec d'autres marges actuelles et fossiles. - In : *Doc. et Trav. IGAL*, 15, Paris: pp. 93 - 105.
- CURNELLE R., DUBOIS P. - 1986 - Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français; bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. - *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. II, n°4: pp. 529 - 546.
- DARDEAU G. - 1978 - Un dispositif seuil-bassin dans le Lias et le Jurassique des Alpes-Maritimes. Prolongement vers le sud-est des structures du bassin de Gap-Digne. - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, fasc. 4: pp. 173 - 177.
- DARDEAU G. - 1984a - Le bâti jurassique et la mise en place des structures alpines dans les Alpes-Maritimes: préfiguration des accidents tectoniques et des ensembles structuraux, rapports entre socle et couverture. - *Géologie Méditerranéenne*, Tome XI, n°3: pp. 277 - 282.
- DARDEAU G. - 1984b - Les mouvements de distension jurassique sur la marge européenne de la Téthys, d'après les éléments recueillis dans les Alpes-Maritimes. - *Bull. Soc. géol. France*, (7), n°26: pp. 1319 - 1324.
- DARDEAU G. - 1987 - Inversion du style tectonique et permanence des unités structurales dans l'histoire mésozoïque et alpine du bassin des Alpes-Maritimes, partie de l'ancienne marge passive de la Téthys. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 305, Série II: pp. 483 - 486.
- DARDEAU G. - 1988 - Tethyan evolution and Alpine reactivation of Jurassic extensional structures in the French "Alpes-Maritimes". - *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. IV, n°4: pp. 651 - 657.
- DARDEAU G., FORTWENGLER D., GRACIANSKY P.-C. de, JACQUIN T., MARCHAND D., MARTINOD J. - 1990 - Halocinèse et jeu de blocs dans les Baronnies: diapirs de Propiac, Montaulieu, Condorcet (département de la Drôme, France). - *Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine*, 14, 1: pp. 111 - 159.
- DARDEAU G., FORTWENGLER D., MARCHANT D., GRACIANSKY P.-C. de, ATROPS F. - 1988 - Jeu de blocs et tectonique distensive au Callovien et à l'Oxfordien dans le bassin du Sud-Est de la France. - *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. IV, 5: pp. 771 - 777.
- DARDEAU G., GRACIANSKY P.-C. de - 1987 - Indices d'une tectonique synsédimentaire distensive d'âge crétacé inférieur dans la basse vallée de l'Esteron (Alpes-Maritimes) et conséquences géodynamiques. - *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. III, 6: pp. 1207 - 1210.



- DAVIES G.R. - 1977 - Turbidites, debris sheets and truncation structures in upper paleozoic deep-water carbonates of the Sverchup Basin, Arctic archipelago. - *S.E.P.M.*, Special publication, 25: pp. 221 - 247.
- DEBELMAS J. - 1985 - L'héritage hercynien à l'origine des grandes bassins sédimentaires français. - *Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine*, 10, 1: pp. 151 - 116, 6 fig.
- DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S., LIENHARDT M.-J. - 1984 - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. - *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 125: pp. 1 - 615.
- DECONINCK J.-F., BEAUDOIN B., CHAMLEY H., JOSEPH P., RAOULT J.-F. - 1985 - Contrôles tectonique, eustatique et climatique de la sédimentation argileuse du domaine subalpin français au Malm-Crétacé. - *Revue Géol. Dyn. et Géogr. Phys.*, vol. 26, fasc.5, Paris: pp.311-320.
- DELECOLLE M. - 1968 - Recherches géologiques dans la région de St. Vincent et de Noyers sur Jabron (Basses Alpes). - D.E.S.S. Univ. Orléans: pp. 1 - 64, 15 fig., 1 carte h.t.
- DEMARCO G., TRUC G. - 1967 - Etude stratigraphique et structurale du bassin tertiaire de Malaucène. - *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. IX: pp. 537 -542.
- DESMAYSON Y.- L. - 1985 - Halocinèse d'âge jurassique dans les Baronnies: la liaison avec la genèse du bassin. - Thèse 3<sup>e</sup> cycle Univ. P. et M. Curie, Paris VI: pp. 1 - 168.
- DESMAYSON Y.- L., NICOT E., GUILHAUMOU N. - 1988 - Le matériel triasique inséré dans les Terres noires: arguments pétrographiques pour une halocinèse précoce dans la région de Buis-les-Baronnies. - *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. IV, 5: pp. 759 - 770.
- DI GERONIMO I. - 1987 - Bionomie des peuplements benthiques des substrats meubles et rocheux plio-quatérnaires du Détroit de Messine. - In : *Doc. et Trav. IGAL*, 11, Paris: pp. 153 - 169.
- DOTT R. - 1963 - Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. - *Bull. American Assoc. petrol. geologists*, 47, 1: pp. 104 - 128, 19 fig., 3 tables.
- DUCREUX J.-L. - 1989 - La transgression lagunaire d'âge céno-manien moyen à supérieur le long de la bordure cévenole (bassin du Sud-Est de la France); apport de la minéralogie et de la géochimie. - *Géobios*, Lyon, Mém. spéc. n°11, Lyon: pp. 27 - 33.
- DROMART G., CRUMIERE J.-P., ELMIS S., ESPITALIE J. - 1989 - Géodynamique et potentialités pétrolières d'une marge de bassin : le Jurassique de la bordure ardéchoise (France, Sud-Est). - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 309, Série II: pp. 1495 - 150286.
- DUGUEY E., OTT d'ESTEVOU P. - 1992 - Analyse tectonique du secteur Turbon - Roda-De-Isabena (Pyrénées Centrales aragonaises). - Rapport REIG, n°91-074, Paris, P1-201: pp. 1 - 201, 244 fig., 8 pl. photo, 1 carte h.t.
- ETCHECOPAR A., MATTAUER M. - 1988 - Méthodes dynamiques d'analyse des populations de failles. - *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. IV, n°2: pp. 289 - 302.
- EKDALE A. A., BROMLEY R. G., PEMBERTON S. G. - 1984 - The use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy. - *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Tulsa, Oklahoma: pp. 1 - 316.

- ELMI S. - 1984 - Reflexions sur la méthodologie paléotectonique. - In : "Sédimentation et tectonique", Séance spécialisée A.S.F. - Soc. géol. France, Paris.
- FAHY J.-C. - 1965 - Contribution à l'étude de la région du Mont Ventoux : contact avec le massif de Suzette et les Baronnies. - Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Grenoble: pp. 1 - 192.
- FAURE D. - 1963 - Le Barrémien du Sud du couloir rhodanien. - In : "Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, sept. 1963)", *Mém. B.R.G.M.*, n° 34, 125: pp. 139 - 146.
- FERRY S. - 1976 - Cône d'épendage bioclastique en eau profonde et glissements sous-marins dans le Barrémien et l'Aptien inférieur vocontien de la Drôme. Implications paléostratigraphiques. - Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Lyon: pp. 1 - 144.
- FERRY S. - 1979 - Les turbidites bioclastiques : modèle de transport de sable calcaire des plate-formes urgoniennes à la cuvette vocontienne (S.E. de la France). - *Mém. spéc. Géobios*, 3: pp. 149 - 158.
- FERRY S. - 1984a - Apports détritiques dans le bassin vocontien. - In : "Synthèse géologique du Sud-Est de la France - Stratigraphie et paléogéographie" - *Mém. B.R.G.M.*, 125: pp. 332 - 334.
- FERRY S. - 1984b - Le domaine vocontien. - In : "Synthèse géologique de Sud-Est de la France - Stratigraphie et paléogéographie" - *Mém. B.R.G.M.*, 125: pp. 313 - 315.
- FERRY S., COTILLON P., RUBINO J.-L. - 1986 - Comparaison des formes de l'érosion sous-marine fossiles et actuelles. Le Crétacé du péri-clinal de Lure (Chaînes subalpines françaises) et les flancs du canyon Shamrock (marge bretonne). - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 303, Série II, n°10: pp. 935 - 940.
- FERRY S., FLANDRIN J. - 1979 - Mégabèches de resédimentation, lacunes mécaniques et pseudo-"hard-grounds" sur la marge vocontienne au Barrémien et à l'Aptien inférieur (Sud-Est de la France). - *Géologie Alpine*, t. 55: pp. 75 - 92.
- FERRY S., RUBINO J.-L. - 1989 - Climatic-substatic mixed control on carbonate deposition. - In : Meeting on Mesozoic Eustasy on western tethyan margins. University Lyon I, A.S.F.: pp. 30 - 32.
- FLANDRIN J. - 1966 - Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies. - *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. VIII: pp. 376 - 386.
- FLANDRIN J. et collaborateurs - 1974 - Carte géologique au 1/50.000 de Die (feuille XXI - 37). 1 notice explicative.
- FLANDRIN J. et collaborateurs - 1960 - Carte géologique au 1/50.000 de Séderon, n°916, Edition du B.R.G.M., Orléans.
- FLANDRIN J., WEBER C. - 1966 - Données géophysiques sur la structure profonde du Diois et des Baronnies. - *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. VIII: pp. 387 - 392.
- FODOR L. - 1991 - Evolution tectonique et paléochamps de contraintes oligocènes à quaternaires de la zone de transition Alpes orientales - Carpates occidentales: Formation et développement des bassins de Vienne et nord-pannoniens. - Thèse univ. Paris VI, n° 91-11: pp. 1 - 215.
- FOUCAULT A., RAOULT J.-F. - 1980 - Dictionnaire de Géologie, Eds. Masson.



