HAL
open science

Evolution tectonique du panneau de couverture nord-provencal (Mont Ventoux, Luberon, moyenne Durance), France

Marc Villeger

To cite this version:

Marc Villeger. Evolution tectonique du panneau de couverture nord-provencal (Mont Ventoux, Luberon, moyenne Durance), France. Tectonique. Université Paris Sud - Paris XI, 1984. Français. NNT : . tel-00822345

HAL Id: tel-00822345

https://theses.hal.science/tel-00822345v1

Submitted on 14 May 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.

T Paris 11 (1984) 115

ORSAY
n° d'ordre : 3 7 1 8

UNIVERSITE DE PARIS-SUD

CENTRE D'ORSAY

THESE

présentée

Pour obtenir

BIUS JUSSIEU THÈSES PARIS

Le Titre de DOCTEUR 3 ème Cycle

Spécialité : GÉOLOGIE

PAR

Marc VILLEGER

Sciences de la Terre BUPMC CADIST

SUJET : EVOLUTION TECTONIQUE DU PANNEAU DE COUVERTURE NORD-PROVENCAL

(MONT VENTOUX, LUBERON, MOYENNE DURANCE)

FRANCE

soutenue le 26 juin 1984 devant la Commission d'examen

MM. J.L. MERCIER Président

J. ANDRIEUX

Mme Y. GUBLER Rapporteur

M J.C. KANDEL

BIUS JUSSIEU GR D 909 007666 1

FACULTÉ des SCIENCES PARIS Géologie Recherche BIBLIOTHÈQUE

VILLEGER Marc

EVOLUTION TECTONIQUE DU PANNEAU DE COUVERTURE NORD-PROVENCAL (MONT VENTOUX, LUBERON, MOYENNE DURANCE) FRANCE

RESUME

Le panneau de couverture Nord-Provençal, peu déformé, est bordé par des limites chevauchantes E-W (Ventoux-Lure au Nord et Lubéron au Sud) et décrochantes dextre et senestre (faille de Salon-Cavaillon à l'Ouest et accident durancien à l'Est) héritées de zones mobiles mésozoiques.

L'analyse microtectonique a montré que le domaine affecté par une distension E-W syn-sédimentaire oligo-aquitanienne succèdant à la compression pyrénéo-provençale N-S (Eocène), a été repris en compression E-W discrète (phase I) au Langhien puis par des compressions N-S et NNE-SSW (phase II Serravallien, phase III Tortonien supérieur-Pliocène inférieur) responsables des structures actuelles.

Les trajectoires de contrainte des phases alpines sub-méridiennes définies dans le domaine stable permettent de reconstituer la cinématique du panneau dans la zone alpine externe du SE de la France et dans l'arc alpin occidental.

MOTS CLEFS:

Provence, Tectonique néogène, Microtectonique, Panneau de couverture, Distension Oligocène, Seuils mobiles, trajectoires de contrainte.

T Paris 11 (1984) 115
T PAR11 1984 VIL

ORSAY
n° d'ordre : 3 7 1 8

UNIVERSITE DE PARIS-SUD

CENTRE D'ORSAY

THESE

BIUS JUSSIEU THÈSES PARIS

présentée

Pour obtenir

Le Titre de DOCTEUR 3 ème Cycle

Spécialité : GÉOLOGIE

PAR

Marc VILLEGER

Sciences de la Terre BUPMC CADIST

SUJET : EVOLUTION TECTONIQUE DU PANNEAU DE COUVERTURE NORD-PROVENCAL

(MONT VENTOUX, LUBERON, MOYENNE DURANCE)

FRANCE

soutenue le 26 juin 1984 devant la Commission d'examen

MM. J.L. MERCIER Président

J. ANDRIEUX

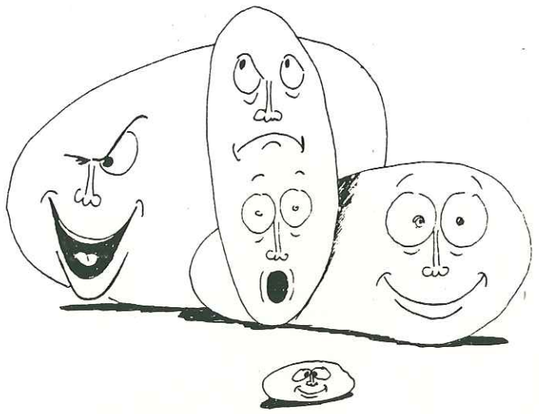
Mme Y. GUBLER Rapporteur

M J.C. KANDEL

FACULTÉ des SCIENCES - PARIS Géologie Recherche BIBLIOTHÈQUE

82.414

090 014397 4



GALETS IMPRESSIONNES.

FACULTÉ des SCIENCES - PARIS
Géologie
Recherche
BIBLIOTHÈQUE

à Reine SARRAN ,

à mes parents .

Il est de tradition de remercier ceux qui de près ou de loin ont contribué à la naissance du nouveau docteur :

Mr Jean Andrieux m'a accueilli dans son Laboratoire ; de manière discrète mais efficace, il a su diriger mes recherches, je lui en suis reconnaissant et le remercie d'avoir corrigé ce mémoire.

Mr Jacques-Louis Mercier, qui a accepté de présider ce jury et dont l'enseignement est à l'origine de cette étude.

Mme Yvonne Gubler qui possède une connaissance approfondie des chaînes subalpines méridionales, et dont la présence au sein de ce jury m'honore.

Mr Jean Claude Kandel, de la société Géostock, m'a facilité l'accès aux documents concernant le site Géorel ; je le remercie pour le temps qu'il m'a consacré et lui suis reconnaissant de siéger dans mon jury.

Je tiens également à associer à ces remerciements :
Denis Sorel dont l'humour a su illustrer les corrections du chapitre Microtectonique, François Arbey, Philippe Nasson pour sa lecture critique de la partie télédétection entre deux "vidéoclips" sur Jupiter, Jean Braud, Olivier Monod en souvenir du Bolkar daj, Jean Luc Noel, Mustapha Meghraoui, l'espagnol Lukowski et "L'homme qui mesure un pendage plus vite que son ombre".

J'oublie ici volontairement mon collègue Laurent Casagrande, responsable de nombreux fourrés sur nos terrains voisins. Une petite pensée pour Titou, mon porte marteau. Enfin, je conserve le souvenir de soirées sympathiques passées aux Tourettes.

Que le personnel technique du Laboratoire de Géologie historique soit ici remercié ainsi que Mme Dufour qui a effectué le tirage de cette thèse.

ABSTRACT.

Tectonic evolution of the north-provençal sedimentary cover block (FRANCE)

The mounts Ventoux-Lure and the Luberon are limited by two E-W thrusts which surround the hardly deformed north-provençal cover block to the North and to the South. Western and eastern limits are marked by dextral (N-S) and sinistral (N 030) strike slip faults. These structures are inherited from earlier (mesozoic) accidents.

The microtectonic analysis has shown successive compression and extension phases since the end of Eocene (pyrenean orogeny):
- syn-sedimentary E-W extension (Oligo-Aquitanian)(normal faulting).
- discrete E-W compression during the Langhian (phase I).
- N-S alpine compression during the Serravallian which have reactived the pyrenean structures(folding)(phase II).
- latest alpine phase (phase III) NNE-SSW, from latest Tortonian to middle Pliocene (Thrust of the Luberon, sinistral movement along the accident durancien.

The importance of alpine N-S compressions is pointed out. The N-S stress trajectories determined in the north-provençal block allow a cinematic reconstruction of SE France, in relation to the Western Alps.

VILLEGER Marc

EVOLUTION TECTONIQUE DU PANNEAU DE COUVERTURE NORD-PROVENCAL (MONT VENTOUX, LUBERON, MOYENNE DURANCE) FRANCE

RESUME

Le panneau de couverture Nord-Provençal, peu déformé, est bordé par des limites chevauchantes E-W (Ventoux-Lure au Nord et Lubéron au Sud) et décrochantes dextre et senestre (faille de Salon-Cavaillon à l'Ouest et accident durancien à l'Est) héritées de zones mobiles mésozoiques.

L'analyse microtectonique a montré que le domaine affecté par une distension E-W syn-sédimentaire oligo-aquitanienne succèdant à la compression pyrénéo-provençale N-S (Eocène), a été repris en compression E-W discrète (phase I) au Langhien puis par des compressions N-S et NNE-SSW (phase II Serravallien, phase III Tortonien supérieur-Pliocène inférieur) responsables des structures actuelles.

Les trajectoires de contrainte des phases alpines sub-méridiennes définies dans le domaine stable permettent de reconstituer la cinématique du panneau dans la zone alpine externe du SE de la France et dans l'arc alpin occidental.

MOTS CLEFS:

Provence, Tectonique néogène, Microtectonique, Panneau de couverture, Distension Oligocène, Seuils mobiles, trajectoires de contrainte.

TABLE DES MATIERES.

INTRODUCTION p 1

CHAPITRE I: PRESENTATION.

1. LES GRANDES STRUCTURES DU PANNEAU DE COUVERTURE NORD-PROVENCAL.

1.1 Le mont Ventoux et la montagne de Lure p 5
1.2 Synclinaux de Cavaillon, d'Apt et de Forcalquier p 5
1.3 Le chainon du Lubéron, l'anticlinorium de Manosque et la structure de Volx p 5
1.4 Le synclinorium de Pertuis p 8
1.5 La limite durancienne N 030 p 8
1.6 La faille de Salon- Cavaillon p 9

2. LES UNITES LITHOLOGIQUES.

2.1 Le socle p 11
2.2 La couverture mésozoique p 11
2.3 Les séries tertiaires
2.3.1 Les bassins paléogènes p 20
2.3.2 Le Néogène p 25

3. L'APPORT DE LA TELEDETECTION A L'ANALYSE DE LA FRACTURATION. p 31

CHAPITRE II : ANALYSE MICROTECTONIQUE.

1. INTRODUCTION p 37

2. METHODES p 38

3. SITES DU TORTONIEN SUPERIEUR p 42

3.1 Site 1 p 44
3.2 Site 41 p 46
3.3 Site 103 & 109 p 48

4. SITES DU SERRAVALLIEN p 49

4.1 Site 4 p 51
4.2 Site 2 p 52
4.3 Site 3 p 54
4.4 Site 102 p56

5. SITES DANS LES FORMATIONS OLIGOCENES p 59

5.1 Sites dans les calcaires de Reillanne p 64
5.2 Sites dans les calcaires de Vachères p 70
5.3 Sites dans les calcaires de Montfuron p 74

6. MICROTECTONIQUE DANS LES CALCAIRES NEOCOMIENS DU LUBERON. p 82

7. LA FRACTURATION DE LA MOLASSE BURDIGALIENNE. p 87

CHAPITRE III: EVOLUTION TECTONIQUE D'UNE PARTIE DU BASSIN SUB-ALPIN.

1. CHRONOLOGIE DES EVENEMENTS TECTONIQUES.

1.1 Remarque p 98
1.2 Les mouvements pyrénéens p 98
1.3 La distension oligocène p 99
1.4 Les mouvements aquitaniens p 99
1.5 Les mouvements helvétiens p 101
1.6 Les mouvements du Miocène supérieur et du Pliocène inférieur p 103
1.7 Les déformations quaternaires p 105
1.8 Bilan local des phases reconnues p 109

2. LES LIMITES REMARQUABLES DU PANNEAU NORD-PROVENCAL

2.1 Panneau de couverture et style tectonique p 117
2.2 Les limites chevauchantes
A Le Lubéron p 117
B Le système de failles du Ventoux p 117
2.3 Les limites décrochantes
A La faille de Fontaine de Vaucluse p 134
B L'accident durancien p 134

3. SYNTHESE: L'EVOLUTION DU PANNEAU NORD-PROVENCAL

3.1 La tectogenèse pyrénéenne p 153
3.2 La tectogenèse oligo-aquitanienne p 153
3.3 La compression E-W du Langhien p 155
3.4 Les phases alpines N-S à NNE-SSW p 155

CHAPITRE IV : LA ZONE ALPINE EXTERNE DU S-E DE LA FRANCE.

1. LES SERRAGES SUB-MERIDIENS p 161

2. DISCUSSION DU MODELE DE VIALON 1976 p 163

3. EVOLUTION DE LA ZONE EXTERNE DU S-E p 165

4. LA DISTENSION OLIGO-AQUITANIENNE p 167

CONCLUSION p 173

BIBLIOGRAPHIE

INTRODUCTION

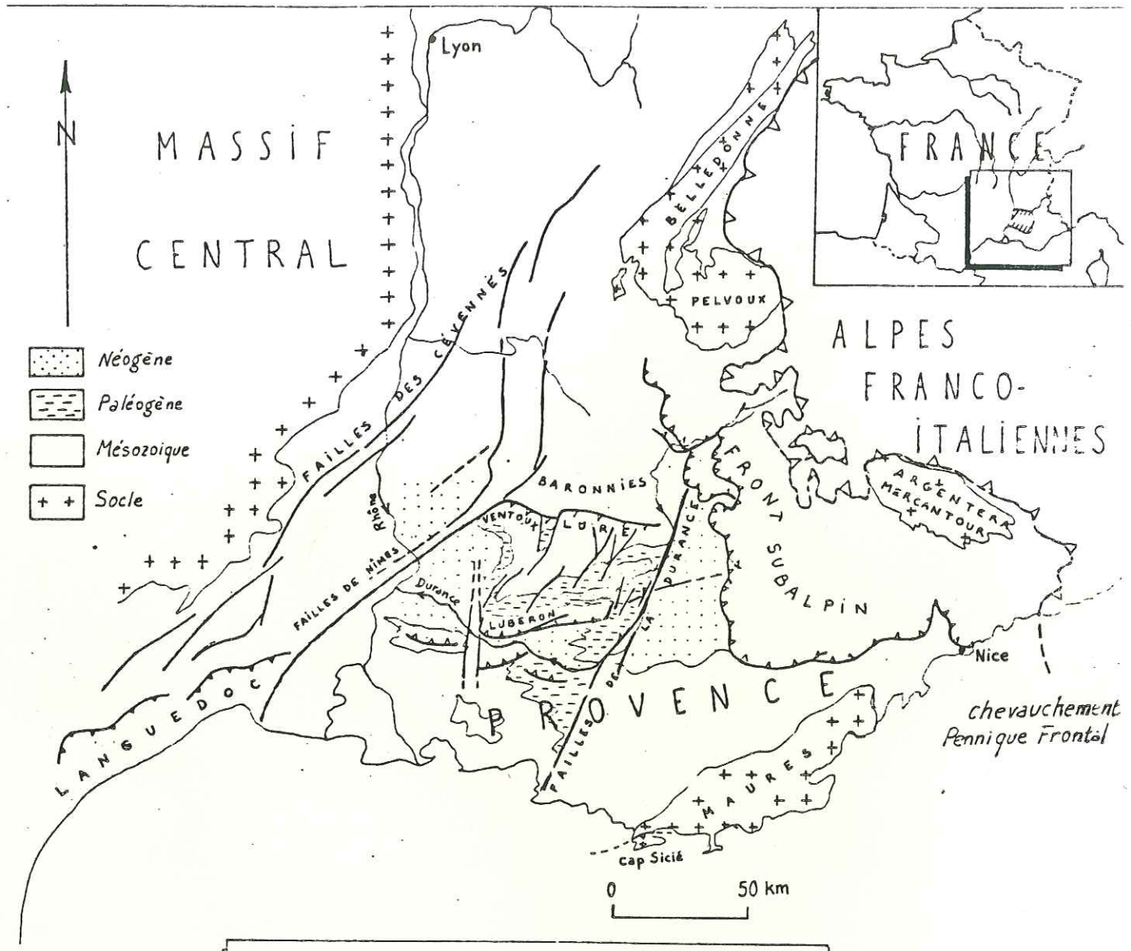


Fig 1 SITUATION DU SECTEUR ÉTUDIÉ

INTRODUCTION

1. SITUATION DE LA ZONE D'ETUDE.

La région étudiée appartient au domaine des chaines subalpines méridionales en marge de deux orogènes: elle est bordée au Sud par la zone des chevauchements provençaux, prolongement de la chaine pyrénéenne, de direction E-W, dont la zone axiale se situe sous le golfe du Lion et à la limite du Cap Sicié, et à l'Est, par le Front Subalpin de l'Arc occidental des Alpes. Elle est séparée du Massif Central par le faisceau de failles des Cévennes dirigé N 030 (fig 1).