- FRIES G. - 1987 - Dynamique du bassin subalpin méridional de l'Aptien au Cénomanién. - Mémoire des Sciences de la Terre, n°4, Ecole des Mines de Paris: pp. 1 -370, 203 fig.
- FRIES G., BEAUDOIN B. - 1984 - Le faisceau du Risou: contrôle tectono-morphologique de la sédimentation apto-cénomaniénne (Hautes-Alpes, S.E. France). - In : "Sédimentation et tectonique", *Séance spécialisée A.S.F. - S.G.F.*, Paris.
- FRIES G., BEAUDOIN B. - 1985 - L'éventail sous-marin de Ceüse (Sud-Est de la France) à l'Apto-Albien. - *A.S.F. - GENEBASS*, Excursion 5-6 oct.: pp. 1 - 168.
- FRIES G., BEAUDOIN B., BIZON G., BIZON J.-J. - 1985 - Le faisceau du Risou: contrôle morpho-tectonique de la sédimentation apto-cénomaniénne (Hautes-Alpes, France). - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 300, Série II, n°17: pp. 869 - 872.
- GAILLARD C., BOURSEAU J.-P., BOUDEULE M., PAILLERET P., RIO M., ROUX M. - 1985 - Les pseudo-biohermes de Beauvoisin (Drôme): un site hydrothermal sur la marge téthysienne à l'Oxfordien? - *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. I: pp. 69 - 78.
- GAMOND J.-F. - 1985 - Conditions de formation des zones de discontinuités cinématiques dans la croûte supérieure. - Thèse Doc. Sciences Univ. Grenoble: pp. 1 - 196, 171 fig.
- GAY M., MOULLADE M., LORENCHET de MONTJAMONT M. - 1966 - Carte géologique du Buis au 1/80.000, n°211, 3<sup>ème</sup> édition, Edition du B.R.G.M., Orléans. 1 notice explicative.
- GEALEY W.-K. - 1988 - Plate tectonic evolution of the Mediterranean - Middle East region. - *Tectonophysics*, 155: pp. 285 - 306.
- GENNA A. - 1988 - Déformations synsédimentaires hydroplastiques liées à la tectonique pyrénéenne compressive dans la molasse éocène du Minervois. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 306, Série II: pp. 1109 - 1114.
- GENNA A. - 1989 - Relations entre tectonique cassante, déformation hydroplastique et circulation de fluide dans l'extrémité est du bassin eocène de Carcassonne (essai d'application métallogénique). - Thèse Doct., Univ. Sc. et Techn. du Languedoc, Montpellier: pp. 1 - 197, 88 fig., 2 annexes.
- GENNA A. - 1990 - Déformation hydroplastique et circulation de fluide dans un contexte compressif d'avant-chaîne (bassin nord-pyrénéen de Carcassonne, Aude-Hérault, France). - *Géologie de la France*, n°2: pp. 21 - 56, 60 fig.
- GENNESSEAU M., MAUFFRET A., PAUTOT G. - 1980 - Les glissements sous-marins de la pente continentale niçoise et la rupture de cables en mer Ligure (Méditerranée occidentale). - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 290: pp. 959 -962.
- GEYSSANT J., JUSTIN - VISENTIN E., SASSI F.-P. - 1973 - Sur la présence de filons sédimentaires dans la série triasique du Tribulaun et sur leur évolution métamorphique (Brennero, Alpes Orientales). - *Consiglio Nazionale delle Ricerche*, Centro di Studio per la Geologia e la Petrologia delle Formazioni Cristalline, Padova: pp. 1 - 25, 8 fig.
- GIDON M. - 1980 - *Bull. B.R.G.M.*, I, 1: pp. 23 - 33.
- GIDON M. - 1987 - les structures tectoniques. - *Manuels & Méthodes* (15), Eds. B.R.G.M.: 206 p.

- GIGOT P. - 1975 - Les klippes sédimentaires et les mégabrèches associées du bassin continental oligocène de Manosque - Forcalquier. - *IX<sup>ème</sup> Congr. Int. Sédimentologie*, Nice: pp. 147 - 156.
- GIGOT P., GUBLER Y., HACCARD D. - 1975 - Relations entre sédimentation et tectonique (en compression ou en extension) : exemples pris dans des bassins tertiaires des Alpes du Sud et de Haute-Provence. - *IX<sup>ème</sup> Congrès intern. Sédimento.*, Nice: pp. 157 - 162.
- GIGOT P., GUBLER Y., SCHLUND J.-M. - 1977 - Importance et conséquences d'un système de failles synsédimentaires dans le bassin continental oligocène de Manosque - Forcalquier. - *C. R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 1: pp. 17 - 20.
- GIGOT P., THOMEL G., MERCIER H., COLOMB E., DUBAR M., DUFAY D., DEMAY L. - 1982 - Carte géologique au 1/50.000 de Forcalquier, n°943, Edition du B.R.G.M., Orléans. 1 notice explicative.
- GLENAT P. - 1979 - Rapport E.N.S.M.P.: pp. 1 - 23.
- GOGUEL J. - 1932 - Sur l'extension des faciès urgoniens dans les Monts de Vaucluse. - *Bull. Soc. géol. France*, (5), t. II: pp. 445 - 464.
- GOGUEL J. - 1932 - Sur l'interprétation du champ de fractures de Banon. - *Bull. Soc. géol. France*, (5), t. II: pp. 53 - 58.
- GOGUEL J. - 1933 - Glissements sous-marins dans le Crétacé inférieur. - *Bull. Soc. géol. France*, (5), t. VII: pp. 251 - 256.
- GOGUEL J. - 1943 - Recherche sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors. - *Bull. Serv. cartes géol. France*, (223), t. XLVI: p. 46.
- GOGUEL J. - 1944a - Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France. - *Bull. Serv. cartes géol. France*, (215), t. XLIV: p. 62.
- GOGUEL J. - 1944b - Le rôle des décrochements dans la tectonique du Diois. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 218: p. 287.
- GOGUEL J. - 1948 - Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors. - *Bull. Serv. cartes géol. France*, (223), t. XLVI: p. 46.
- GOGUEL J. - 1953 - Les Alpes de Provence. - Eds. Hermann et Cie.: pp. 1 - 123, 45 fig.
- GOGUEL J. - 1954 - A propos de la profondeur de dépôt des marnes à Ammonites pyriteuses. - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*: pp. 222 - 225.
- GOGUEL J. - 1983 - Etude mécanique des déformations géologiques. - *Manuels & Méthodes* (6), Eds. B.R.G.M.: pp. 1 - 193.
- GOGUEL J., VUILLERMOZ M., LANTEAUME M., LEMOINE M. - 1964 - Carte géologique de Digne au 1/80.000, n°212, 3<sup>ème</sup> édition, Edition du B.R.G.M., Orléans. 1 notice explicative.
- GRACIANSKY P.-C. de, BUSNARDO R., DOUBLET R., MARTINOD J. - 1987 - Tectonogénèse distensive d'âge Crétacé inférieur aux confins des Baronnies (chaînes subalpines méridionales): liaison avec le rifting atlantique, conséquence sur la tectonique alpine. - *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (8), t. III, 6: pp. 1211 - 1214.



- GRACIANSKY P.-C. de, DARDEAU G., LEMOINE M., TRICART P. - 1988 - De la distension à la compression : l'inversion structurale dans les Alpes. - *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. IV, 5: pp. 779 - 785.
- GRACIANSKY P.-C. de, DARDEAU G., LEMOINE M., TRICART P. - 1989 - The inverted margin of the French Alps and foreland basin inversion. From Cooper M. A. & Williams G. D., *Inversion Tectonics. Geological Society Special Publications*, No. 44: pp. 87 - 104.
- GRACIANSKY P.-C. de, LEMOINE M. - 1988 - Early Cretaceous extensional tectonics in the southwestern French Alps: a consequence of North-Atlantic rifting during Tethyan spreading. - *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. IV, 5: pp. 733 - 737.
- GRACIANSKY P.-C. de, LEMOINE M., SIGAL J., THIEULOY P. - 1972 - sur l'existence de lentilles calcaires d'âge Barrémien et Bédoulien interstratifiées dans les marnes gargasiennes du synclinal de Barrême (Alpes de Haute-Provence). - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 274, Série D: pp. 3368 - 3371.
- GRAND T., DUMONT T., PINTO-BULL F. - 1987 - Distensions liées au rifting téthysien et paléochamps de contrainte associés dans le bassin liasique de Bourg d'Oisans (Alpes occidentales). - *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. III, n°4: pp. 699 - 704.
- GRANDOU F. - 1984 - Etude géologique du secteur de Savoillan-Eygalières (Sud-Est de la France). - *Mém. Cycle Général IGAL*, Paris (inédit): pp. 1 - 68.
- GROLIER J., FERNANDEZ A., HUCHER M., RISS J. - 1991 - Les propriétés physiques des roches. - *Théories et modèles*. - Masson, Paris: pp. 1 - 462.
- GUERY F. - 1984 - Evolution sédimentaire et dynamique du bassin marginal ouest-portugais au Jurassique (Province d'Estramadura, secteur de Caldas da Rainha - Montejunto). - Thèse Univ. Claude Bernard, Lyon I: pp. 1 - 478, 164 fig., 7 coupes h.t., 2 cartes h.t.
- GUIOMAR M., ROUSSET C. - 1984 - Le Houiller de Nibles (Alpes de Haute-Provence, France) : interprétation nouvelle de sa mise en place par glissement sous-marin au Jurassique; rôle du linéament d'Aix-en-Provence. Note présentée par Jean Aubouin. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 298, Série II: pp. 129 - 132.
- GUIRAUD M. - 1983 - Evolution tectono-sédimentaire du bassin wealdien (Crétacé inférieur) en relais de décrochements de Logrono-Soria (N-W Espagne). - Thèse Doct. 3ème cycle, Univ. Sc. et Techn. du Languedoc, Montpellier: pp. 1 - 184, 93 fig., 2 pl, h.t.
- GUIRAUD M., SEGURET M. - 1985 - A releasing solitary overstep model for the late Jurassic - early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip basin (Northern Spain). - *In* : BIDDLE K. T. & CHRISTIE-BLICK N. Eds., *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*. - *S.E.P.M.*, sp. publ., 37 : pp. 159 - 175.
- GUIRAUD M., SEGURET M. - 1986 - Microfailles hydroplastiques liées à la compaction des sédiments fluvio-deltaïques du bassin Wealdien de Soria (Espagne). - Note présentée par Jean Aubouin. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 302, Série II, n°12: pp. 793 - 798.
- GUIRAUD M., SEGURET M. - 1987 - Soft-sediment microfaulting related to compaction within the fluvio-deltaic infill of the Soria strike-slip basin (northern Spain). - *In* : *Déformation in sediments and sedimentary rocks. Geological Society, Special publication*, n°29, Blackwell Scientific publications: pp.123 - 136.

- HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL P.R. - 1987 - The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. - *Science*, 235: pp. 1156 - 1167.
- HENRY J. - 1983 - Méthodes modernes de géologie de terrain. - 2a. Manuel d'analyse structurale; méthode d'observation, de mesure et de notation. Coord. M. G. Blant. - Technip, Paris: pp. 1 - 183.
- HERBOUT B. - 1985 - Première approche sur l'étude du Lias de la région Barrot Argentera (Alpes Maritimes). - *Mém. Cycle Général IGAL*, Paris (inédit): pp. 1 - 137, 37 fig., 1 carte h.t., 1 pl. h.t.
- HERBOUT B. - 1987 - Le Lias de la région Barrot-Argentera (Alpes Maritimes). - *Mém. Géologue IGAL*, Paris (inédit): pp. 1 - 197, 50 fig., 1 carte h. t.
- HERBOUT B., OTT d'ESTEVOU P., MONTENAT C., DARDEAU G. - 1988 - Structuration synsédimentaire d'âge jurassique inférieur à la bordure sud-ouest de l'Argentera (Alpes-Maritimes; Sud-Est de la France). - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 306, Série II: pp. 1031 - 1038.
- HIBSCH C. - 1988 - Evolution tectono-sédimentaire de la basse vallée de l'Estéron au cours du Crétacé inférieur (Alpes-Maritimes, France). - *Mém. Cycle Général IGAL*, n°53, Paris (inédit): pp. 1 - 56, 30 fig., 1 carte h. t.
- HIBSCH C., MONTENAT C., OTT d'ESTEVOU P. - 1990a- Signification tectonique des déformations synsédimentaires d'âge crétacé inférieur dans la partie orientale de l'arc de Castellane (Alpes-Maritimes, France). - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 310, Série II: pp. 1739 - 1746.
- HIBSCH C., MONTENAT C., OTT d'ESTEVOU P. - 1990b- Evolution structurale de la partie orientale de l'arc de Castellane (S-E France) au cours du Crétacé inférieur. Cadre géodynamique éo- à mésocrétacé. *Séance spéc. Soc. géol. France*, Nice - Sophia-Antipolis.
- HIBSCH C. - 1991 - Analyse de paléoescapelements de failles crétacées dans l'arc oriental de Castellane (Chaînes subalpines méridionales, SE France). - Détermination du calendrier des paléocontraintes tectoniques et cadre géodynamique associé. - *Mém. Géologue IGAL*, n°44, Paris (inédit): pp. 1 - 270, 106 fig., 5 pl., 1 carte h. t.
- HIBSCH C., KANDEL D., MONTENAT C., OTT d'ESTEVOU P. - 1992 - Evénements tectoniques crétacés dans la partie méridionale du bassin subalpin (massif Ventoux-Lure, et partie orientale de Castellane, SE France). Implications géodynamiques. - *Bull. Soc. géol. France*, (2), t. 163: pp. 147 - 158.
- HIBSCH C., MONTENAT C., OTT d'ESTEVOU P. - 1990a - Evolution structurale de la partie orientale de l'arc de Castellane (Sud-Est de la France) au cours du Crétacé inférieur. Cadre géodynamique éo- à mésocrétacé. - *Séance spéc. Soc. géol. France*, Nice - Sophia-Antipolis.
- HIBSCH C., MONTENAT C., OTT d'ESTEVOU P. - 1990b - Signification tectonique des déformations synsédimentaires d'âge crétacé inférieur dans la partie orientale de l'arc de Castellane (Alpes-Maritimes, Sud-Est de la France). - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 310, Série II: pp. 1739 - 1746.
- HUANG Q., BERGERAT F., ANGELIER J. - 1987 - Fonctions polynomiales et lissage des distributions régionales de contrainte: exemple de la compression à la périphérie des Alpes. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 305, Série II: pp. 901 - 905.



- JACOB C. - 1907 - Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains créacés dans les Alpes françaises et les régions voisines. - *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci.*, Grenoble, 8, : pp. 280 - 601.
- JAMES N. P., MC. LLREATH I. A. - 1979 - Facies models. 12. - Carbonat slopes. - Facies model, edit. by Roger G. Whaler. Dept. of Geol. Master University, *Geoscience*, Canada, reprint series.
- JAUTEE E. - 1980 - La structure du bassin subalpin méridional au début du Jurassique dans la région de Castellane (Alpes-de-Haute-Provence). - *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXII, n°4: pp. 591 -593.
- JENKYN H. C., SENIOR J. R. - 1991 - Geological evidence for intra-Jurassic faulting in the Wessex Basin and its margins. - *Jl. geol. Soc.*, London, Vol. 148: pp. 245 - 260.
- JOSEPH P. - 1983 - Position des slumpings dans l'évolution sédimentaire du Malm-Crétacé subalpin. - Rapport E.N.S.M.P. -G.S. Genebass: pp. 1 - 11.
- JOSEPH P., BEAUDOIN B., FRIES G., PARIZE O. - 1989 - Les vallées sous-marines enregistrent au Crétacé inférieur le fonctionnement en blocs basculés du domaine vocontien. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 309, Série II: pp. 1031 -1038.
- JOSEPH P., BEAUDOIN B., SEMPERE T., MAILLART J. - 1988 - Vallées sous-marines et systèmes d'épendages carbonatés du Berriasien vocontien (Alpes méridionales françaises). - *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. IV, 3: pp. 363 -374.
- JOSEPH P., CABROL C. - 1986 - La structuration du fossé de Banon. Carte isohypse du toit des calcaires bédouliens. Tectonique synsédimentaire à l'Apto-Albien. - Rapport C.F.P. - E.N.S.M.P.: pp. 1 - 53.
- JOSEPH P., CABROL C., FRIES G. - 1987 - Blocs basculés et passes sous-marines dans le champ de fractures de Banon (Sud-Est de la France) à l'Apto-Albien : une paléotopographie directement contrôlée par la tectonique synsédimentaire décrochante. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 304, Série II, 9: pp. 447-452.
- KANDEL D. - 1986 - Etudes préliminaires tectono-sédimentaires du diapir de Propiac (Drôme, Vaucluse). - Mém. Cycle Général IGAL, Paris (inédit): pp. 1 - 125, 32 fig., 1 carte h. t.
- KANDEL D. - 1989 - La tectonique barrémo-albienne du massif Ventoux-Lure et des Baronnies occidentales (Chaînes subalpines méridionales). - Mém. Géologue IGAL, n°38, Paris (inédit): pp. 1-203, 67 fig., 4 pl. h.t.
- KANDEL D., HIBSCH C., MONTENAT C., OTT d'ESTEVOU P. - 1990 - Analyse des paléoescarpements de faille d'âge apto-albien de la région Ventoux-Lure (Sud-Est de la France). Cinématique et implications géodynamiques. - In : "Géodynamique des bassins océaniques et des marges continentales". *Réunion extraordinaire. Soc. géol. France*, Nice - Sophia-Antipolis: p.56.
- KHANCHOUFI A. EL, ARNAUD M., MONLEAU C. - 1987 - La lacune de l'Aalénien inférieur au passage plate-forme - bassin en Provence (Nerthe, Sainte-Victoire, département des Bouches-du-Rhône). - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 305, Série II: pp. 1299 - 1302.
- KILIAN W. - 1888 - Description géologique de la Montagne de Lure. - Thèse Paris: pp. 1 - 460.

- KLEVERLAAN K. - 1987 - Gordo megabed : a possible seismite in a Tortonian submarine fan, Tabernas basin, Province Almeria, Southeast Spain. - *Sedimentary Geol.*, 51: pp. 165 - 180.
- LABAUME P. - 1983 - Evolution tectono-sédimentaire et mégaturbidites du bassin éocène sud-pyrénéen. - Thèse 3ème cycle, Univ. Montpellier.
- LABAUME P., MUTTI E., SEGURET M., ROSELL J. - 1983 - Mégaturbidites carbonatées du bassin turbiditique de l'Eocène inférieur et moyen sud-pyrénéen. - *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXV, 6: pp. 927 -941.
- LADURE F. - 1990 - Evolution tectono-sédimentaire de la région d'Ibi (Prébétique orientale, Espagne) au Néogène. - Document IGAL, inédit: pp. 1 - 270, 67 fig., 1 carte h.t.
- LANTEAUME M., GIGOT P., CAMPREDON R. - 1982 - Apports et limites de l'interprétation linéaire dans le domaine des Alpes Occidentales méridionales. - *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXIV, 1: pp. 49 - 62.
- LAPPARENT A.-F. de - 1940 - Précisions nouvelles au sujet des diapirs de Suzette (Vaucluse) et de Propiac (Drôme). - Extrait *Bull. Soc. géol. France*, (5), t. X : pp. 1 - 15.
- LAPPARENT A.-F. de - 1941 - Les phases de plissements tertiaires dans la région du Mont Ventoux et de la Montagne de Lure. - *Bull. Soc. géol. France*, (5), t. XI : pp. 75 - 85.
- LE DOEUFF - 1977 - Rythmes et contournements synsédimentaires en série carbonatée alternante. Reconstitution paléomorphologique au Crétacé inférieur dans les chaînes subalpines méridionales. - Thèse 3è cycle, Paris Sud Orsay: pp. 1 - 239, 104 fig., 10 pl.
- LEENHARDT F. - 1883 - Etude géologique de la région du Mont Ventoux. - Thèse Montpellier, 8: pp. 1 - 278, 37 fig., 4 pl., 1 carte.
- LE GOC B. - 1977 - Contribution à l'étude géologique (stratigraphie et paléogéographie) du Gargasien au Sénonien de la région Ventoux-Lure. (Chaînes subalpines méridionales). Corrélation des coupes du domaine vocontien et du versant méridional de Ventoux-Lure. - D.E.S.S., Lyon: pp. 1 - 157.
- LEMOINE M. - 1984 - La marge occidentale de la Téthys ligure et les Alpes occidentales. - In : Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France, coord. G. Boillot, Masson, Paris: pp. 155 - 248.
- LEMOINE M., ARNAUD H., BAS T., BOURBON M., DUMONT T., GIDON M., GRACIANSKY P.-C. de, PINTO-BULL F., TRICART P., RUDKIEWICZ J.-L. - 1984 - Tectonique distensive saccadée et eustatisme sur une paléo-marge continentale passive (Alpes occidentales au Jurassique). - In : "Sédimentation et tectonique", *Séance spécialisée A.S.F. - S.G.F.*
- LEMOINE M., BAS T., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., DUMONT T., GIDON M., GRACIANSKY P.-C. de, RUDKIEWICZ J.-L., TRICART P. - 1986 - The continental margin of Mesozoic Tethys in the Western Alps. - *Marine and Petroleum Geology*, 3: pp. 178 - 199.