Le secteur analysé a été soumis aux tectogenèses compressives pyrénéennes (au sens large:Crétacé et Eocène) et alpines (Néogène), ainsi qu'à la distension du Paléogène supèrieur.

D'une superficie d'environ 2500 km2, notre domaine d'étude s'étend en rive gauche du Rhône ; il est limité au Sud et à l'Est par la vallée de la Durance dont la partie moyenne de direction N030 se superpose à la trace d'un accident majeur (accident durancien).Au Nord, la barrière montagneuse orientée de la Montagne de Lure et du Mont Ventoux (1900m) sépare notre zone au relief assez doux, des Baronnies au relief plus tourmenté.

En ce qui concerne les ensembles sédimentaires mésozoiques, la région se situe aux confins de la zone Dauphinoise externe méridionale (fosse vocontienne) et de la plateforme carbonatée provençale.Les séries de couverture sont décollées par rapport à leur socle antetriasique (le découplage s'effectuant au niveau du Trias supérieur gypseux) représenté par les schistes cristallins et granites des massifs de Belledonne, du Pelvoux, de l'Argentera-Mercantour et des Maures.Les terrains paléogènes et néogènes, syntectoniques, obéisent à une paléogéographie plus complexe.

2. PRESENTATION ET BUTS DE L'ETUDE.

Cette région a depuis longtemps retenu l'intéret des géologues: F.Leenhardt (1880) et W.Killian (1888) ont étudié l'anticlinal faillé complexe constitué par la barrière Ventoux-Lure.Les études de J.Goguel (1946) et de J.Flandrin (1966) sur les Baronnies ont insisté sur l'entrecroisement de deux systèmes de plis quasi-orthogonaux.

M.Lemoine (1972) caractérise le style du plissement de cette

FACULTÉ des SCIENCES - PARIS
Géologie
Recherche
BIBLIOTHÈQUE

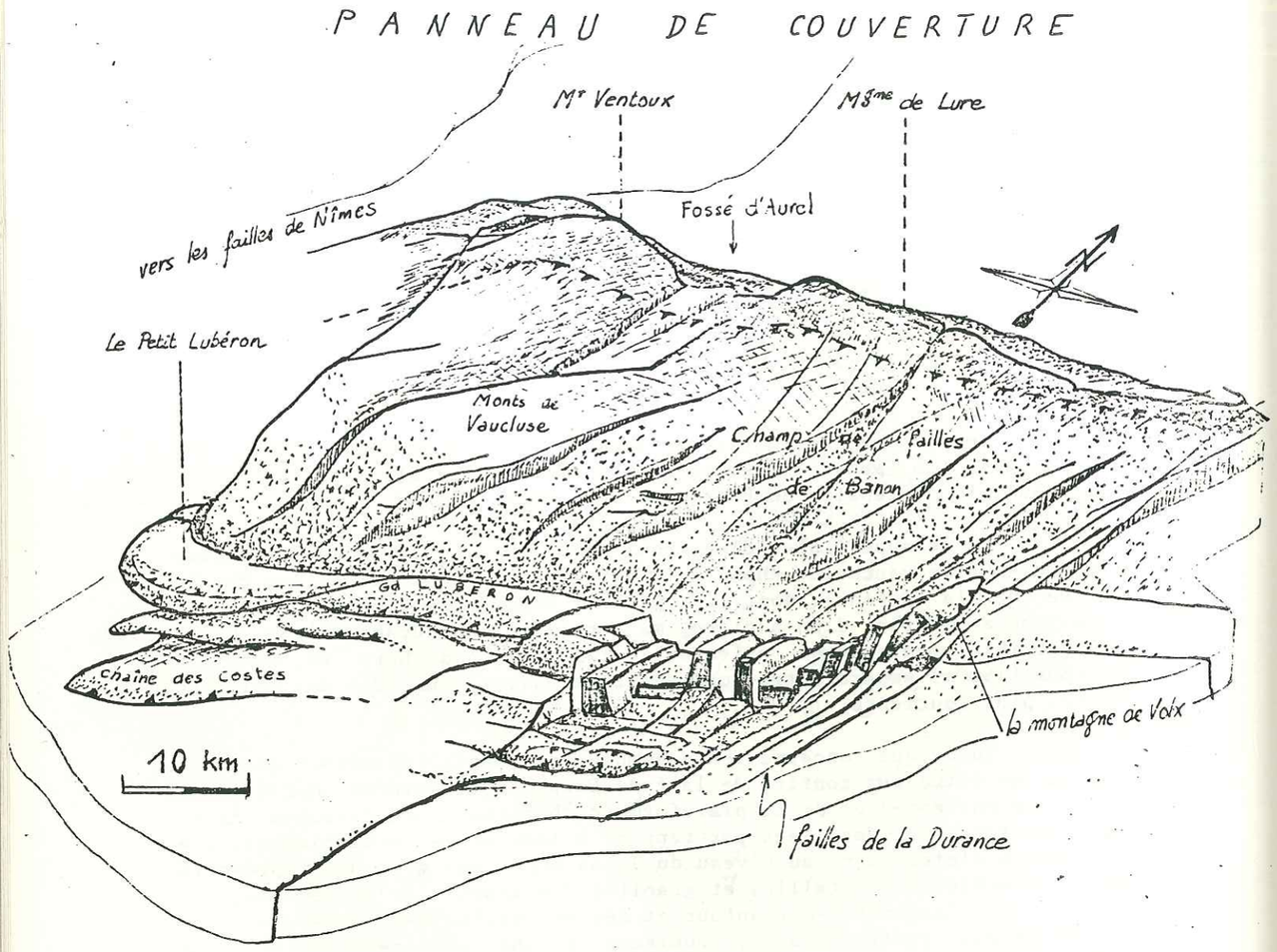


Fig 2: MORPHOLOGIE DU TOIT DU SUBSTRATUM CRÉTACÉ (ACTUEL)

zone en anticlinaux simples, étroits, souvent faillés (style éjectif) séparant de larges cuvettes synclinales; pour cet auteur, les chevauchements associés aux plis correspondent à la reprise de structures pyrénéennes (plis E-W résultant d'une compresion N-S) et à la création de nouvelles structures de direction alpine engendrées par une compression majeure E-W .La zone d'interférence entre ces deux directions de plissement -provençaux et alpins- se situe principalement dans le Diois et les Baronnies.

Toutefois ces mouvements E-W ont épargnés le secteur étudié;ainsi le chevauchement Ventoux-Lure et le chainon du Lubéron, dirigés E-W, ont été réactivés (Flandrin, 1966),(Clauzon, 1974) lors de l'orogenèse alpine par une compression subméridienne attestée par les plissements et les failles affectant les bassins oligo-miocènes.Ainsi dans les dix dernières années, s'est développée l'idée (Vialon, 1976) d'une phase tardive alpine N-S affectant les chaines subalpines méridionales.

Notre étude a pour but de caractériser les déformations post-pyrénéennes, afin, en particulier de déterminer l'âge et l'importance des compressions subméridiennes, ainsi que leurs rapports avec les raccourcissements E-W.Notre secteur se prête bien à l'analyse microtectonique cassante: limité par l'association d'accidents décrochants (accident durancien N 030, faille de Salon-Cavaillon N-S), il est relativement peu déformé et offre à l'affleurement des séries néogènes montant jusque dans le Miocène supérieur.En somme, il se comporte comme un ensemble relativement rigide et homogène (panneau de couverture), bordé par des limites à l'évolution plus complexe, limites héritées en partie de l'évolution mésozoique (fig 2).

Cette étude comporte quatre volets:

- une première partie présente les structures régionales ainsi que la description des unités lithologiques puis une analyse de la fracturation à grande échelle.

-dans un deuxième temps seront exposés, après un bref rappel des méthodes utilisées, les données et les résultats de l'analyse microtectonique cassante .

-une troisième partie discutera de l'âge et de la valeur régionale des phases de déformation aidant ainsi à la compréhension des structures à géométrie complexe bordant le panneau.

-enfin un quatrième chapitre cherchera à replacer la zone alpine externe du S-E de la France dans le contexte géodynamique de la chaine des Alpes occidentales.

I PRESENTATION

PANNEAU NORD-PROVENCAL

SCHEMA STRUCTURAL
DE LA TECTONIQUE RECENTE
DU NEOGENE A L'ACTUEL

d'après Ph.Combes 1983, modifié par M. VILLEGER 1984

1/250 000

chevauchement

faille inverse (*pyrénéens*)

décrochement

faille

anticlinal

synclinal

1 site microtectonique

P Pliocène

m Miocène

g Oligocène

anteOligocène

forage

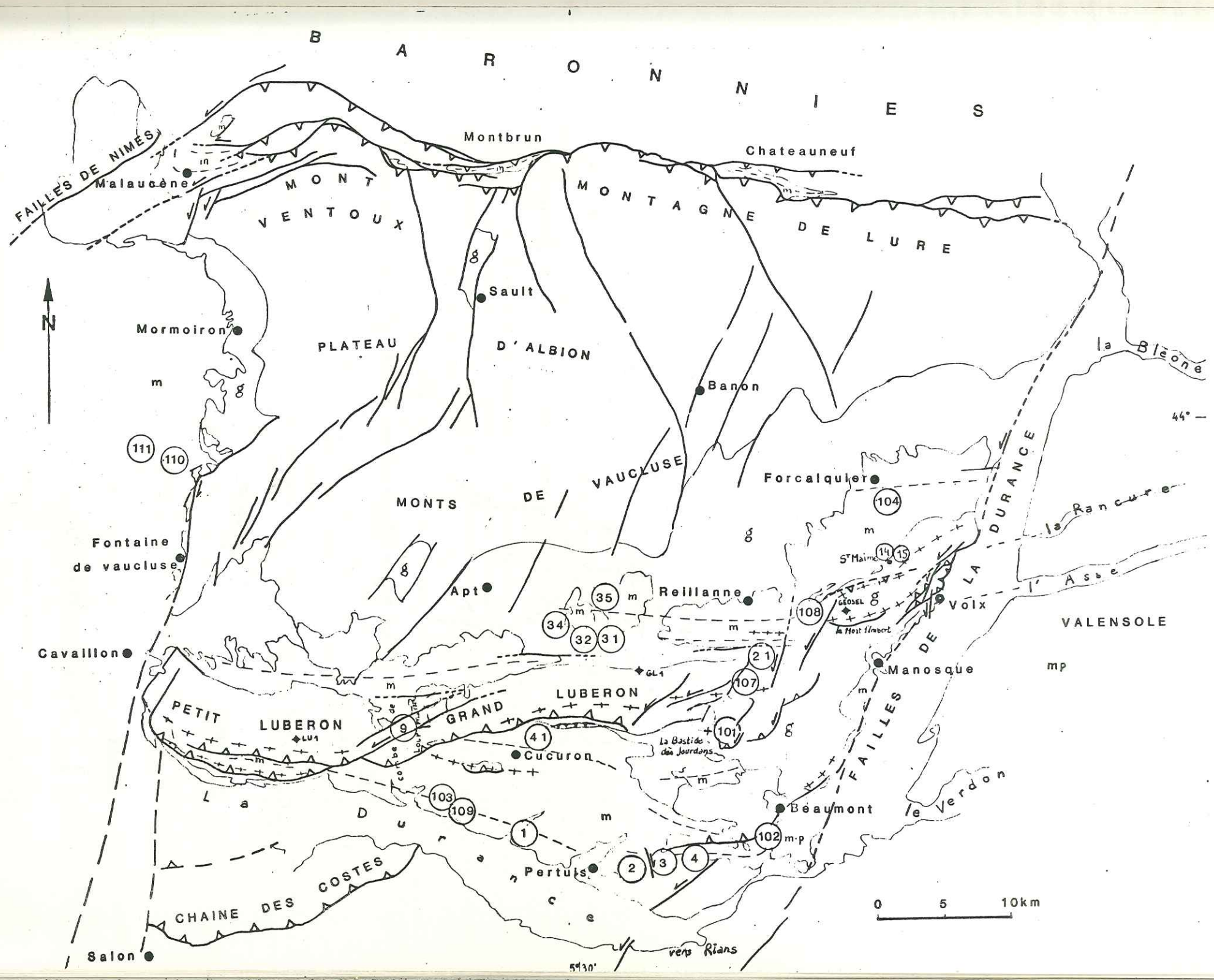
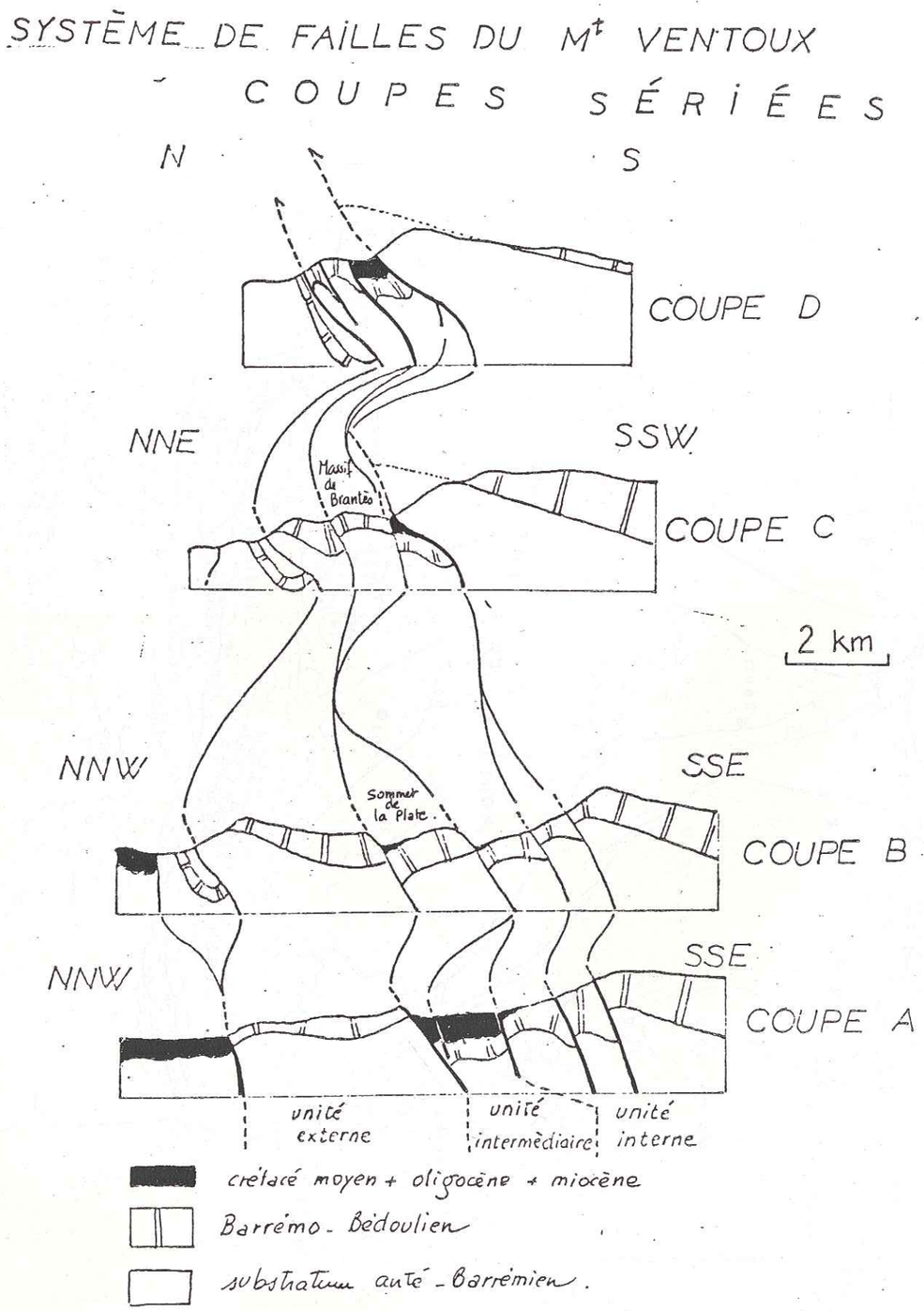