- LEMOINE M., DARDEAU G., DELPECH P.-Y., DUMONT T., GRACIANSKY P.-C. de, GRAHAM R., JOLIVET L., ROBERTS D., TRICART P. - 1989 - Extension synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes Occidentales. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 309, Série II: pp. 1711 - 1716.
- LEMOINE M., GIDON M., BARFETY J.-C. - 1981 - Les massifs cristallins externes des Alpes Occidentales : d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 292, Série II: pp. 917 - 920.
- LEMOINE M., TRICART P. - 1979 - Une partie des Schistes et des Ophiolites du Queyras (Alpes occidentales françaises) résultent-ils de sédimentation et d'écroulements au pied d'un escarpement de faille océanique. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 288: pp. 1655 - 1658.
- LERAT O. - 1991 - Etude sédimentaire et structurale de la bordure orientale du champ de fractures de Banon (Le secteur d'Ongles, Alpes de Haute-Provence). - *Mém. stage IGAL*, n°1: pp. 1 - 78, 36 fig., 3 pl., 1 carte h.t.
- LEWIS K. B. - 1971 - Slumping on a continental slope included at 1° to 4°. - *Sedimentology*, 16: pp. 97 - 110.
- LOWE D. R. - 1975 - Water escape structures in coarse-grained sediments. - *Sedimentology*, 22: pp. 157 - 204, 20 fig.
- LOWE D. R. - 1976 - Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. - *Sedimentology*, 23: pp. 285 - 308, 7 fig.
- LOWE D. R., LO PICCOLO R. D. - 1974 - The characteristics and origins of dish and pillar structures. - *Journ. Sedim. Petr.*, 44, 2: pp. 484 - 501, 12 fig.
- MAGNIEZ-JANNIN F. - 1991 - Renouvellements de foraminifères et séquences de dépôt dans le Crétacé inférieur du bassin vocontien (SE de la France). - *Bull. Soc. géol. France*, (5), t. 162: pp. 887 - 895.
- MAGNIEZ-JANNIN F., JACQUIN T. - 1990 - Validité du découpage séquentiel sensu Vail en domaine de bassin : arguments fournis par les foraminifères dans le Crétacé inférieur du Sud-Est de la France. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 310, Série II: pp. 263 - 269.
- MAILLARD J. - 1963 - Le passage Barrémien-Aptien et ses rapports avec l'Urgonien dans le couloir rhodanien (entre Valence et Avignon). - *In* : Colloque sur le Crétacé inférieur. (Lyon, sept. 1963), *Mém. BRGM*, 34: pp. 147 - 156.
- MARTILL D. M., HUDSON J. D. - 1989 - Injection clastic dykes in the Lower Oxford Clay (Jurassic) of central England: relationship to compaction and concretion formation. - *Sedimentology*, 36: pp. 1127 - 1133.
- MASCLE G., ARNAUD H., DARDEAU G., DEBELMAS J., DUBOIS P., GIDON M., GRACIANSKY P.-C. de, KERCKHOVE C., LEMOINE M. - 1986 - Halocinèse précoce sur la marge téthysienne alpine : vers une réinterprétation des zones de gypse des Alpes, présentée par G. MILLOT. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 302, Série II, n°15: pp. 963 - 968.
- MASSE J.-P. - 1967 - L'Urgonien de Sault (Vaucluse). - *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. IX: pp. 495 - 496.

- MASSE J.-P. - 1976 - Les calcaires urgoniens de Provence (Valanginien-Aptien inférieur): stratigraphie, paléontologie; les environnements et leur évolution. - Thèse Doct., Marseille: pp. 1 - 445.
- MASSE J.-P. - 1980 - Sur l'amplitude du décrochement sénestre de la faille de Nîmes, déduite des variations de faciès du Barrémien-Bédoulien. - *8<sup>e</sup> Réun. Ann. Sc. Terre*, Marseille, Soc. Géol. France, édit. : p. 245.
- MASSE J.-P., MASSE P.-J.-L., TRONCHETTI G. - 1990 - Variations sédimentaires sous contrôle tectonique durant l'Aptien supérieur - Cénomaniens moyen à l'articulation des blocs provençal et languedocien (SE de la France) : cadre paléocéanographique et implications paléogéographiques. - *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. VI, n°6 : pp. 963 - 971.
- MASSE J.-P., PHILIP J. - 1976 - Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence: révision du concept d'isthme durancien. - *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, Paris, 2, VIII, fasc. n°1 : pp. 49 - 66.
- MASSE P. - 1981 - Régimes de contraintes et types d'accidents. - *Rap. Int. Elf Aquitaine*, n° 52278, Dir. Explo. Prod.: pp. 1 - 9.
- MATTAUER M. - 1973 - Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. - Hermann Ed., Paris: 493 p.
- MAURIN J.-C., GUIRAUD R. - 1989 - Relations entre tectonique et sédimentation dans les bassins barrémo-aptiens du Nord Cameroun. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 308, Série II: pp. 787 - 792.
- MERCIER J., VERGELY P. - 1992 - Tectonique. - *Coll. Géosciences*, Ed. Dunod, Paris: pp. 1 - 214.
- MONIER P. - 1986 - Etude stratigraphique, cartographique et paléogéographique de la série crétacée du Mont Ventoux Chaînes subalpines méridionales, Sud-Est de la France). - Thèse Sci., Lyon : pp. 1 - 178.
- MONIER P., CAVELIER C. et collaborateurs - 1991 - Carte géologique au 1/50.000 de Vaison-La-Romaine, n°915, Edition du B.R.G.M., Orléans. 1 notice explicative.
- MONIER P., FERRY S. - 1987 - Mise en évidence d'un haut-fond pré-urgonien dans le Barrémien du mont Ventoux. Rôle sédimentaire de la faille de Nîmes. - *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (8), t. III, 1: pp. 191 - 195.
- MONTENAT C. - 1980 - Relation entre déformations synsédimentaires et paléoséismicité dans le Messinien de San Miguel de Salinas (Cordillères bétiques orientales, Espagne). - *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXII, n°3: pp. 501 - 509.
- MONTENAT C., BARRIER P., DI GERONIMO I. - 1987 - The strait of Messina, past and present: a review. - *In* : *Doc. et Trav. IGAL*, 11, Paris: pp. 7 - 13.
- MONTENAT C., BARRIER P., OTT d'ESTEVOU P. - 1991 - Some aspects of the recent tectonics in the Strait of Messina, Italy. - *Tectonophysics*, 194: pp. 203 - 215.
- MONTENAT C., OTT d'ESTEVOU P., PLAZIAT J.-C., CHAPEL J. - 1980 - La signification des marnes contemporaines des évaporites messiniennes dans le Sud-Est de l'Espagne. Conséquences pour l'interprétation des conditions d'isolement pour la Méditerranée occidentale. - *Géol. Médit.*, (8), 1: pp. 81 - 90.



- MONTENAT C., OTT d'ESTEVOU P., SAILLARD M. - 1986 - Sur la tectonique anté-cénomaniennne du fossé de Sault-de-Vaucluse (chaînes subalpines méridionales). - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 303, Série II, 7: pp. 609 - 617.
- MONTENAT C., OTT d'ESTEVOU P., VACHARD D., BARRIER P., PRAT P. - 1984 - Dynamique de remplissage des filons sédimentaires. - *Abst. commun. 5<sup>th</sup> Sedim. Europ. Congress*, Marseille: pp. 294 - 295.
- MONTENAT J.-L. - 1988a - Approche tectono-sédimentaire du plateau ibléen (Sud-Est Sicile, Italie) et caractérisation des stades de la structuration. - *Mém. Géologue IGAL*, n°31, Paris: pp. 1 - 138, 43 fig., 1 carte h. t.
- MONTENAT J.-L. - 1988b - Déformations synsédimentaires et étapes de la structuration de la plate-forme de Raguse (Sicile, Italie), du Crétacé à l'actuel. - *In: Atti del 74e Congr. della Soc. Geol. It.*, vol. A: pp. 286 - 390.
- MONTENAT J.-L. - 1990 - Evolution structurale du Plateau Ibléen (Sicile, Italie) dans le cadre de l'arc Tyrrhénien: Géométrie des dépôts, déformations synsédimentaires et étapes de la structuration du Crétacé à l'Actuel. - Thèse Univ. Nancy: pp. 1 - 257, 116 fig., 7 pl. h.t., 1 carte h.t.
- MONTENAT J.-L., COPPIER G. - 1989 - Géométrie des dépôts oligocènes et moicènes du plateau ibléen (SE Sicile, Italie): eustatisme et tectonique. *In: Strata*, Toulouse, 1, 5: pp. 69 - 71.
- MONTENAT J.-L., MONTENAT C., BARRIER P., OTT d'ESTEVOU P., VIOLANTI D. - 1989 - Structuration de la plate-forme de Raguse (Sicile) au Langhien. - *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 308, Série II: pp. 231 - 237.
- MOULLADE M., PORTHAULT B. - 1970 - Sur l'âge précis et la signification des grès et conglomérats crétacés de la vallée du Toulourenc (Vaucluse). Répercussions de la phase orogénique "autrichienne" dans le Sud-Est de la France. - *Géol. Alp.*, Grenoble, 46: pp. 141 - 150.
- NESTEROFF W., RAWSON M. - 1987 - Dynamic of modern sediments in the Strait of Messina (Sicily and South-West of Calabria). - *In: Doc. et Trav. IGAL*, 11, Paris: pp. 211 - 223.
- NICOLAS A., POIRIER J.-P. - 1976 - Crystalline Plasticity and solid state Flow in Metamorphic Rocks. - John Wiley and Sons, London: pp. 1 - 444.
- NICOLAS A. - 1984 - Principes de tectonique. - Eds. Masson: pp. 1 - 196.
- ORBIGNY A. d' - 1850 - Prodrôme de Paléontologie stratigraphique, Paris, 2: p. 97.
- OTT d'ESTEVOU P. - 1980 - Evolution dynamique du bassin néogène de Sorbas (Cordillères bétiques orientales, Espagne). - Thèse Fac. Paris VII: 64 p.
- OTT d'ESTEVOU P., JARRIGE J.-J., ICARI J.-C., MONTENAT C., HENRY C., CRAVATTE J. - 1986 - Observations structurales sur le secteur d'Abu Rudeis. Marge orientale du Golfe de Suez. - *In: Doc. et Trav. IGAL*, 15, Paris: pp. 75 - 92.
- OTT d'ESTEVOU P., KANDEL D., MONTENAT C., HIBSCH C., BARRIER P. - 1991 - Critères et méthodes d'analyse des objets tectono-sédimentaires. - *In: "Les failles: analyse et modélisation". Réunion extraordinaire Soc. géol. France*, Paris: p. 50.