BARONNIES
FAILLES DE NIMES
Malaucène
MONT VENTOUX
Montbrun
Chateauneuf
MONTAGNE DE LURE
Sault
PLATEAU D'ALBION
Mormoiron
Banon
la Bléone
44°
MONTS DE VAUCLUSE
Forcalquier
la Rancure
Fontaine de vaucluse
Apt
Reillanne
St Maime
Volx
l'Asse
VALENSOLE
Cavaillon
Manosque
PETIT LUBERON
GRAND LUBERON
Cucuron
La Bastide des Jourdans
FAILLES DE LA DURANCE
Beaumont
le Verdon
La Durance
Pertuis
CHAINE DES COSTES
Salon
vers Rians
5°30'
0 5 10km
N

Fig 3



1.LES GRANDES STRUCTURES DU PANNEAU DE COUVERTURE NORD-PROVENCAL.

Les structures régionales du panneau de couverture nord-provençal possèdent une direction générale E-W et correspondent à une succession de synclinaux et d'anticlinaux qu'une direction de raccourcissement subméridienne parait expliquer (fig. Carte).Nous allons détailler les structures actuellement cartographiables en partant du Nord vers le Sud.

1.1. L'axe Mont Ventoux-Montagne de Lure.

La moitié Nord du panneau est constitué à l'affleurement par la grande dalle de calcaires barrémiens et bédouliens formant les crêtes du Mont Ventoux et de la Montagne de Lure.

La transition entre le domaine plissé de façon complexe des Baronnies au Nord et le secteur étudié s'effectue par l'intermédiaire d'un système de failles, passant au pied de l'escarpement nord du Ventoux, au pied duquel sont coincés trois synclinaux de terrains tertiaires (Beaumont-du-Ventoux, Montbrun, Chateauneuf).Ce dispositif en faille inverse à fort pendage (> 45°) amène le massif Ventoux-Lure en position anormale sur les Baronnies.(fig3).

Cette dalle calcaire, très fracturée et karstifiée, est entaillée perpendiculairement à cet axe par le fossé d'Aurel (Sault-de-Vaucluse)et le champ de fracture de Banon; ces structures transverses permetent au Cénomanien argilo-gréseux d'être localement conservé.

Bien que présentant des ondulations à grand rayon de courbure (Bassin de Carpentras, bombement des Monts de Vaucluse) , la dalle possède un pendage d'ensemble doux vers le Sud où elle forme le vaste monoclinal des Monts de Vaucluse sur lesquels s'appuient les premières assises cénomaniennes des bassins d'Apt et de Forcalquier.

1.2. Les synclinaux de Cavaillon, d'Apt et de Forcalquier.

Essentiellement formés par la série oligocène et coiffés par les sables helvètiens et la molase burdigalienne, ils sont dissymétriques: leur flanc nord possède un pendage faible (30° max) tandis que le flanc sud est redressé en bordure du chainon crétacé du Lubéron (60° à 90°), les synclinaux orientaux étant plus fortement déformés.Ces derniers présentent une disposition en échellon (Arthaud,1969), séparés par des systèmes de failles synsédimentaires N-S à N 030 (seuil d'Apt, failles de Montfuron(Gigot, 1977)).

1.3. Le chainon du Lubéron, l'anticlinorium de Manosque et la structure de Volx.

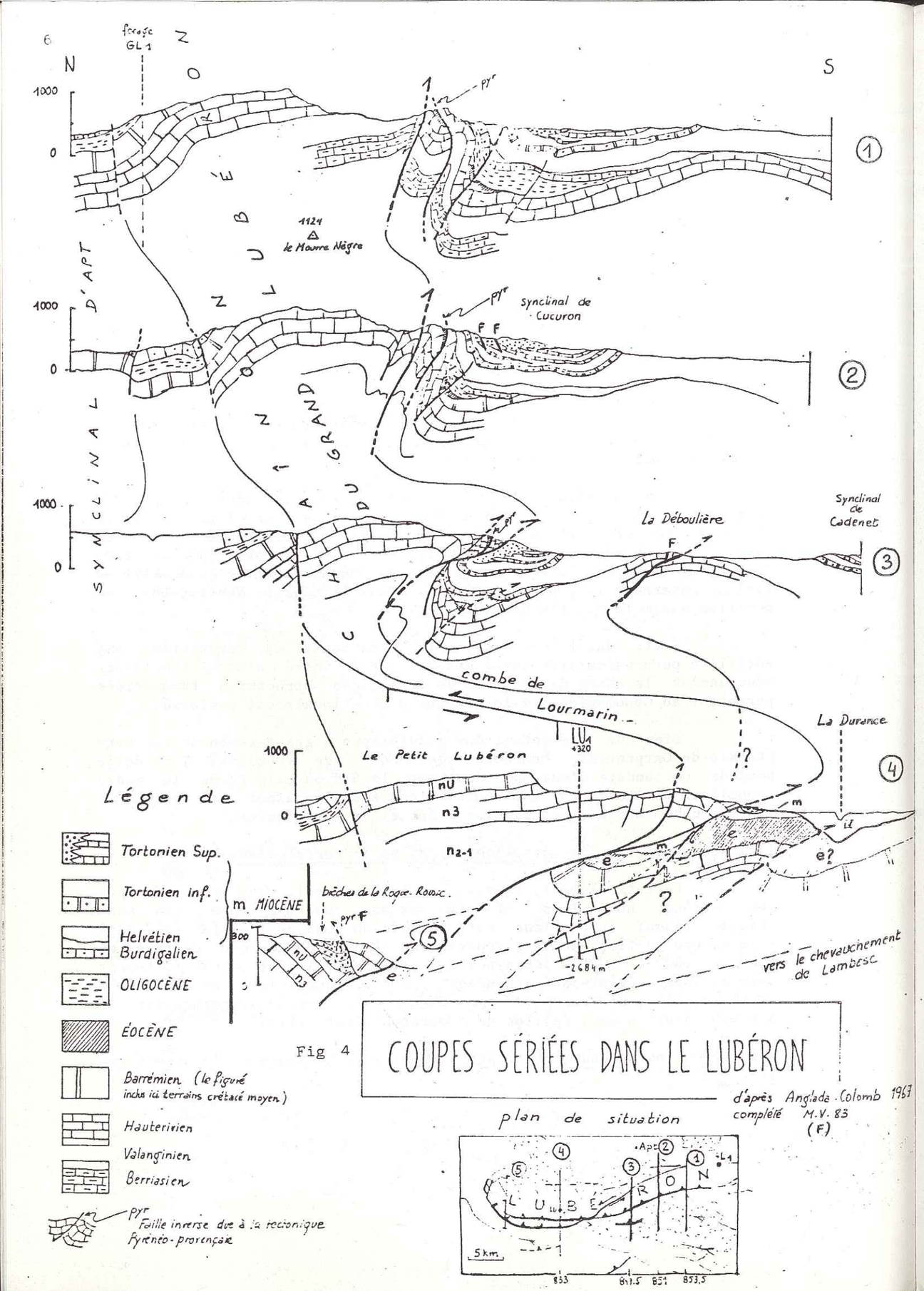


Fig 4 COUPES SÉRIÉES DANS LE LUBÉRON

Le quart sud de la région étudiée est séparé des structures précédentes par ce relief continu long de 60 km, de Cavaillon à Volx;la direction du Lubéron E-W devient NE-SW vers sa terminaison orientale (montagne de Volx).

1.3.1. Le chainon du Lubéron. (Fig 4).

Les terrains calcaires et marno-calcaires du Crétacé inférieur qui le constituent sont la réapparition méridionale des Monts de Vaucluse.Cet anticlinal, modérément plissé est bordé au Sud par un accident inverse, chevauchant dans sa partie occidentale, et au Nord par un accident vertical, parallèle au flanc sud du synclinal d'Apt, moins visible sur le terrain mais clairement identifié par la gravimétrie (Barbreau et al, 1976). On distinguera d'Ouest en Est:

-le Petit Lubéron, anticlinal à coeur de Valanginien marneux, flancs de Bédoulien à faciès Urgonien: il chevauche vers le Sud des terrains éocènes et miocènes (sondage LU 1, coupe 4).

-la zone de fracture de la Combe de Lourmarin constitue une dépression topographique au sein du Massif; elle est encadrée au Nord et au Sud par deux failles se raccordant au contact chevauchant bordier Sud du Petit Lubéron.

-le Grand Lubéron constitue le tronçon majeur; c'est un anticlinal légèrement déversé vers le Sud, à coeur de Berriasien et flancs d'Hauterivien.C'est d'ailleurs la crête du flanc nord qui culmine à 1125 m (le Mourre Nègre, coupes 3,2,1). L'accident bordier sud se verticalise vers l'Est pour s'amortir dans le coeur de l'anticlinal (sondage GL1).Ces grands accidents inverses à pendage Nord , plus récents, tranchent d'autres failles inverses à pendage Sud coinçant des lambeaux d'Eocène lacustre (Lutétien) ou des brèches monogéniques (brèches de la Roque Rousse, Priabonien?) soulignant le caractère polyphasé de l'édification du chainon.

-une zone de failles N 060 sépare ce tronçon de l'anticlinal de Vitrolles dont le flanc sud est considéré par Anglada et Colomb (1967) comme s'identifiant au flanc nord du synclinal de Cucuron. L'évolution des pendages à l'Est de cette structure quoique faillée, montre nettement la présence de la terminaison périanticlinale du chainon;vers l'Est, l'épaississement de la série oligocène du bassin de Manosque nécessite un effondrement important du substratum crétacé avant le plissement définitif.
Remarque: un petit anticlinal post-oligocène sépare le Lubéron oriental du massif de Beaumont; il est situé à la Bastide-dès-Jourdans et probablement hérité d'une structuration antérieure (pyrénéènne).

1.3.2. L'anticlinorium de Manosque et la structure de Volx.

Au NE de la terminaison périanticlinale du Lubéron, l'anticlinorium de Manosque présente une structure coffrée sur ses flancs et possède la morphologie d'un intumescence dont le coeur est constitué par la masse salifère mise en évidence par les études nombreuses de ce site (Destombes, 1962; Gubler et al, 1975; Geostock, 1976). Ces derniers auteurs ont montré que l'anticlinorium était situé à

l'aplomb du domaine le plus subsident à l'Oligocène (+ de 3000 m de série).

Deux directions de fracturation majeures ont été reconnues:

-la direction N 030 parallèle à la moyenne Durance (faille de Bourne-Marcaud, Destombes(1962))

-la direction N 080, reconnue en sondage mais plus discrète en surface, correspondant à l'alignement d'axes anticlinaux (flanc Nord et de la Mort d'Imbert).

La structure de Volx est une boutonnière de Crétacé inférieur sur le flanc sud de l'anticlinorium de Manosque.Elle chevauche vers le SE les séries helvétiennes et tortoniennes de la rive droite de la Durance.Elle possède une valeur de pointement anticlinale que les auteurs (Gignoux et Moret, 1930; Gigot, 1975,1977; Chorowicz, 1977) ont voulu intégrer à l'anticlinal du Lubéron; en réalité, nous verrons qu'il s'agit là d'une structure indépendante ne présentant pas de dispositif anticlinal (Villéger, 1983).

1.4. Le synclinorium de Pertuis.

Le bassin de Pertuis est essentiellement constitué par les sables helvétiens et la série tortonienne.Il est limité au Nord par l'accident bordier sud chevauchant du Lubéron, à l'Est par les massifs de Beaumont et Rians (où apparait le Jurassique à la faveur d'anticlinaux pyrénéens érodés à série mésozoique réduite (Baudrimont et Dubois, 1977)); une digitation du bassin vers le plateau de Valensole sépare ces deux massifs.La limite sud se situe actuellement à l'aplomb du cours de la basse Durance.

Le synclinorium offre les subdivisions suivantes:

-le synclinal de Vaugines-Cucuron, de direction N 100, coffré à coeur de Tortonien supérieur (Aguilar et Clauzon,1982); il est partiellement chevauché par le Lubéron.

-l'anticlinal de la Déboulière, formé de Néocomien, chevauche les sables helvétiens reposant directement sur le Crétacé inférieur.

-le synclinal de Cadenet-Villelaure, en bordure de la Durance, aligné N 100 et constitué par la série tortonienne.

-la digitation du bassin entre les massifs de Beaumont et Rians, constituée d'Helvétien lacustre et des premiers conglomérats de Valensole d'âge Tortonien (Aguilar et Clauzon ,1979,1981), est plissée suivant l'axe EW de la gouttière, et les calcaires s'alignent suivant la direction N 030 en bordure de la Durance (Pont de Mirabeau).

1.5. La limite durancienne N 030.

Actuellement la limite durancienne allongée N 030 le long de la moyenne Durance sépare le bassin oligocène de Manosque-Forcalquier, plissé et faillé,à l'Ouest du bassin nèogène-quaternaire de Valensole à l'Est qui constitue un plateau d'altitude moyenne (500 m), entaillé par les vallées du Verdon, de l'Asse, de la Rancure et de la Bléone.

Sur le terrain , la présence de nombreuses failles dirigées N 030 et N 010 et la structure de Volx constituent les seules preuves tectoniques observables de l'existence d'un seuil remarquable.

1.6. La faille de Salon-Cavaillon.

Cette zone de fracture a été clairement mise en évidence par les données gravimétriques (Barbreau, 1976) et la séismicité récente (Combes, 1984).Dirigée NS, elle sépare le Petit Lubéron du chainon des Alpilles situé à l'Ouest de Cavaillon; toutefois sur le terrain n'apparaissent que des failles de moindre importance(faille de Fontaine de Vaucluse par exemple), séparant la dalle calcaire des Monts de Vaucluse de la vallée du Rhône.

En conclusion, le panneau se présente comme la succession de structures plissées E-W polyphasées mais simples tandis que les bordures sont le siège de la réactivation d'accidents à l'histoire ancienne, jalonnés par des structures complexes.

BIUS JUSSIEU THÈSES PARIS

Sciences de la Terre BUPMC CADIST

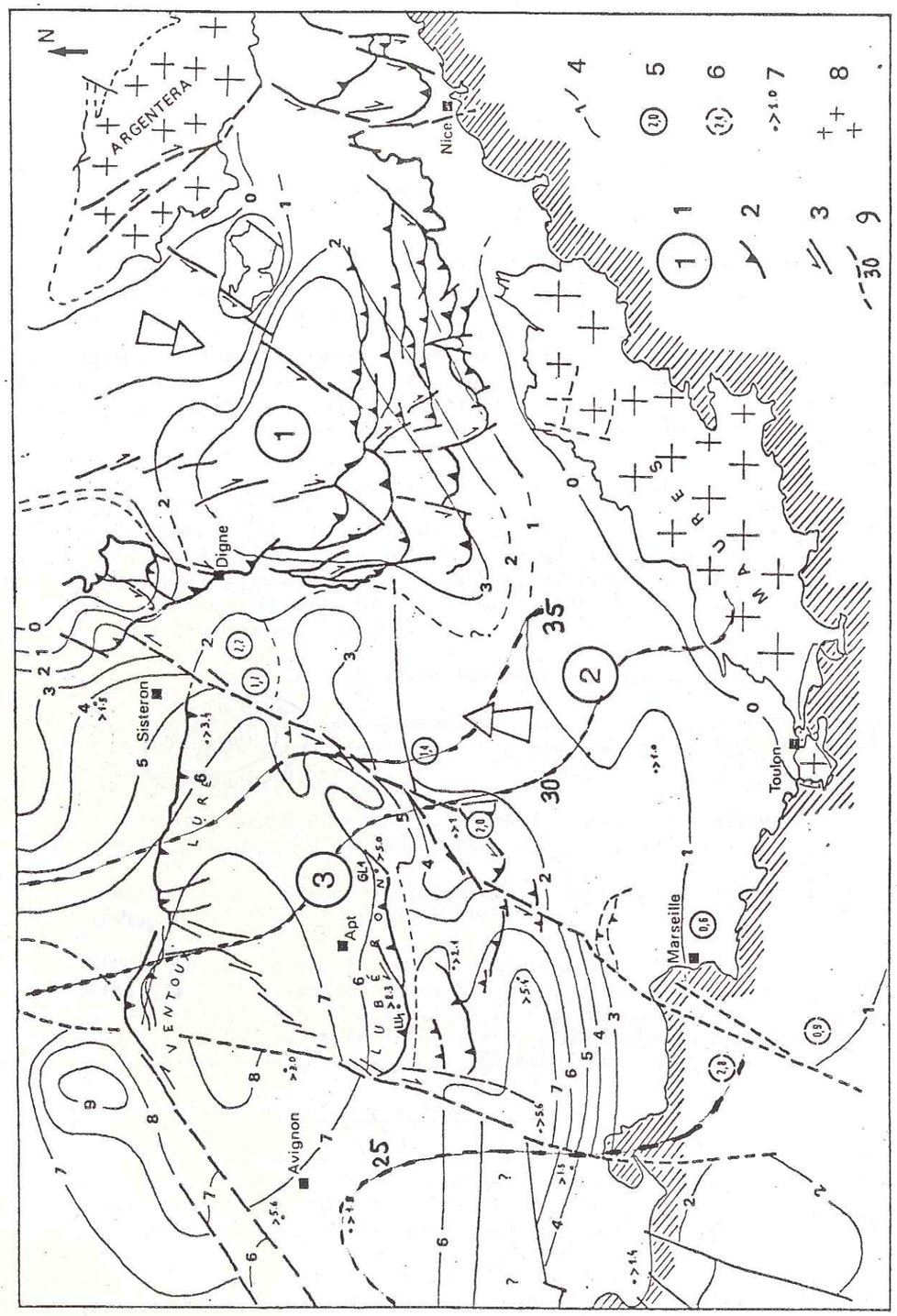


FIGURE 5 : Schéma structural du Sud-Est de la France et carte des isohypses (ARTHAUD et al,1980,MENARD,1980) du toit des terrains anté-triasiques. 1-Domaine tectonique. 2-Chevauchement. 3-Décrochement. 4-Courbe isobathe (en km). 5-Profondeur en km du socle en forage. 6-Profondeur estimée d'après les données géophysiques. 7-Forage profond n'ayant pas atteint le socle à la côte indiquée. 8-Socle paléozoïque. 9. Profondeur du Moho (Ménard, 1980)

in Ph. Combes (1984)

2. LES UNITES LITHOLOGIQUES.

2.1. Le socle.

Constitué par les terrains antetriasiques intensément déformés et indurés par l'orogenèse varisque (- 320,-260 MA), le socle affleure actuellement en bordure du bassin mésozoique : massifs cristallins externes méridionaux (Pelvoux, Argentera), massif des Maures au Nord de la zone axiale pyrénéenne et enfin le Massif Central.

Une carte des isobathes du Moho montre que la croute est amincie à l'aplomb du bassin subalpin.

Les accidents post-hercyniens affectant le socle sont soulignés par des gradients très rapides des isobathes du toit du socle (fig 5) suivant des directions caractèristiques des failles tardi-hercyniennes, N 030 (direction cévenole) et N 145 (axe Pelvoux-Argentera), directions d'accidents connues à l'affleurement dans le Massif Central.

Les variations principales de la profondeur du socle se situent à l'aplomb des grandes structures évoquées précédemment: le gradient le plus élevé marque le seuil durancien N 030 soulignant l'importance structurale de cette bordure.
Ces failles controleront la paléogéographie du Mésozoique.

2.2. La couverture mésozoique.

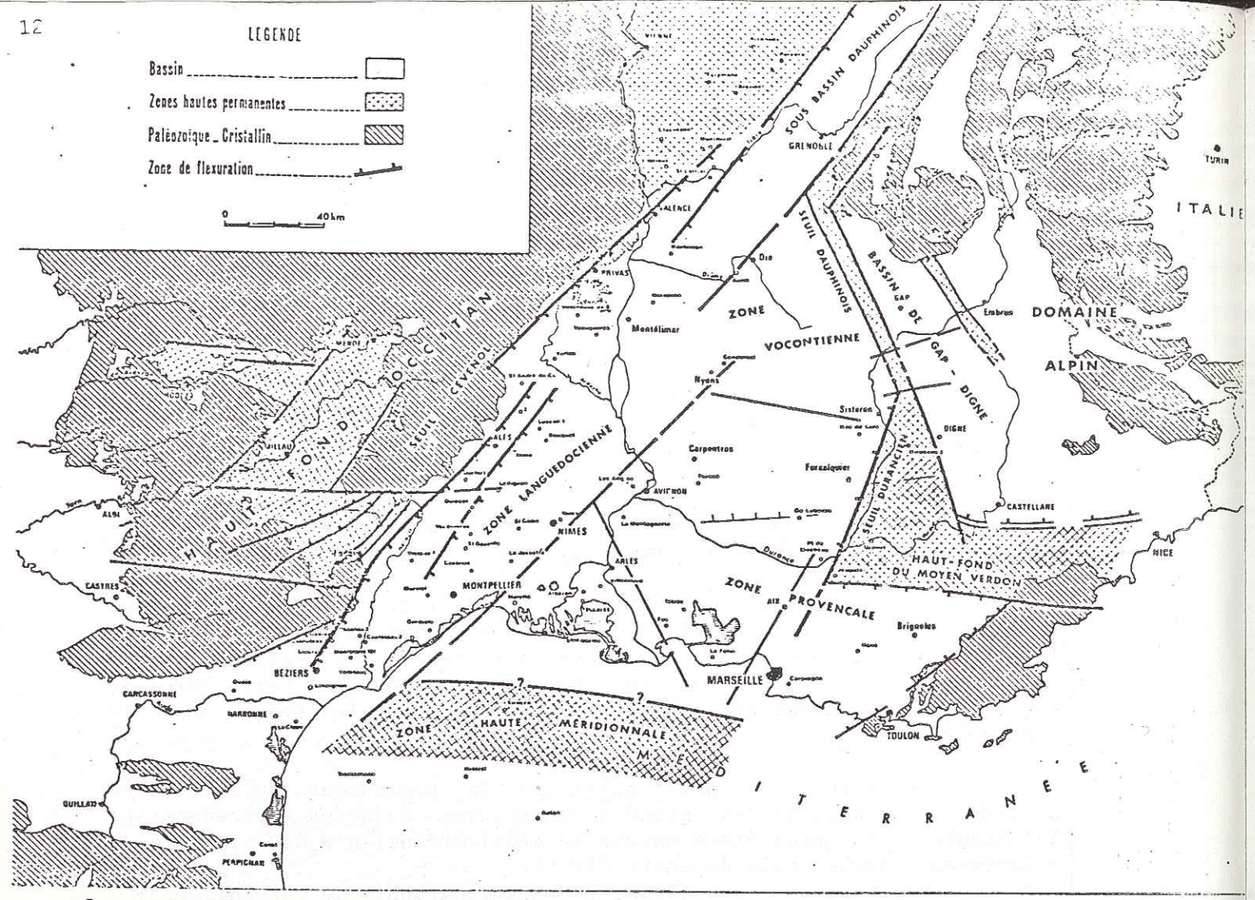
2.2.1. Généralités.

La région étudiée fait partie, pendant le Mésozoique, du bassin mésogéen du SE de la France, zone mobile en domaine périalpin controlée par des accidents de socle (Baudrimont et Dubois, 1977). Le jeu de ces derniers a influencé la sédimentation induisant des variations de faciès ainsi que d'importantes variations d'épaisseur (gradient de subsidence).Ces différences caractèristiques -certaines constantes tout au long du Mésozoique, d'autres typiques d'une période- ont permis de définir des provinces (fig 6):

-zone vocontienne (jusqu'à 8000 m de dépôts),
-zone languedocienne,
-zone provençale (6000 m),
-zone du Moyen Verdon (série réduite - de 3000 m),

séparées entres elles par des limites remarquables:

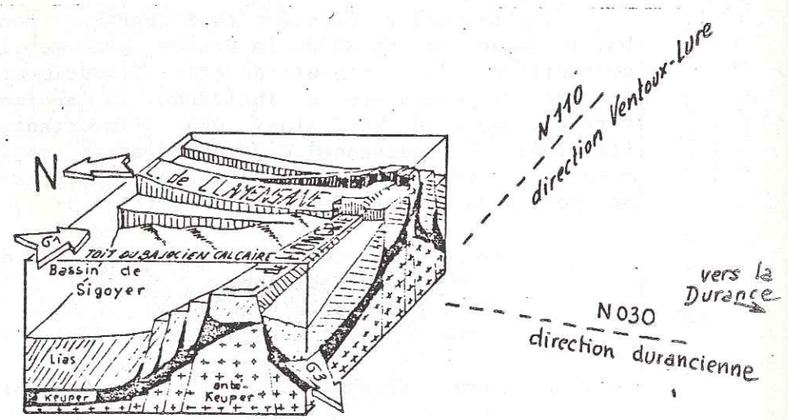
-le Seuil Durancien, entre la zone Nord-provençale à l'Ouest et la zone du Moyen Verdon à l'Est.
-le seuil Ventoux-Lure entre la zone provençale et la zone



Cadre structural sédimentaire du bassin mésozoique du Sud-Est

Fig 6) in A.F Baudrimont-P. Dubois. 1977.

Fig 8



Tectonogramme schématique montrant la disposition des accidents synsédimentaires au Dogger.

in Arnaud, Gidon, Pairis (1978)

vocontienne.

-l'axe de Nimes, entre la zone languedocienne et la zone provençale.