- PAQUIER V. - 1900 - Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales. - Thèse Grenoble, 6736, 1: pp. 1 - 402.
- PATUREL D., OTT d'ESTEVOU P. - 1991 - Les figures de paléoséismicité du bassin de Sorbas (Messinien supérieur des Cordillères bétiques internes, Espagne). - *In: Doc. et Trav. IGAL/BRGM*, 91-76, Cergy-Pontoise: pp. 1 - 30, 2 pl. h.t.
- PASTOURET L., VANNEY J.-R., AUFFRET G.A., AUZENDE J.-M., BEUZART P., FERRY S., PASCAL A., RAD U. von, ROUX M., SEGURET M. - 1984 - Modelé sous-marin de la marge septentrionale du golfe de Gascogne; résultats des observations en submersible CYANA. - *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXVI, n°1: pp. 81 - 92.
- PETIT J.-P. - 1976 - La zone de décrochements du Tizi N'Test (Maroc) et son fonctionnement depuis le Carbonifère. - Thèse 3ème Cycle, Montpellier: pp. 1 - 99.
- PETIT J.-P., LAVILLE E. - 1987 - Morphology and microstructures of hydroplastic slickensides in sandstone. - *In: Déformation in sediments and sedimentary rocks. Geological Society, Special publication*, n°29, Blackwell Scientific publications: pp.107 - 121.
- PETIT J.-P., PROUST F., TAPPONIER P. - 1983 - Critères de sens de mouvements sur les miroirs de failles en roches non calcaires. - *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXV, 4: pp. 589 - 608.
- PEYBERNES B. - 1978 - Dans les Pyrénées, la paléogéographie anté-cénomaniennne infirme la théorie d'un coulisement sénestre de plusieurs centaines de kilomètres, le long de la "faille nord-pyrénéenne" des auteurs. - *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XX, 5: pp. 701 - 708.
- PHILIP J., MASSE J.-L., MACHHOUR L. - 1986 - L'évolution paléogéographique et structurale du front de chevauchement nord-toulonnais (Basse-Provence occidentale, France). - *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. III, 3: pp. 541 - 550.
- PIPER D. J.-W., COCHONAT P., OLLIER G., LE DREZEN E., MORRISON M., BALTZER A. - 1992 - Evolution progressive d'un glissement rotationnel en un courant de turbidité: cas du séisme de 1929 des Grands Bancs (Terre Neuve). - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 314, Série II, n°10: pp. 1057 - 1064.
- PORTHAULT B. - 1974 - Le Crétacé supérieur de la "fosse vocontienne" et des régions limitrophes (Sud-Est France). - Micropaléontologie, stratigraphie, paléogéographie. - Thèse Doct. Lyon: pp. 1 - 342, 43 fig., 1 annexe.
- PORTHAULT B. - 1978 - Géochimie et environnement sédimentaire. Exemple d'application dans l'étude du Crétacé du bassin rhodanien. (*in: "Livre jubilaire Jacques Flandrin", Doc. lab. géol. Fac. Sc. Lyon*, H. S. n°4: pp. 361 - 392).
- PRAT P., MONTENAT C., OTT d'ESTEVOU P., BOLZE J. - 1986 - La marge occidentale du golf de Suez d'après l'étude des Gebels Zeit et Mellaha. - *In: Doc. et Trav. IGAL*, 10, Paris: pp. 45 - 74.
- RAT P. - 1963 - Rapport sur les faciès urgoniens. - *In: "Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, sept. 1963)", Mém. B.R.G.M.*, 34: pp. 157 - 159.
- RICOU L.-E., FRIZON de LAMOTTE D. - 1986 - Décrochement sénestre médio-crétacé entre Provence et Alpes Maritimes (Alpes occidentales françaises). - *Revue Géol. Dyn. et Géogr. Phys.*, 27, 3-4: pp. 237 - 245.



- RIO M., ROUX M., GUERIN H., l'équipe CALSUB - 1991 - Le substrat géologique et les processus sédimentaires sur les pentes bathyales observées lors de la campagne calsub. - *In : Doc. et Trav. IGAL*, 15, Paris: pp. 57 - 73.
- RUBINO J.-L. - 1988 - Organisation des séquences de dépôt de la plate-forme au bassin dans l'Aptien et l'Albien du bassin vocontien (SE de la France). - *In : S. FERRY, J.-L. RUBINO et al. Eds., Eustatisme et séquences de dépôt dans le Crétacé du Sud-Est de la France. - Géotrope*, Lyon, 1 : pp. 56 - 82.
- ROUIRE J., GIDON M., CHIRON J.-C., CAMUS G., KIEFFER G., MERGOIL J., MONJUVENT G. - 1980 - Carte géologique de Valence au 1/250.000, n°34, Edition du B.R.G.M., Orléans. 1 notice explicative.
- RUTTEN M. G. - 1953 - Sur la genèse des dépôts à Ammonites pyriteuses. - *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 15: pp. 305 - 308.
- SAILLARD M. - 1985 - Etude préliminaire du fossé de Sault/Aurel (Vaucluse). - *Mém. Cycle Général IGAL*, Paris: pp. 1 - 117, 64 fig., 1 carte h. t.
- SAILLARD M. - 1987 - Stratigraphie et aperçu tectonique du fossé de Sault/Aurel et du bassin de Montbrun-les-Bains (Drôme-Vaucluse). - *Mém. Géologue IGAL*, Paris: pp. 1 - 104, 44 fig., 2 cartes h. t.
- SAILLARD M. - 1991 - Evolution tectono-sédimentaire du fossé de Sault et du bassin de Montbrun-Les-Bains durant l'Oligocène (Vaucluse, Drôme). - Thèse Univ. de Provence (Aix-Marseille): pp. 1 - 286, 126 fig., 4 pl., 1 carte h. t.
- SEED H.-B. - 1981 - Earthquake-induced liquefaction near lake Amatitlan, Guatemala. - *Journal of the Geotechnical Engineering Division*, 94: pp. 1053 - 1122.
- SLACZKA A., THOMPSON S. - 1981 - A revision of the fluxoturbidite concept based on type example in the Polish Carpathian Flysch. - *Ann. Soc. Géol. Pologne.*, 51: pp. 3 - 44.
- SORNAY J. - 1950 - Etude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône entre Valence et Avignon et des régions voisines. - Thèse Sci., Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Univ. Grenoble, 27: pp. 1 - 273, 31 fig., 12 pl.
- SOUQUET P. - 1978 - Présentation d'une nouvelle esquisse structurale de la chaîne alpine des Pyrénées. - *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XX, 5 : pp. 711 - 712.
- SOUQUET P. - 1985 - Place des hauts-fonds dans l'évolution des bassins complexes : exemples des Pyrénées au Mésozoïque. - *Bull. Sect. Sci*, t. IX : pp. 67 - 78.
- TCHALENKO J. S. - 1970 - Similarities between shear zones of different magnitudes. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81: pp. 1625 - 1640.
- TERMIER P. - 1927 - Nouvelle contribution à l'étude du problème de Suzette. - *Bull. Soc. géol. France*, (4), t. XXVII : pp. 57 - 76.
- TERZAGHI K. - 1947 - Shear characteristics of quicksand and soft clay. - Proc. 7th Texas Conf. Soil Mech. Fdn. Engng.: pp. 1 - 10.
- THIEULOY J.-P. - 1959 - Etude micrographique des calcaires à débris barrémo-aptiens sur le pourtour méridional du Vercors. - *Trav. Labo. Géol. Univ. Grenoble*, n°35: p. 39.

- TRIAT J.-M., TRUC G. - 1982 - Les failles N50 dans le bassin du Sud-Est de la France : leur rôle dans la sédimentogenèse des temps méso et cénozoïques. Relations entre la nature des dépôts évaporitiques et les structures d'effondrements N50 au Paléogène. - *In : Rifts et fossés anciens, Trav. labo. Sc. Terre*, série B, n°19, Fac. Sc. et Techn. de St Jérôme, Marseille: p. 83.
- TRIAT J.-M., TRUC G. - 1983 - Le rôle des failles N50 dans la sédimentation des temps méso- et cénozoïques et dans l'évolution tectonique du bassin du Sud-Est (France). - *Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf Aquitaine*, 7, 1: pp. 425 - 432.
- TRIBOVILLARD N.-P. - 1989 - Contrôle de la sédimentation marneuse en milieu pélagique semi-anoxique. Exemples dans le Mésozoïque du Sud-Est de la France et de l'Atlantique. - *Documents Lyon*, 109: pp. 1 - 125.
- TRICART P., GOUT C., LEMOINE M. - 1985 - Tectonique synsédimentaire saccadée d'âge crétacé inférieur dans l'océan téthysien ligure : un exemple dans les schistes lustrés à ophiolites de Chabrière (Haute Ubaye, Alpes Occidentales françaises). - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 300, Série II, n°17: pp. 879 - 884.
- VACHARD D., BARRIER P., MONTENAT C., OTT d'ESTEVOU P. - 1987 - Dykes neptuniens, brèches internes et éboulis cimentés des escarpements de faille du détroit de Messine au Plio-Quaternaire. - *In : Doc. et Trav. IGAL*, 11, Paris: pp. 127 - 141.
- VAIL P.R., COLIN J.-P., Jan du CHENE R., KUCHLY J., MEDIAVILLA F., TRIFILIEFF V. - 1987 - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. - *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. III, n°7: pp. 1301 - 1321.
- VALLE B., COUREL L., GELARD J.-P. - 1988 - Les marqueurs de la tectonique synsédimentaire et syndiagénétique dans le bassin stéphanien à régime cisailant de Blandy-Monceau (Massif central, France). - *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. IV, n°4: pp. 529 - 540.
- VANNEY J.-R. - 1991 - Le modelé des pentes sous-marines observées par submersible lors de la campagne CALSUB. - *In : Doc. et Trav. IGAL*, 15, Paris: pp. 38 - 55.
- VARNES D. J. - 1958 - Landslide types and processes. - *In : "Landslides and engineering practice": Highway Res. Board Special Rept.*, 29, Nat. Res. - Council Pub., 544: pp. 20 - 47.
- VERGELY P., XU W.L. - 1988 - Les escaliers d'accrétion de calcite : un exemple de déformation par fracturation-cristallisation accompagnant le glissement sur les failles. - *Geodinamica Acta*, Paris, 2, 4: pp. 207 - 217.
- VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J. - 1976 - Eléments de tectonique analytique. - *Masson Eds.*, Paris: 118 p.
- VILLEGER M., ANDRIEUX J. - 1987 - Phases tectoniques post-éocènes et structuration polyphasée du panneau de couverture nord provençal (Alpes externes méridionales). - *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. III, 1: pp. 147 - 156.