-une sous-limite E-W individualisant une zone Nord-provençale et une zone Sud-provençale à série réduite, a été mise en évidence : la gravimétrie et le magnétisme traduisent la présence d'un accident profond à l'aplomb de la chaine des Alpilles, du Lubéron et de la vallée de l'Asse (plateau de Valensole), accident dont la trace observable sur les images satellites a été baptisée " linéament ligure "(Carrère, 1981;Dubois et Curnelle, 1978).

Les différentes zones ainsi définies sont caractèrisées par des dépots variés (Baudrimont et Dubois, 1977):

-les séquences de bordure (calcaires récifaux ou oolithiques et laminites calcaires de chenaux) correspondent à l'établissement d'une plateforme interne (milieux littoraux ou marin restreint):c'est le cas de la zone Sud-provençale et de la zone du Moyen Verdon à séries réduites.

-les séquences de plateforme externe (dépots alternés argilo-carbonatés à faune pélagique et benthique) correspondent à un milieu marin moins profond mais subsident comme la zone Nord-provençale.

-les séquences de dépots fins à faune pélagique, perturbées par des turbidites granoclassées et des glissements synsédimentaires (slumpings) sont caractéristiques de bassins profonds subsidents comme la zone vocontienne.

Le schéma de la série stratigraphique traduit par la rythmicité des dépots, les pulsations du bassin au cours du Mésozoique.(fig 7).

2.2.2. L'histoire mésozoique: la mobilité des seuils.

Du Trias au Crétacé, soit pendant 120 MA, se dépose une série marine continue argilo-carbonatée.

Au Lias, l'ensemble du secteur est immergé et notre région se situe à la transition entre des faciès "Nord varois" (série réduite calcaire) et les faciès "Dauphinois" à sédimentation terrigène et intercalalations carbonatées, puissante série subsidente.La carte isopaques-faciès (fig) montre que la limite durancienne fonctionne à cette époque et contribue à l'affaissement de notre panneau.

Le Dogger montre un approfondissement général exprimé par une sédimentation rythmique marnes-marnocalcaires à intercalations de calcaires zoogènes.Arnaud, Gidon et Pairis (1978) ont pu étudier des accidents synsédimentaires déjà signalés par Artru,(1966)(mégabrèches de failles, olistolithes).Ceux-ci controlent la sédimentation à partir de rides définissant des petits bassins décakilométriques (fig 8).Les directions des rides N 030 et N 110 sont en relation avec le rhegmatisme tardi-hercynien; le linéament de Clamensane N 030 est le prolongement vers le Nord de la limite durancienne.Le linéament de Hongrie possède une direction voisine de celle du seuil Ventoux-Lure; toutefois ce dernier ne semble pas avoir fonctionné à cette période.

SCHÉMA DE LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE

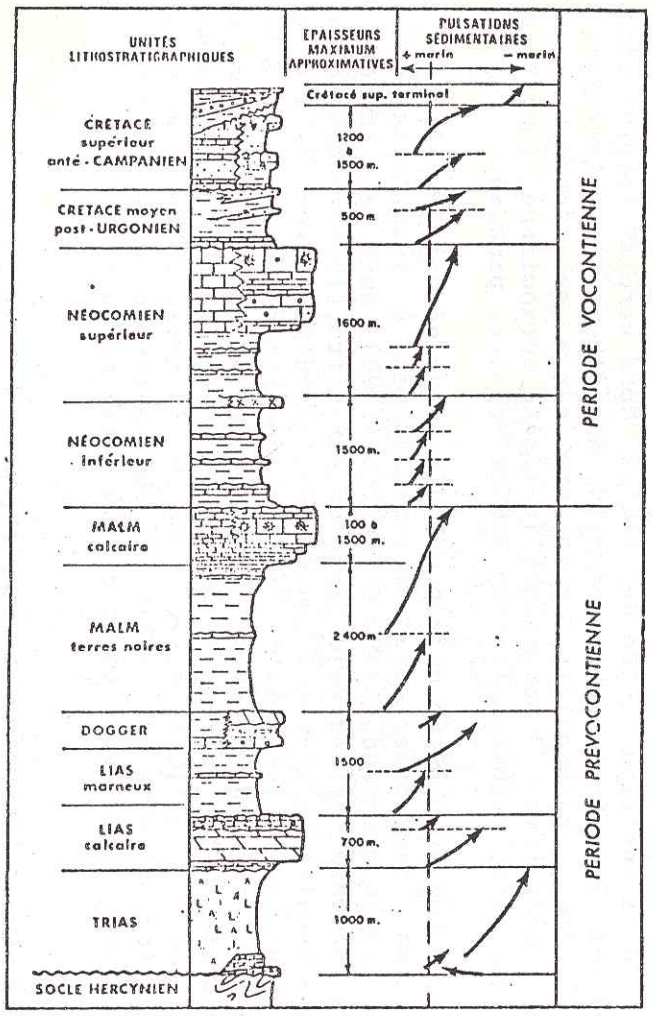
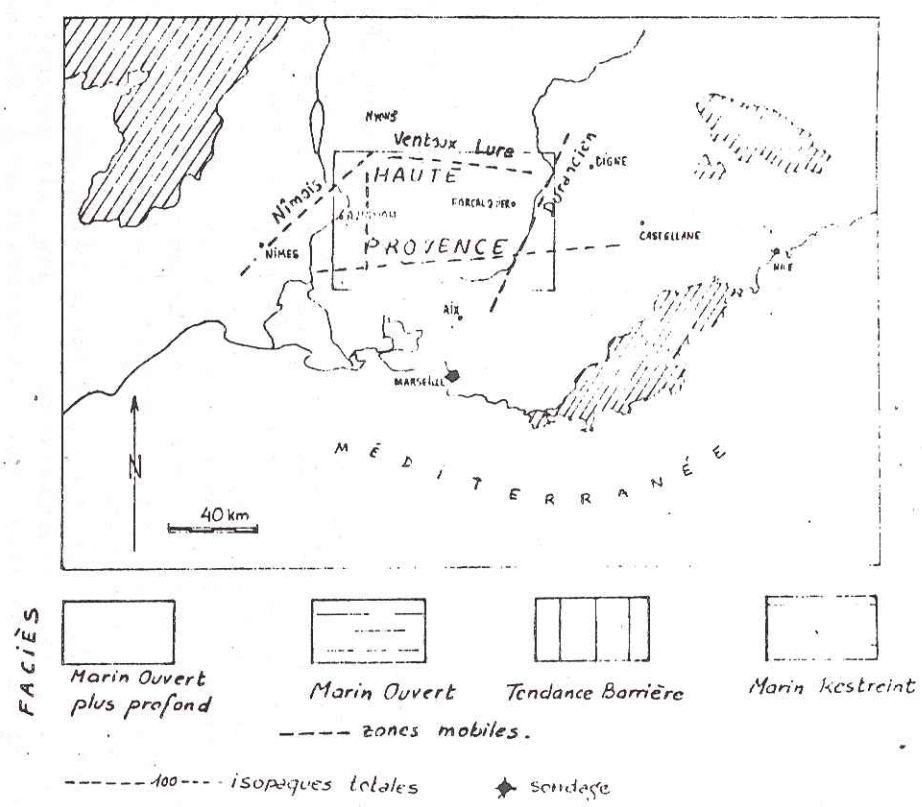


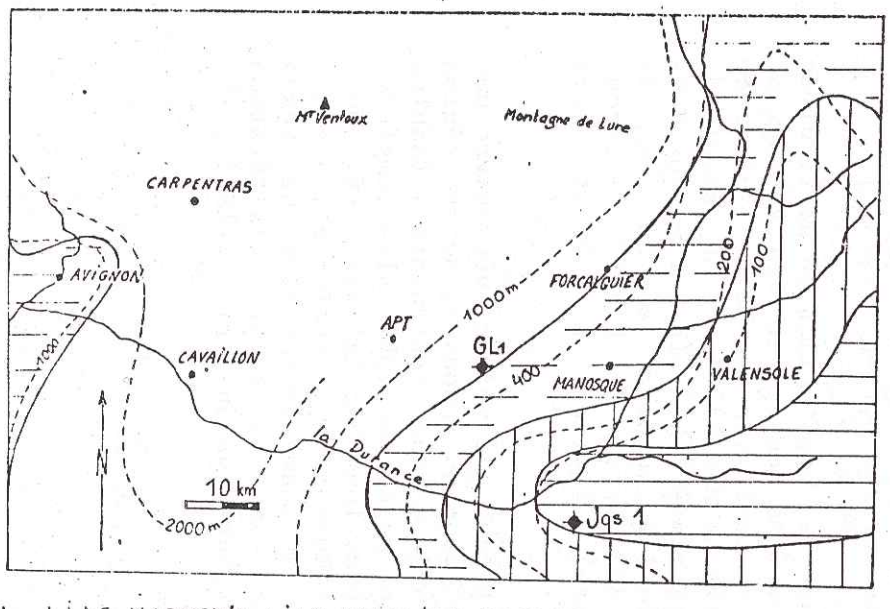
Fig 7 in A.F Baudrimont - P. Dubois . 1977.

LA HAUTE-PROVENCE DANS LE BASSIN DU S-E DE LA FRANCE.

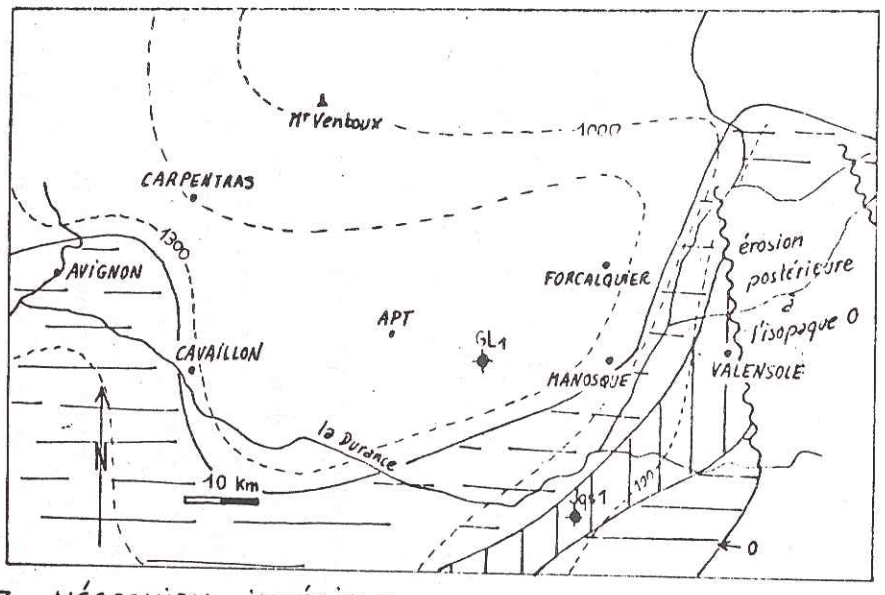


CARTES SCHÉMATIQUES DE LA RÉPARTITION DES FACIÈS AU COURS DU MÉSOZOÏQUE EN HAUTE-PROVENCE

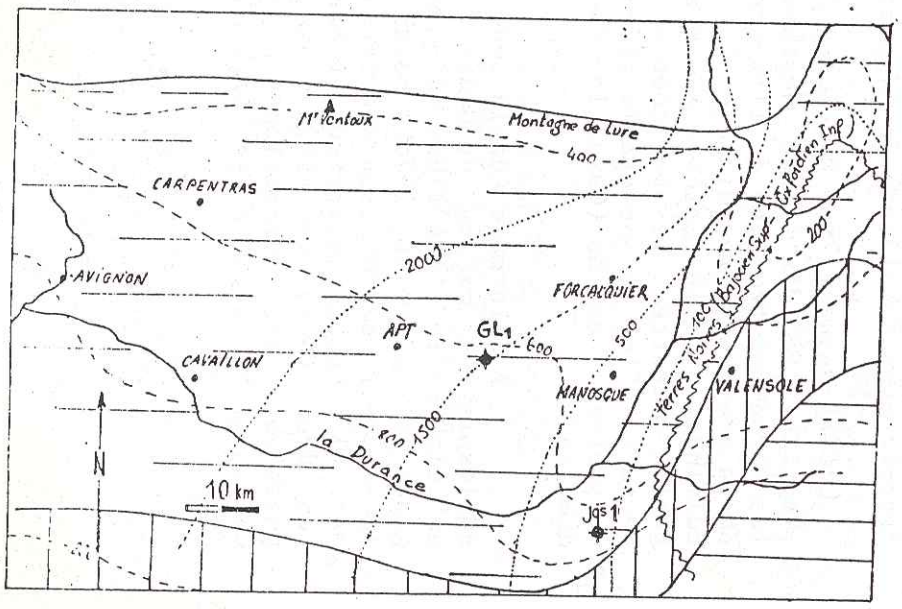
d'après A.F Baudrimont P. Dubois . 1977.



1. LIAS MARNEUX-LIAS CALCAIRE-DOGGER Fig 9



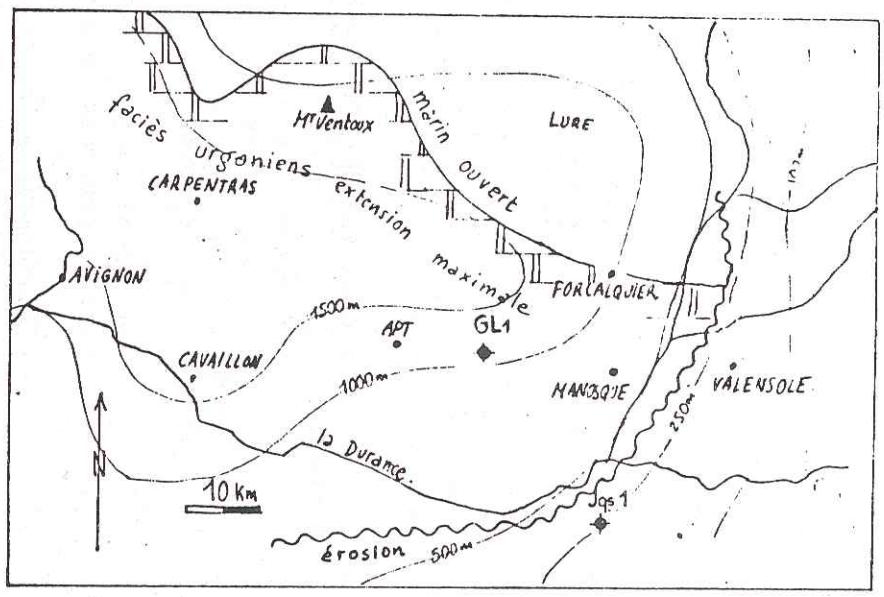
3. NÉOCOMIEN INFÉRIEUR Fig 11



2. JURASSIQUE SUPÉRIEUR et (limite d'extension "terres noires" Baj. sup/ox. inf)

---- isopaques jur. sup. ..... isopaques terres noires.

Fig 10



4. NÉOCOMIEN SUPÉRIEUR Fig 12

La carte en isopaque-faciès (fig 9)montre une subsidence plus accentuée du domaine Nord-provençal à l'Ouest de l'axe durancien; une ride Avignon-Carpentras, en relation avec la faille de Nimes, sépare notre domaine de la province languedocienne.La puissante série marneuse du Bajocien supérieur à l'Oxfordien inférieur (faciès terres noires) se développe tandis que demeure le seuil durancien.

C'est à l'Oxfordien supérieur (fig 10) que s'individualisera franchement le panneau de couverture étudié, c'est à dire cette unité sédimentaire stable bordée par des zones étroites mobiles.Le développement d'une plateforme coralligène méridionale limite l'extension des faciès marneux oxfordiens et calcaires tithoniques du Portlandien qui se déposent dans la fosse vocontienne alors individualisée.

La mobilisation du seuil Ventoux-Lure est responsable de cette évolution:

-création d'une fosse fortement subsidente, dont la mobilité se traduit par des slumps et des turbidites (Ferry et Flandrin, 1979; Beaudoin, 1980) ou par des faciès pseudobrèchiques (Tithonique vocontien).

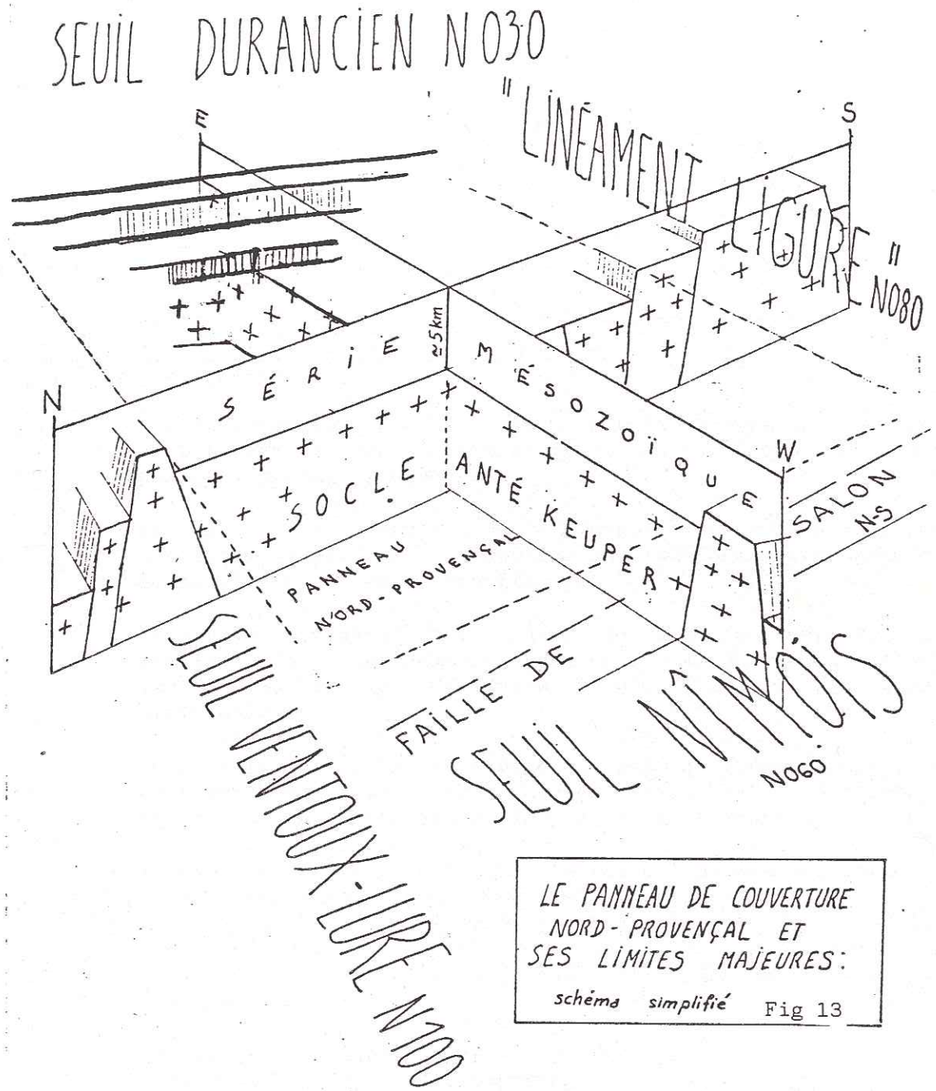
-individualisation d'une plateforme externe subsidente sur laquelle pourront se développer des constructions récifales.

-la morphologie de ce seuil est , nous le verrons, comparable à ceux décrits par Arnaud et al, 1978 à propos du Dogger.

A l'aplomb de la trace du "linéament ligure", dans la chaine des Alpilles, a été reconnue une paléofaille normale N 080 dont le jeu synsédimentaire au Jurassique supérieur est attesté par la présence de brèches intraformationnelles et par l'épaisseur plus importante au Nord de la faille (Carrère, 1981).Le jeu de cet accident a contribué à favoriser la subsidence de la plateforme externe Nord-provençale.

(Fig 11) Pendant le Néocomien, les seuils sont actifs en particulier ,la transition des faciès barrèmo-bédouliens entre le Mont Ventoux et les Baronnies témoigne de l'importance du seuil Ventoux-Lure.L'influence de la plateforme méridionale s'accentuera au Barrèmien et au Bédoulien, culminant avec le faciès à rudistes (Urgonien)(fig 12).La carte isopaque-faciès montre la permanence de faciès bordiers au SE de la Durance.Enfin, on notera la présence de directions N 060 (Avignon-Carpentras) et NS (Cavaillon-Carpentras), limitant à l'Ouest notre domaine.

A l'inverse de la zone vocontienne qui voit se poursuivre une sédimentation marine du Crétacé moyen jusqu'au Sénonien, notre région est d'abord le siège d'une sédimentation de bordure continentale (sables glauconnieux (Triat, 1975)) possèdant une paléogéographie plus complexe: le secteur de Manosque-Forcalquier plus instable (glissements sous-marins) s'oppose au secteur stable d'Apt-Mormoiron, l'articulation entre ces deux zones se situant au niveau du champ de fracture de Banon possèdant une direction durancienne.Par la suite, l'altération continentale affecte les terrains antérieurs: selon Triat (1975), la



LE PANNEAU DE COUVERTURE NORD-PROVENÇAL ET SES LIMITES MAJEURES:
schéma simplifié Fig 13

région a été émergée dès le Cénomanien moyen (bauxites).A cette période la ride Ventoux-Lure est également émergée (Porthauld, 1978) .

A ce moment se place l'épisode de "l'isthme durancien" dont Gieu et al,(1971) ont montré qu'il s'agissait d'archipels soumis à l'érosion et à une intense karstification (bombement de St Gens, bombement Varois).

Ces accumulations sont recouvertes par des dépots fluviatiles, argilo-sableux mal datés (Crétacé supérieur ?).De toute façon, le Crétacé supérieur comporte d'importantes lacunes; dans le synclinal de Rians, des sédiments détritiques grossiers attribués au Fuvélien et Rognacien signeraient la fin d'un épisode tectonique fini-crétacé (Maestrichtien).Il s'agit là des derniers termes mésozoiques de notre région.

2.2.3. Conclusion.

De ce rapide survol de l'histoire mésozoique du domaine étudié ressort que les différentes paléogéographies sont commandées par des seuils séparant des bassins profonds, de plateformes externes plus ou moins subsidentes et internes peu subsidentes, voire émergées.

Ces seuils conditionneront aussi la sédimentation tertiaire, puis les discontinuités délimiteront latéralement les panneaux de la couverture tectonisée: (Fig 13.)

-l'axe durancien N 030, seuil permanent séparant une zone haute (Moyen Verdon) de notre région soumise à une subsidence constante durant le Mésozoique.

-le seuil Ventoux-Lure, seuil temporaire, sépare dès le Jurassique supérieur le domaine de plateforme externe Nord-provençale de la fosse vocontienne.

-la limite occidentale de notre domaine, le séparant de la zone languedocienne demeure constante bien que moins marquée (seuil des failles de Nimes N 060, failles de Salon-Cavaillon).

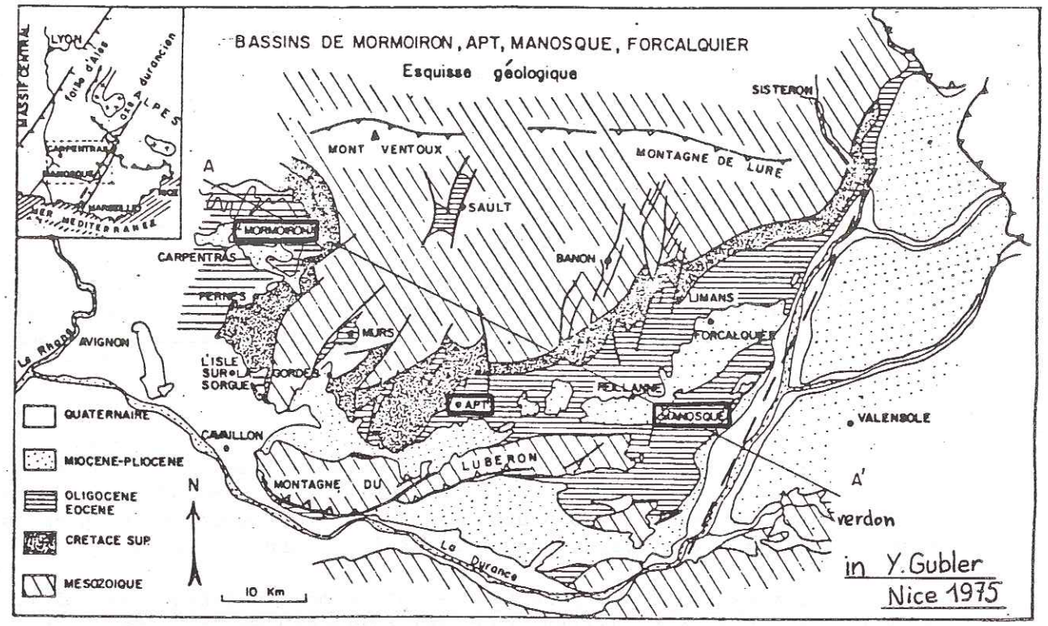
-un système de paliers sépare le domaine Sud-provençal, en position haute, de notre région: les failles du "linéament ligure" en sont l'expression la plus septentrionale.

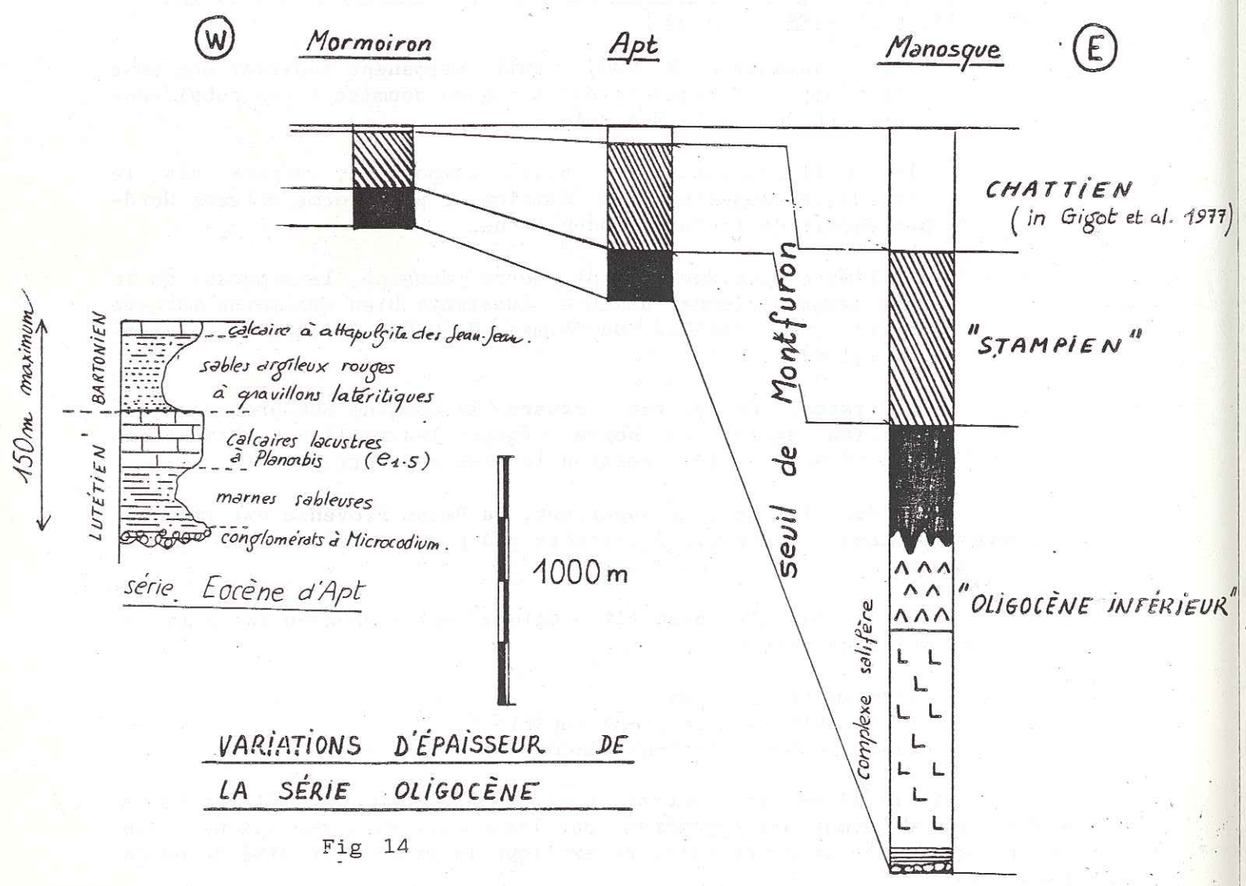
Mais dès le Crétacé supérieur, la Basse Provence est affectée par une importante subsidence (gouttière sud-provençale).