LISTE DES FIGURES



|   |    |
|---|----|
| Figure 1 - Affleurements du Crétacé inférieur dans le Sud -Est de la France<br>(d'après Mém. B.R.G.M., n°125, 1984). Localisation du secteur étudié. ....   | 14 |
| Figure 2 - Cadre géologique régional et localisation des secteurs étudiés. ....   | 16 |
| Figure 3 - Les séquences sédimentaires mésozoïques du bassin vocontien. ....  | 21 |
| Figure 4 - Le bassin vocontien au Jurassique terminal - Crétacé inférieur (d'après<br>Joseph <i>et al.</i> , 1989). ....  | 23 |
| Figure 5 - Reconstitution de la partie occidentale du bassin vocontien et de ses<br>bordures au Barrémien. Paléogéographie des plates-formes<br>urgoniennes. (d'après Ferry et Flandrin, 1979). ....                              | 25 |
| Figure 6 - Paléogéographie du Crétacé inférieur dans le domaine vocontien<br>(d'après Ferry, 1984, modifiée). ....  | 28 |
| Figure 7 - Coupe virtuelle de la série lithologique étudiée. Position stratigraphique et<br>géographique des discontinuités sédimentaires. ....   | 31 |
| Figure 8 - Tableau des principaux objets nécessaires à l'analyse tectono-<br>sédimentaire (d'après Ott d'Estevou <i>et al.</i> , 1991). ....  | 49 |
| Figure 9 - Exemples de dykes neptuniens affectant les bordures hautes d'un<br>escarpement de faille sous-marin (Marge de détroit de Messine, Italie) au<br>Plio-Pléistocène (d'après Vachard <i>et al.</i> , 1987, modifié). .... | 56 |
| Figure 10 - Exemple d'utilisation des filons sédimentaires dans une reconstitution<br>paléotectonique. ....   | 58 |
| Figure 11 - Principaux types de décrochements dans un matériel carbonaté<br>incomplètement lithifié. ....   | 61 |
| Figure 12 - Modèle d'escarpement de faille "syndéposimentaire". ....  | 63 |
| Figure 13 - Autres exemples de failles normales "syndéposimentaires". ....  | 64 |
| Figure 14 - Autres types de failles syndéposimentaires (d'après J.-L. Montenat, 1990;<br>Ott d'Estevou <i>et al.</i> , 1986). ....  | 66 |
| Figure 15 - Représentation schématique de la genèse des dykes sédimentaires et<br>représentation en diagrammes de rosaces (d'après Montenat <i>et al.</i> ,<br>1991). ....  | 72 |
| Figure 16 - Modélisations des mouvements gravitaires sous-marins. (D'après<br>Varnes, 1958 et Lewis, 1971). ....  | 75 |
| Figure 17 - Exemples de glissements gravitaires ....  | 77 |
| Figure 18 - Exemples de tronçonnements sous-marins. (D'après Prat <i>et al.</i> , 1986;<br>Barrier <i>et al.</i> , 1987). ....  | 80 |
| Figure 19 - Calibrage des différentes familles de failles (d'après Duguey et Ott<br>d'Estevou, 1992). ....  | 91 |
| Figure 20 - Exemple de représentation graphique de l'analyse structurale. ....  | 97 |



- Figure 21 - Caractérisation des états de contraintes: Ellipsoïdes de contraintes (d'après Masse, 1981; Armijo *et al.*, 1982) et représentations stéréographiques associées. .... 99
- Figure 22 - Cadre géologique régional et localisation du secteur de Peipin. .... 107
- Figure 23 - Carte géologique du secteur sud-ouest de Peipin. .... 112
- Figure 24 - Carte géologique simplifiée du secteur sud-ouest de Peipin : localisation des sites étudiés et position des démantèlements syn-barrémiens. .... 114
- Figure 25 - Analyse microstructurale et chronologie des déformations du site Les Granges (NW Peipin) : station 1 (canevas A et B). .... 119
- Figure 26 - Analyse microstructurale et chronologie des déformations du site Les Granges (W Peipin) : station 2 (canevas C et D). .... 121
- Figure 27 - Analyse microstructurale du site de Pévoyeur : station 3 (canevas E). .... 125
- Figure 28 - Carte géologique détaillée à l'Ouest des Gravas. .... 127
- Figure 29 - Le fossé du Gravas avant les dépôts transgressifs de l'unité Ba2. .... 129
- Figure 30 - Analyse microstructurale et chronologie des déformations du site Les Gravas : station 4 (canevas F et G). .... 132
- Figure 31 - Analyse microstructurale et chronologie des déformations du site Les Gravas : station 4 (canevas H et I). .... 134
- Figure 32 - Rosaces directionnelles des arrachements-glissements synsédimentaires et failles associées. .... 141
- Figure 33 - Interprétation structurale de la variation d'épaisseur des séquences barrémo-bédouliennes sur un profil nord-sud (d'après Beaudoin *et al.*, 1986a, modifiée). .... 147
- Figure 34 - Position sur le schéma structural des canevas et tenseurs calculés de la première génération anté-aptienne (fini-Ba1/anté-Ba2). .... 149
- Figure 35 - Position sur le schéma structural des canevas et tenseurs calculés de la seconde génération anté-aptienne (fini-Ba2/anté-séq. B). .... 150
- Figure 36 - Analyse microstructurale de la première génération anté-aptienne (canevas J). .... 152
- Figure 37 - Analyse microstructurale de la seconde génération anté-aptienne (canevas K). .... 153
- Figure 38 - Cadre géologique régional du "champ de fractures" de Banon. .... 159
- Figure 39 - Répartition actuelle des différents faciès du Bédoulien dans le "champ de fractures" de Banon. .... 161
- Figure 40 - Les "Marnes bleues" du Gargasien. Répartition actuelle dans le "champ de fractures" de Banon [A] et isopaques du secteur d'Oppedette [B] (d'après Cabriol, 1985, modifié). .... 163

- Figure 41 - Tableau récapitulatif des principales données faciologiques et lithostratigraphiques dans le "champ de fractures" de Banon. .... 165
- Figure 42 - Zones hautes relatives apto-albiennes du "champ de fractures" de Banon (d'après Joseph *et al.*, 1987, modifié). Affleurements et limite d'extension des turbidites albiennes (Friès, 1987, modifié). .... 167
- Figure 43 - Schéma structural du "champ de fractures" de Banon. Position des sites étudiés. .... 169
- Figure 44 - Carte géologique du secteur d'Oppedette. Position des sites à cachetage mésocrétacé. .... 172
- Figure 45 - L'affleurement du Ravin de Tirecoui. Fracturation dans l'"Urgonien" [A] et la figure A dans son contexte géologique [B]. .... 175
- Figure 46 - Analyse microstructurale des principaux sites cachetés du secteur d'Oppedette : station 6 : Les Granges (canevas L) et station 7 : Ravin de Tirecoui (canevas M). .... 181
- Figure 47 - Disposition géométrique des failles de Tirecoui dans une bande cisailante sénestre. -Exemples à divers échelles/comparaison avec les modèles théoriques (système Riedel). .... 183
- Figure 48 - Analyse microstructurale des failles anté-albiennes de la région d'Oppedette : compilation des stations 6, 7 et des sites du Roucas et du Calavon (ferme) (canevas N). .... 186
- Figure 49 - Carte géologique du secteur d'Ongles (d'après Gigot *et al.*, 1982, modifié). Localisation des sites étudiés. .... 188
- Figure 50 - Aspect de l'escarpement de la Chapellière au début de la sédimentation albiennne. Décrochement dextre d'âge aptien et déformations plastiques associées, scellés par l'Albien. .... 190
- Figure 51 - Analyse microstructurale du site de La Chapellière (Est d'Ongles) : station 8 (canevas O). .... 193
- Figure 52 - Restitution cartographique du "champ de fractures" de Banon à l'Aptien. .... 198
- Figure 53 - Hypothèse de l'initiation structurale du domaine de Banon/Montagne de Lure (phase fini-bédoulienne/anté-gargasienne) : schéma structural, paléomorphologie et interprétation en terme de "Riedel". .... 200
- Figure 54 - Les structures tectoniques du domaine de Banon/Montagne de Lure à l'Albien (phase post-Gargasien - anté-Albien supérieur) : schéma structural, paléomorphologie et analyse microstructurale des failles scellées par l'Albien supérieur. .... 202
- Figure 55 - Cadre géologique du fossé de Sault (d'après Saillard, 1987). .... 205
- Figure 56 - Position cartographique des structures d'âge crétaqué, sur fond géologique actuel du fossé de Sault : à l'Aptien inférieur; [A] et à l'Albien [B]. .... 208
- Figure 57 - Schéma structural de la bordure occidentale des Baronniees et du Mont Ventoux. Localisation du site étudié : le ravin de Féringuande. .... 217



- Figure 58 - Schéma de répartition des faciès de l'Hauterivien [A] et du Barrémo-Bédoulien [B], en fonction du mode de dépôt, sur la bordure occidentale du Ventoux (d'après Brasseur, 1962, modifié). ..... 221
- Figure 59 - Distribution verticale et horizontale des faciès du Barrémo-Bédoulien du versant NW du massif du Ventoux. .... 225
- Figure 60 - Carte géologique simplifiée de la terminaison orientale du bassin de Malaucène. Localisation du site étudié : le ravin de Féringuande. .... 231
- Figure 61 - La bordure urgonienne SE du bassin de Malaucène : bloc diagramme synthétique [A] et carte de localisation du bloc diagramme [B]. .... 235
- Figure 62 - Vue générale de la dalle urgonienne structurée de Féringuande : vue panoramique de l'affleurement ferruginisé [A] et vue cartographique après débasculement structural [B]. .... 237
- Figure 63 - Extrait cartographique de la dalle urgonienne de Féringuande, après débasculement structural. .... 239
- Figure 64 - Observations ponctuelles des déformations anté-gargasiennes de la dalle urgonienne de Féringuande. .... 241
- Figure 65 - Analyse microstructurale du site de Féringuande station 9, SW Ste Marguerite (canevas P). .... 244
- Figure 66 - Présentation du cadre d'étude du secteur de Buis-les-Baronnies. Cadre géographique [A], Carte structurale et géologique simplifiée des séries médio-crétacées (d'après cartes géologiques : Ballesio *et al.*, 1975; Rouire *et al.*, 1980). Position des sites étudiés [B]. .... 250
- Figure 67 - Analyse microstructurale du site de Rochebrune: station 10 (canevas Q). .... 256
- Figure 68 - Coulées boueuses barrémiennes de Pastillon, à l'Ouest de la faille N30 de Vercoiran (d'après Birjo, 1989, modifié). .... 258
- Figure 69 - Analyse microstructurale du site de Pastillon (Ouest de Vercoiran): station 11 (canevas R). .... 260
- Figure 70 - Analyse microstructurale du site des Signores (Est de Vercoiran) : station 12 (canevas S). .... 263
- Figure 71 - Analyse microstructurale du site du Mourre de Janus (Sud-Ouest de Buis) : station 13 (canevas T). .... 265
- Figure 72 - Perturbations sédimentaires associés aux structures cassantes syn-dépôt du Bédoulien. Site de Tarendol [A]; site du col d'Aiguières [B]. .... 267
- Figure 73 - Analyse microstructurale du site du col d'Aiguières (Est de Plaisians) : station 14 (canevas U). .... 269
- Figure 74 - Position des sites d'analyse structurale et types de contraintes tectoniques à l'Aptien inférieur. .... 272

- Figure 75 - La structuration crétacée du synclinal d'Eygalières. Carte des bancs repères du synclinal, à partir de l'analyse des photographies aériennes [A] (d'après Birdjo, 1989; modifié) et variations d'épaisseur du Crétacé, de part et d'autre de la faille d'Eygalières [B] (d'après Birdjo, 1989). .... 274
- Figure 76 - Schéma structural hypothétique du secteur de Buis, au Crétacé inférieur. .... 276
- Figure 77 - Tableau récapitulatif du calendrier des paléocontraintes tectoniques, selon les secteurs étudiés et dans la série lithologique. .... 282
- Figure 78 - La bordure méridionale du bassin vocontien au Barrémo-Bédoulien. Reconstitution paléogéographique et structurale [A]; comparaison avec le système Riedel [B]; modélisation de la déformation [C]. .... 284
- Figure 79 - La bordure méridionale du bassin vocontien à l'Aptien supérieur - Albien supérieur. Reconstitution paléogéographique et structurale [A]; modélisation de la déformation [B]. .... 289
- Figure 80 - Cartes palinspastiques de la Méditerranée occidentale, reconstituée au Crétacé inférieur (d'après Hibschi *et al.*, 1992, modifiées). Au Jurassique terminal/Néocomien [A]; au milieu du Crétacé [B]. .... 294



# PLANCHE I

## SECTEUR DE PEIPIN

**Photo. 1 à 4 :** Faille bordière sud du fossé du Gravas (Se reporter à la figure 29).

**Photo. 1 :** miroir de la faille (a); brèche d'effondrement précoce (b) et banc glissé le long de l'escarpement (c), alors que le sédiment n'était que partiellement lithifié (rhéologie plastique).

**Photo. 2 :** "Nappage" de l'escarpement par des bancs glissés non lithifiés.

**Photo. 3 :** Détail de (c) photo. 1.

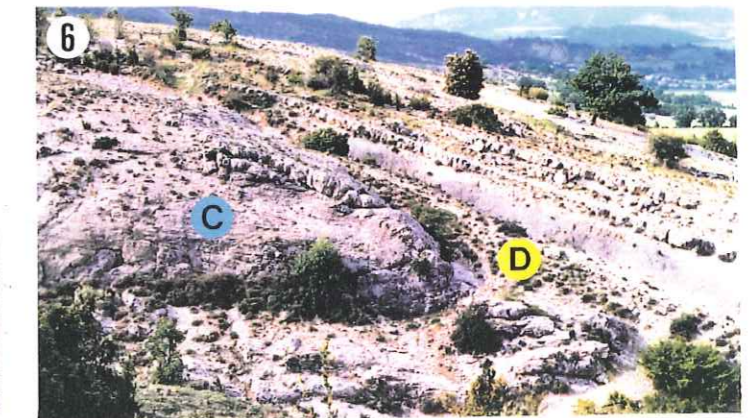
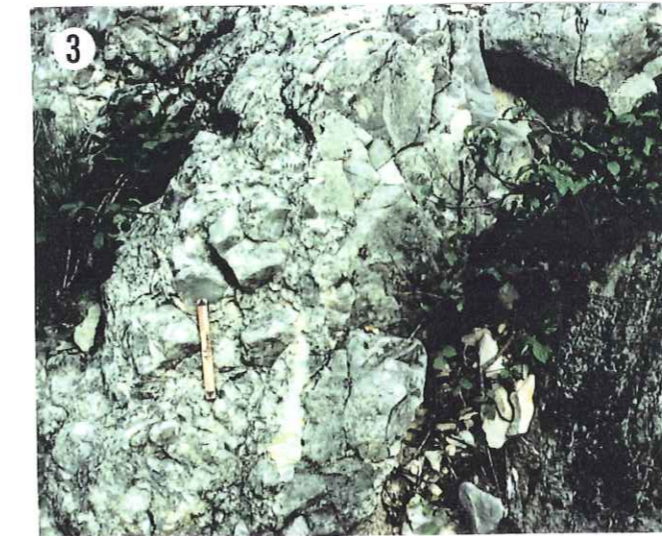
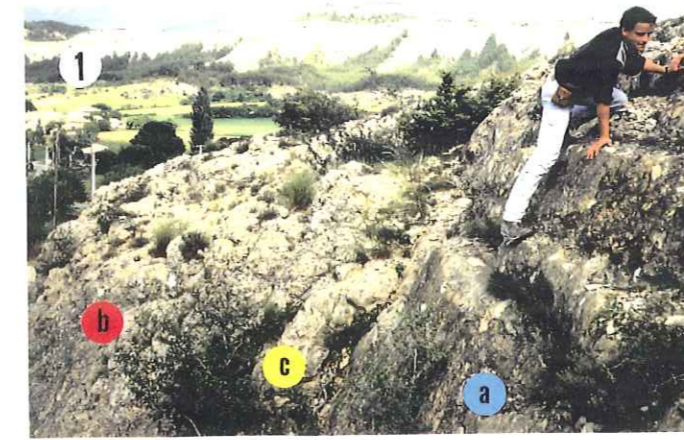
**Photo. 4 :** Courbure de l'escarpement ("ventre" de faille), affecté de stries et cannelures "molles" verticales (normales) et d'une ferruginisation. La direction N60 de la faille, à l'Ouest, passe à N75, vers l'Est.

**Photo. 5 :** Compartiment sud du fossé (= Compartiment nord des Jas) : partie amont du démantèlement anté-lithification des calcaires barrémiens (Ba1). Les courbures de cette surface correspondent à des "crayons" d'un glissement dirigé vers la gauche.

**Photo. 6 :** Bordure nord du fossé : cachetage de la flexure N-S des calcaires massifs (Ba1) (c) par les marno-calcaires (Ba2), transgressifs en *onlap* (d).

**Photo. 7 :** Le remplissage du fossé par les marno-calcaires (Ba2), affectés de failles à rejet métrique, amorti vers le sommet. (A gauche : faille bordière sud du fossé).

**Photo. 8 :** même affleurement, vu depuis la tranche droite, montrant le comblement en *onlap* du fossé par les marno-calcaires barrémiens.





## PLANCHE II

### SECTEUR DE PEIPIN

**Photo. 10 :** A titre d'exemple, *slump* dans le Barrémien de la vallée du Jabron (Ouest de Sisteron, faciès pélagique vocontien).

**Photo. 9 :** Perturbations sédimentaires du Barrémien inférieur (Ba1) de la carrière des Jas: surface de troncature du niveau (A) (matériel démantelé vers la droite [non visible] avant lithification), surmontée en onlap par le niveau (B) et scellée par le niveau (C) (Se reporter à la figure 29).

**Photo. 11 :** Troncature de la flexure des Jas. La surface de glissement, ferruginisée, recoupe de façon perpendiculaire la stratification encore visible du Barrémien inférieur (Ba1). Dans le détail, on distingue le boudinage sub-horizontale ("crayons" de glissement gravitaire), généré par le fluage du sédiment sur un matériel plastique, déformé ainsi par étirement. (Se reporter à la figure 17).

**Photo. 12 :** Vue oblique du même affleurement, montrant les bancs, tronqués, affectés de crayons et étirés par le fluage (a). Scellement de la troncature par les marnes gargasiennes (b).

**Photo. 13 :** Matériel barrémien démantelé par la troncature des Jas, et tardivement resédimenté dans le Gargasien. Ce bloc ferruginisé est affecté de fentes de cinères (expulsion sous-marine de l'eau interstitielle d'un matériel carbonaté non lithifié). Il a donc été démantelé avant sa lithification, durant le Barrémien, et a été ultérieurement resédimenté dans les marnes gargasiennes.

**Photo. 14 :** Olistolithes décamétriques barrémiens resédimentés dans le Gargasien. Site de Pévoyer.

**Photo. 15 :** *Idem*, vue de détail. Site de Pévoyer.





## PLANCHE III

### SECTEUR DE PEIPIN

**Photo. 16 :** Surface ferruginisée et cannelée de démantèlement plastique anté-lithification. Plancher du fossé du Gravas (Se reporter à la figure 29).

**Photo. 17 :** *Idem*, au toit du compartiment sud du fossé. Noter les bioperforations, la microkarstification et une deuxième génération de cannelures, plus petites et d'aspect plus "dur".

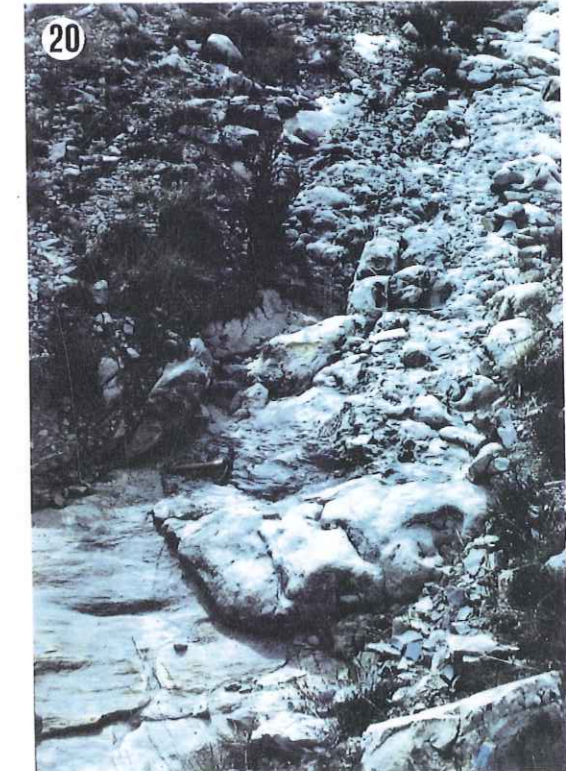
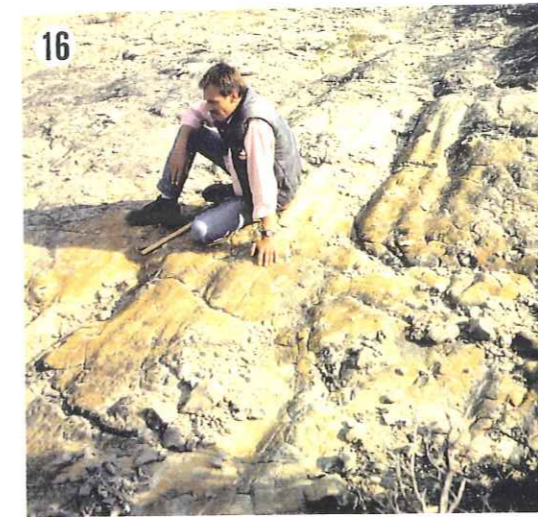
**Photo. 18 :** *Idem*, avec un recouvrement tardif par les marnes gargasiennes.