Enfin, sur le plan lithologique, notre panneau est armé par trois ensembles calcaires:

-l'ensemble liasique,
-l'ensemble du Jurassique supérieur,
-la dalle des calcaires néocomiens (Urgonien).

Cette lithologie jouera un grand rôle dans l'amplitude et le style des déformations engendrées par les contraintes tectoniques, en particulier cette armature calcaire explique la grande rigidité de notre panneau.





VARIATIONS D'ÉPAISSEUR DE LA SÉRIE OLIGOCÈNE

Fig 14

2.3. Les séries tertiaires.

2.3.1. Les bassins paléogènes.

Les bassins paléogènes de Haute-Provence, bien que présentant des caractères locaux spécifiques, appartiennent au domaine rhodanien dont l'effondrement est controlé par les accidents cévenols et durancien dirigés N 030.

Les bassins de la rive gauche du Rhône ont fait l'objet d'études détaillées: Gignoux et Moret(1930) décrivent l'anticlinal de Volx , Destombes(1962) précise la stratigraphie et la tectonique du bassin de Manosque ; une synthèse (Gubler et al, 1975) complètée par (Gigot et al, 1977) offre une image précise des conditions de sédimentation règnant dans cette région de Carpentras-Mormoiron au NW jusqu'à Manosque-Forcalquier au SE.

La série est constituée par une alternance de dépots détritiques (argilo-sableux) et chimiques (carbonatés, parfois salins) en milieu continental (Gubler, 1975).(fig 15).

D'importantes variations d'épaisseur en l'absence de variations bathymétriques (épaisses passées de schistes bitumineux, dépots sous faible tranche d'eau) intéressent certains niveaux. Ces variations sont maximales de l'Ouest vers l'Est mais existent également suivant un axe NS dans le bassin de Manosque (Géostock, 1976). Ainsi une opposition très nette existe entre la série d'Apt et la série plus développée du bassin subsident de Manosque (+ de 3000 m).(fig 14).

Ces dépots ont doublement enregistré les instabilités tectoniques:

soit à distance: Triat et Truc(1975) ont montré que les "nappes" détritiques d'age Eocène moyen et supérieur correspondent à des apports proches liés à des mouvements "provençaux" de même age tandis que les "nappes" plus récentes sont caractèrisées par des variations minéralogiques traduisant un renouvellement des zones d'apport, plus lointaines, en relation avec des mouvements "alpins".

soit à courte distance: des figures de slumping dans les niveaux carbonatés (carrière de St Maime) ainsi que les nombreuses intercalations conglomératiques dans les séries marno-gréseuses soulignent l'activité tectonique liée à la subsidence du bassin de Manosque. Les plus importantes accumulations de lignite sont au front des décharges détritiques, illustrant les conditions de formation de ce type de minerai (végétation abondante subissant un enfouissement rapide sous l'effet d'une sédimentation détritique rythmique). Enfin, vers St Martin les Eaux, Arbey et al (1976) ont reconnu des niveaux centimétriques de cinérites interstratifiés dans les calcaires de Montfuron (fig 15). Dans un contexte de

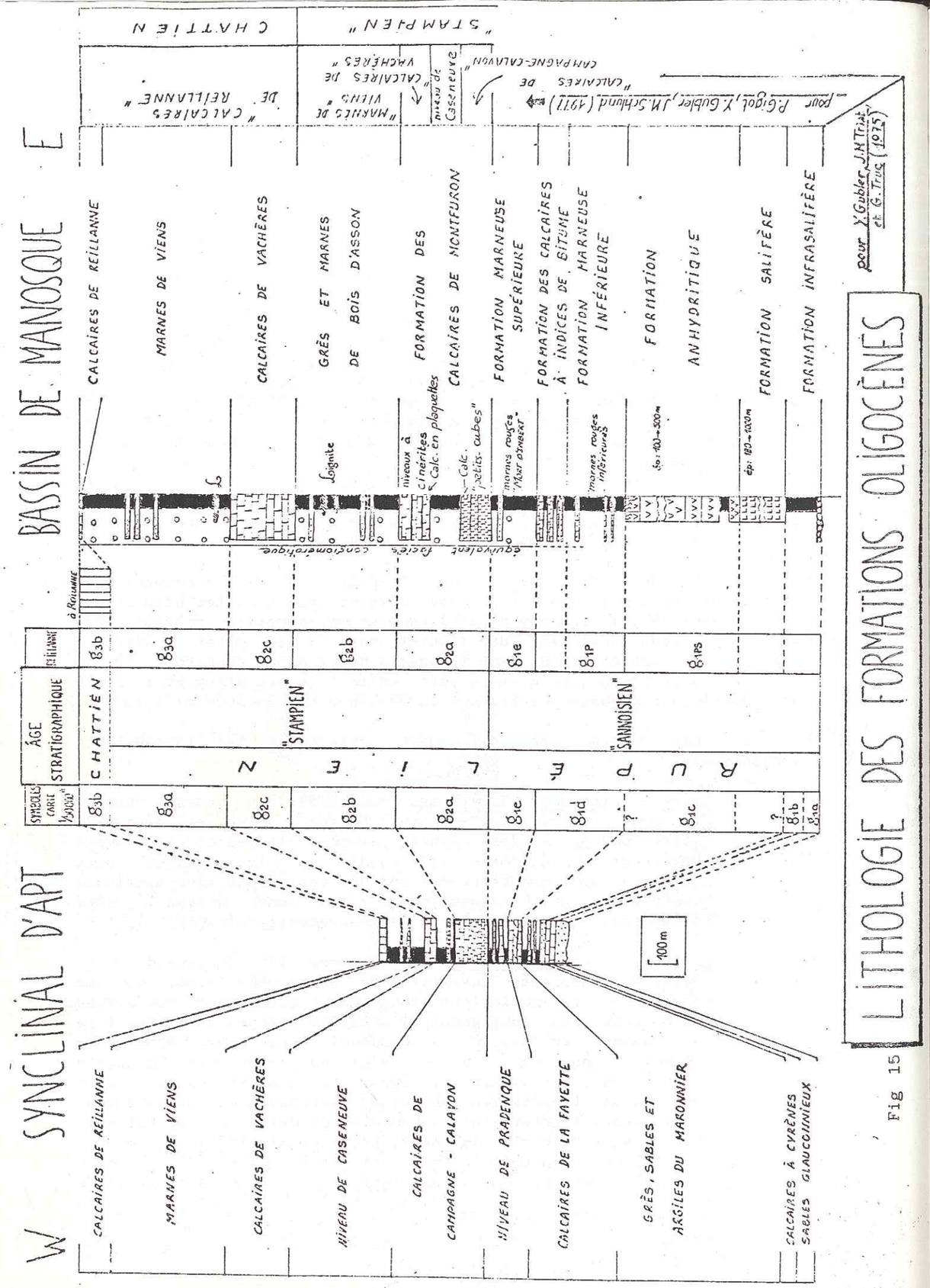


Fig 15

volcanisme alcalin, ces manifestations confirment l'importance structurale de l'axe durancien dans le processus d'effondrement.

On notera le passage latéral vers l'Est de toute la formation oligocène à une série uniforme de marnes rouges et conglomérats formant une large bande de 15 km de long, paralèlle au secteur aligné N 030 du cours de la Durance.

Ces formations sont absentes en rive gauche de la rivière, les forages profonds traversant les dépots mio-pliocène du plateau de Valensole (Dubois et Curnelle, 1978) révèlant l'inexistence de la série oligocène à cet endroit.

Cette formation détritique est de plus caractèrisée par des niveaux à faciès mégadétritiques, mégabrèches et klippes sédimentaires (Gigot, 1975):(Fig 16)

-les directions d'apport sont en majorité d'Est vers l'Ouest, le passage des faciès gréso-conglomératiques aux laminites s'effectuant sur une distance de 500 m par l'intermédiaire d'un delta sous-lacustre (plaine alluviale de piémont).

-deux types de mégabrèches et klippes ont été distinguées:
= mégabrèches de talus, faible transport liées à une morphologie proche; à Manosque, ils'agit d'éléments de faciès Urgonien "reconstitué" contenant des klippes de calcaires ayant conservé la stratification originelle . =
klippes sédimentaires de la plaine alluviale, pouvant avoir été transportées sur une dizaine de kilomètres; le matériel constitutif est cette fois fourni par les marno-calcaires hauteriviens et les marnes valanginiennes dont les bancs sont alors plissotés et faillés lors du transport (ex: rocher de Tourraches).

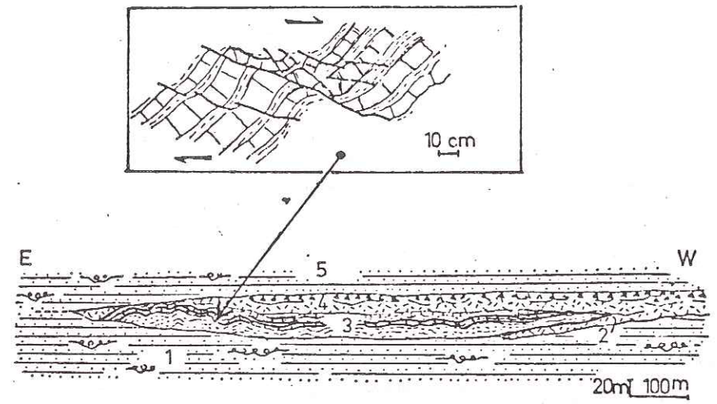
Les premières peuvent correspondre à l'écroulement de la barre urgonienne debitée suivant des plans de fracture antérieurs (pyrénéens) et les secondes représenter des loupes de glissement décollées au niveau des passées marneuses valanginiennes.

Cette série détritique provient du démantèlement par l'érosion d'une zone haute (horst de Valensole), morphologie constamment réactivée pendant l'Oligocène représentant la marge orientale du bassin de Manosque (Gigot, 1975).

Enfin on notera que les klippes sédimentaires de la plaine appartenant aux niveaux Oligocène supérieur (rocher de Tourraches) sont à la même "longitude" que les mégabrèches d'écroulement des niveaux Oligocène moyen (crête de Volx) soulignant le recul vers l'Est de la marge orientale du bassin en mordant sur le horst de Valensole.

En conclusion, la nature et la géométrie des dépots syntectoniques est directement en relation avec le type de tectogenèse, à savoir l'effondrement de notre panneau de couverture; elles traduisent la concentration de la déformation en bordure de celui-ci. En revanche, l'alternance des faciès de la série oligocène sur le panneau lui-même témoigne en partie des pulsations orogéniques plus générales.

FACULTÉ des SCIENCES - PARIS
Géologie
Recherche
BIBLIOTHÈQUE



1 marnes rouges Oligocène
2 mégabrèches basales
3 lambeau de Crétacé inf.
4 mégabrèches sommitales
5 marnes rouges, grès, conglomérats } Oligocène

type 2 : *Mégabrèches et klippes sédimentaires de la plaine alluviale* (d'après P. GIGOT 1975)