**Photo. 19 :** *Idem*, avec des fentes de cinérèses et deux générations de cannelures. (a) : 1<sup>ère</sup> génération, (b) : 2<sup>ème</sup> génération. Horst des Granges.

**Photo. 20 :** Surface cannelée de glissement plastique (en bas à gauche), avec la brèche de démantèlement en aval des cannelures. Horst des Granges.

**Photo. 21 :** Coulées de blocs métriques prient dans une matrice boueuse "(brèche moutonnée)". Démantèlement précoce du Barrémien, au toit du compartiment sud du fossé du Gravas.

**Photo. 22 :** Le même affleurement, vu de face. Noter l'allure concave de l'"auge" de glissement.





# PLANCHE IV

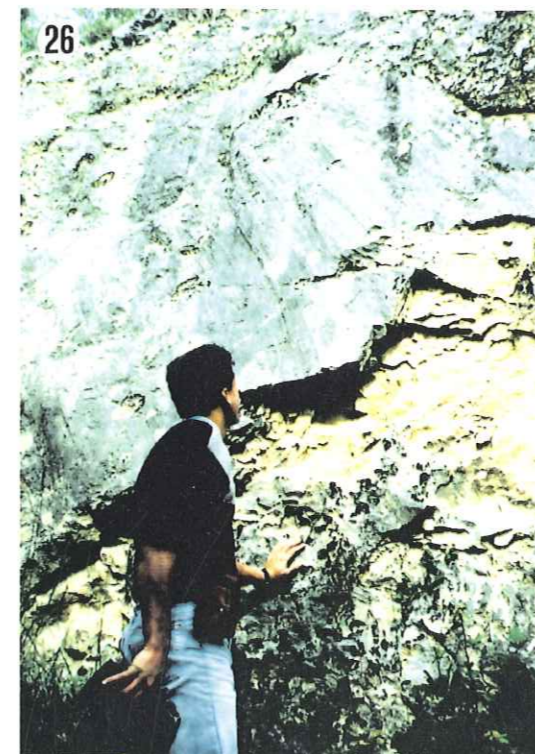
## SECTEUR DE BANON

### SITE DE TIRECOUI

(Se reporter à la figure 45)

**Photo. 23 à 27 :** Faille n°1. Verticalisation progressive des stries et cannelures "molles". L'escarpement de faille n'est bioperforé qu'au sommet (jeu fini-urgonien non lithifié - début gargasien).

**Photo. 28 et 29 :** Faille n°2. Stries et cannelures "molles" horizontales sénestres.





## PLANCHE V

**Photo. 30 :** A titre d'exemple, aspect et ampleur d'un escarpement de faille crétacée, réutilisé au Tertiaire. Accident régional NNW-SSE de Simiane ("champ de fractures" de Banon).

### SITE DE TIRECOUI

(Se reporter à la figure 45)

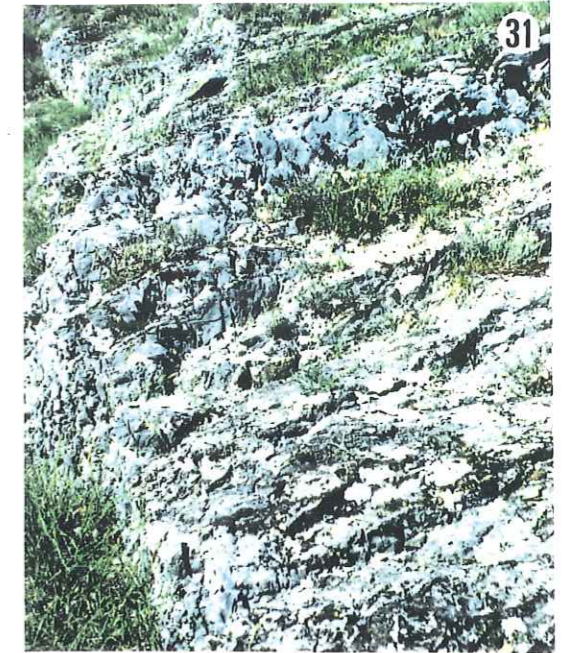
**Photo. 31 :** Faille n°4. Allure courbe et sinueuse d'une faille syn-urgonienne, et fracturation associée.

**Photo. 32 :** Failles pluri-métriques, ouvertes en ciseaux.

**Photo. 33 :** fracturation et écrêtement précoce du sommet de l'escarpement n°6.

**Photo. 34 et 35 :** Fracturation plastique en ciseau et basculement précoce du compartiment nord de la faille n°5.

**Photo. 36 et 37 :** couloir décrochant dextre, en compartiment nord de la faille n°3. Forte courbure de la faille; basculement du compartiment gauche, dont les failles secondaires (en relais de décrochement), ouvertes en ciseau, ne se poursuivent pas vers la droite.





## PLANCHE VI

### SECTEUR DE MALAUCENE

### SITE DE SAINTE-MARGUERITE



**Photo. 38 :** Vue de la terminaison est du bassin de Malaucène.



**Photo. 39 :** Vue de la dalle urgonienne de Féringuande, structurée, bioperforée et basculée vers le Nord.



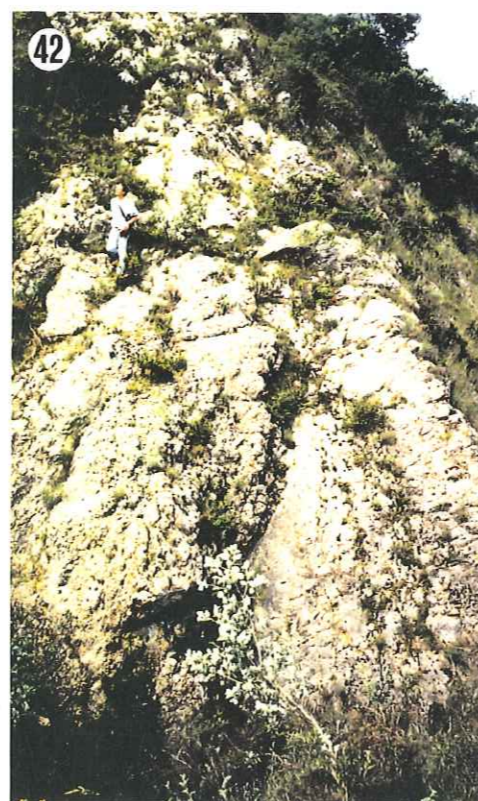
**Photo. 40 :** Vue rapprochée de la surface structurale ferruginisée et fortement bioperforée.



**Photo. 41 :** Voussure sur faille et étirement des bancs (se reporter aux figures 63 A et 64 A).



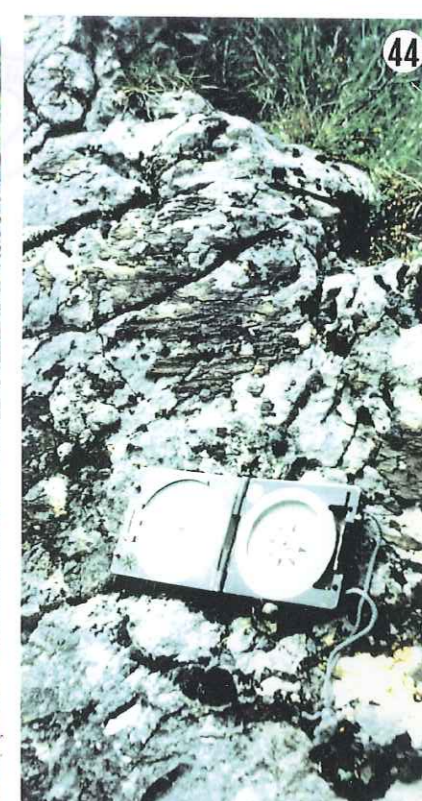
**Photo. 42 :** Brèche de faille microkarstifiée et bioperforée.



**Photo. 43 :** Détail de la photo. 42 : stries "molles" amorties dans la brèche de faille.



**Photo. 44 :** Stries de seconde génération, sur crôte ferrugineuse, recouvrant la fracturation plastique amorties et les stries "molles" sur et dans l'Urgonien.





## PLANCHE VI



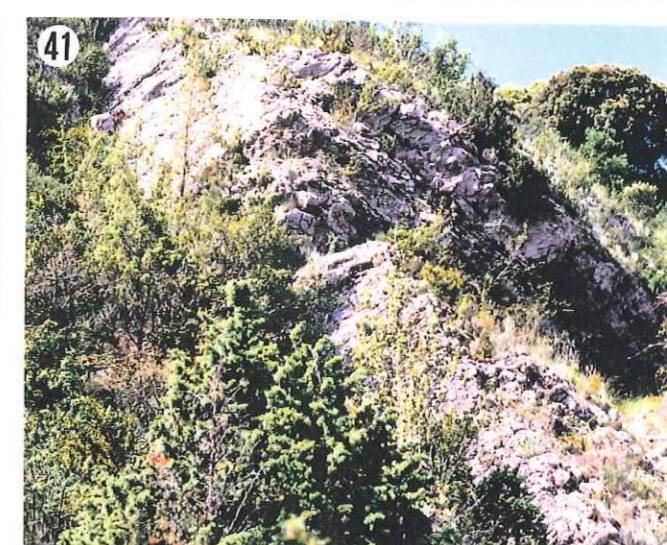
### SECTEUR DE MALAUCENE

### SITE DE SAINTE-MARGUERITE

**Photo. 38 :** Vue de la terminaison est du bassin de Malaucène.



**Photo. 39 :** Vue de la dalle urgonienne de Féringuande, structurée, bioperforée et basculée vers le Nord.



**Photo. 40 :** Vue rapprochée de la surface structurale ferruginisée et fortement bioperforée.

**Photo. 41 :** Voussure sur faille et étirement des bancs (se reporter aux figures 63 A et 64 A).

**Photo. 42 :** Brèche de faille microkarstifiée et bioperforée.



**Photo. 43 :** Détail de la photo. 42 : stries "molles" amorties dans la brèche de faille.



**Photo. 44 :** Stries de seconde génération, sur crôte ferrugineuse, recouvrant la fracturation plastique amorties et les stries "molles" sur et dans l'Urgonien.