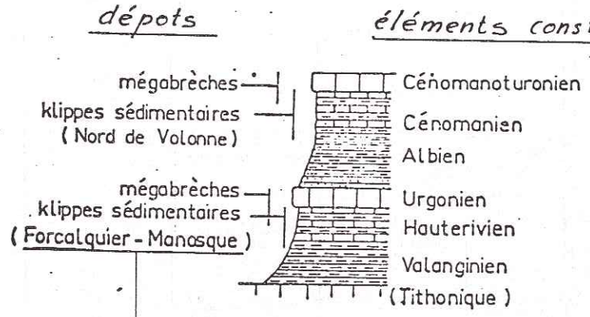
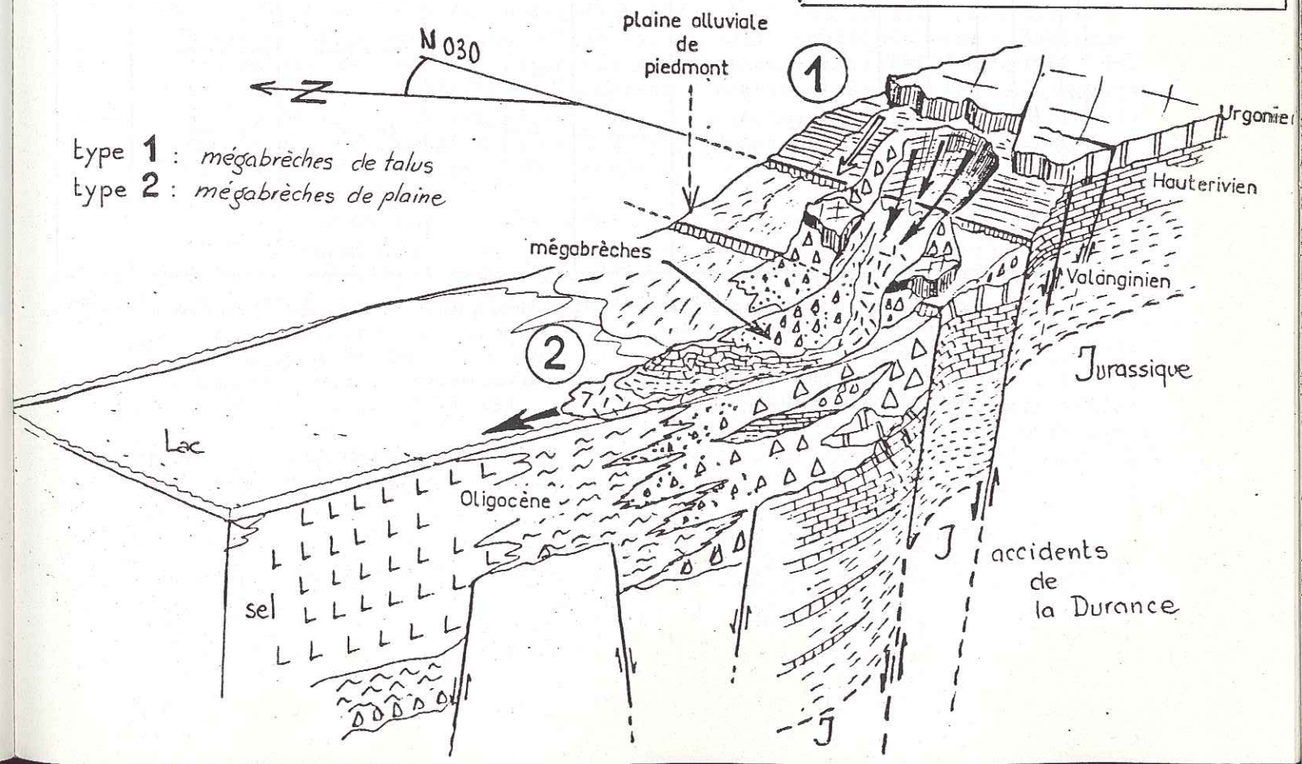
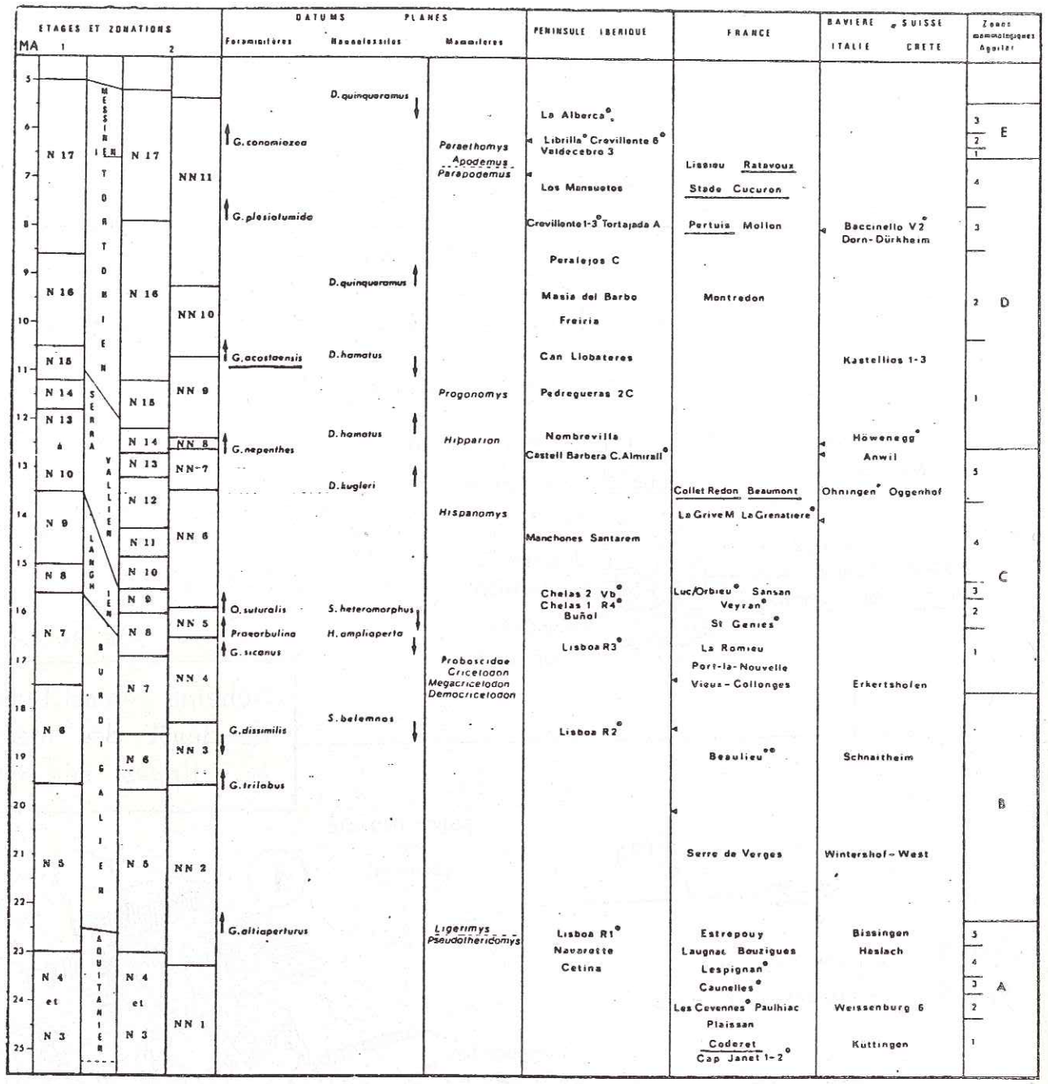


Fig 16

Schéma reconstituant le mode de dépôt des mégabrèches et klippes sédimentaires





1, échelle étalonnée par Van Couvering et Berggren (1977); 2, échelle étalonnée par Ryan et coll. (1974) complétée pour le Miocène inférieur par les travaux d'Anglada (1971), Alvinerie et coll. (1977). La corrélation entre les zones de nannofossiles et de foraminifères est celle provenant d'un document du groupe de travail de Micropaléontologie (Bratislava, 1975); •, gisements mis en corrélation avec le marin; *, gisements datés radiométriquement; ◄, datations limites.

Fig 17

in J.P. Aguilar 1982

2.3.2. Le Néogène.

Cette part de l'histoire de notre région est complexe en raison de la succession de plusieurs épisodes tectoniques. Les dépots se font l'écho de ces mouvements et des oscillations des mers miocène,en particulier l'épisode de la crise de salinité du Messinien demeure l'objet de vives controverses: pour Clauzon (1979) le creusement du canyon de la Durance au Messinien constitue une preuve paléogéographique du bassin profond de dessication en Méditerranée, argumentation contestée par d'autres auteurs (Rouchy, Orszag-Sperber , 1980) .

La stratigraphie du Néogène, marin ou continental, et les corrélations des formations qui le représentent font l'objet de nombreuses discussions. Les études stratigraphiques récentes (Aguilar et Clauzon, 1979-1981-1982) fondées sur les zones mammalogiques repérées sur l'échelle étalonnée par Ryan et al (1974)(fig17) ont permis de dater de manière précise le bassin néogène de Pertuis.

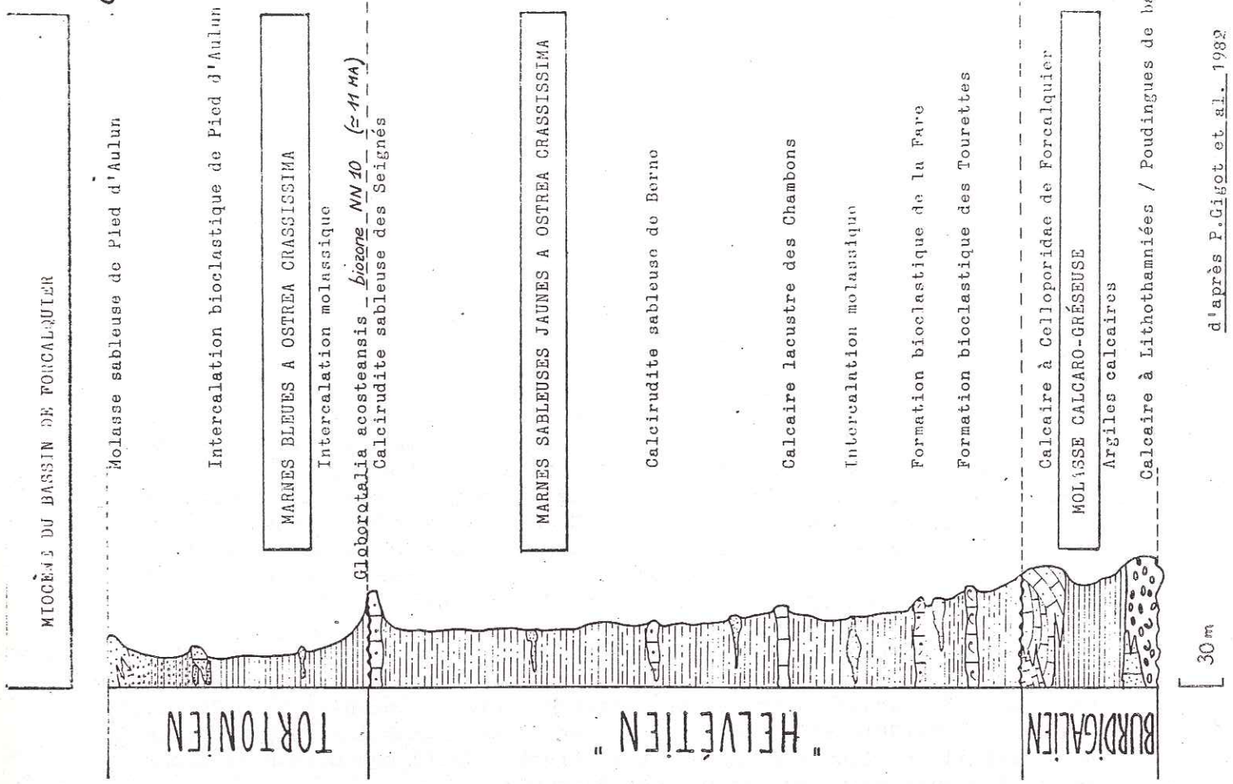
Des tableaux synthètiques pour chaque bassin établissent la succession des terrains (fig18) et quelques contacts de détail sont décrits (fig19).

Le Néogène est marqué par un retour à un régime marin. Le burdigalien, premier terme miocène représentant cette transgression, correspond à une molasse calcaro-gréseuse lumachellique (Demarcq, 1962). La paléogéographie du Burdigalien traduit l'ennoiement progressif du paysage oligo-aquitanien (Clauzon, 1975); toutefois les épaisseurs maximales des dépots rapportés à cet étage localisés à l'aplomb des anciens fossés oligocènes suggèrent l'existence de légers mouvements d'effondrement. Ils entrainent des discordances localisées plus fortes que la discordance générale entre le Burdigalien et l'Oligocène (bassin de Beaumont de Ventoux, seuil d'Apt).

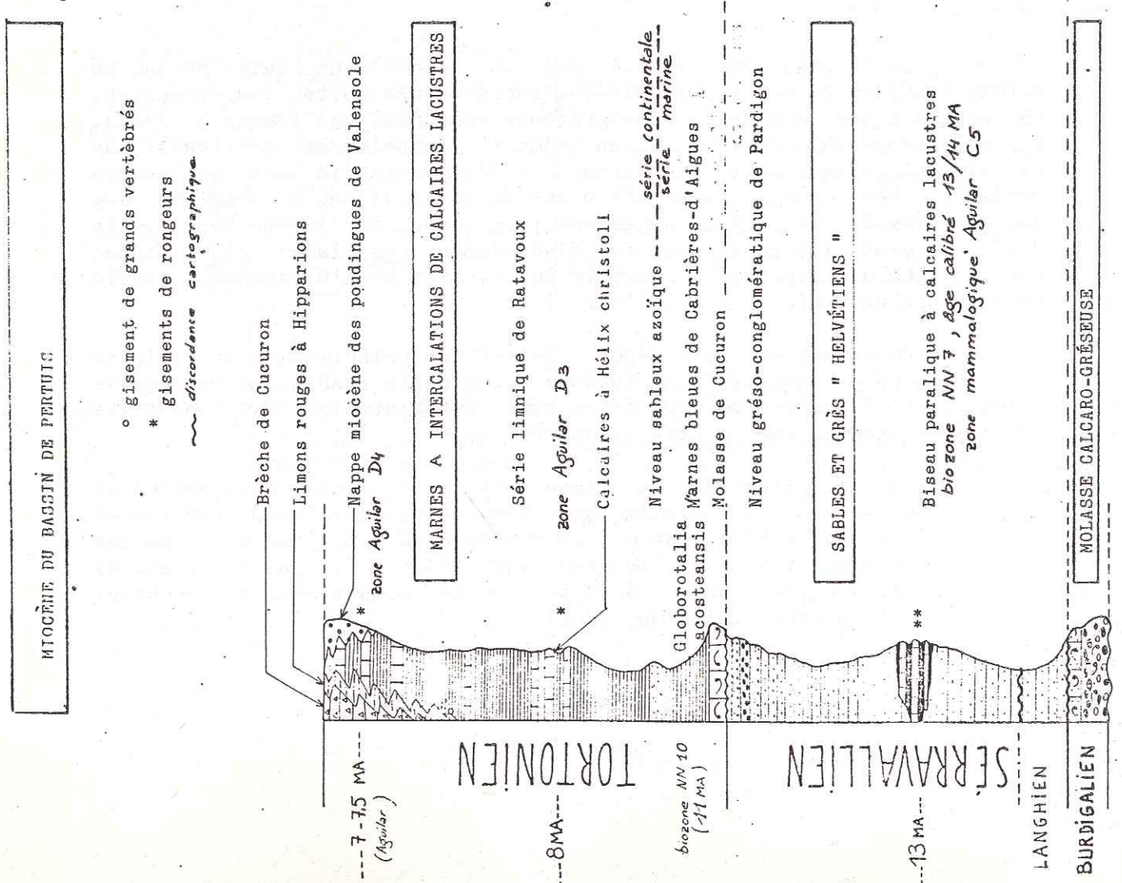
En revanche, les dépots helvétiens uniformément détritiques (voir colonnes) marquent une rupture très nette trahissant la reprise d'une activité tectonique. Des discontinuités imputables à une mobilité de la zone étudiée ont pu être reconnues:

-à l'occasion de la découverte de gisements de vertèbrés permettant la distinction Langhien-Serravallien, Aguilar et Clauzon (1979) ont mis en évidence la discordance des sables serravalliens sur le Langhien réduit (marge du bassin de Pertuis),la base de la série comportant de nombreux olistolithes (Clauzon, 1982)

Fig 18 :

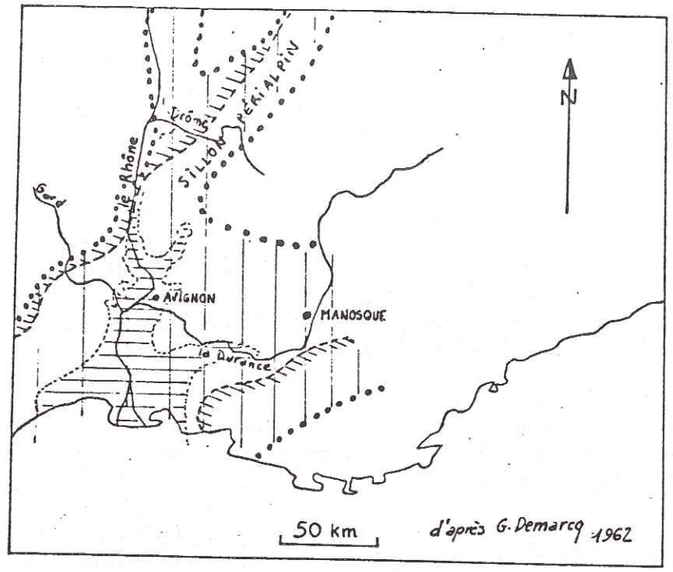


d'après P.Gigot et al. 1982

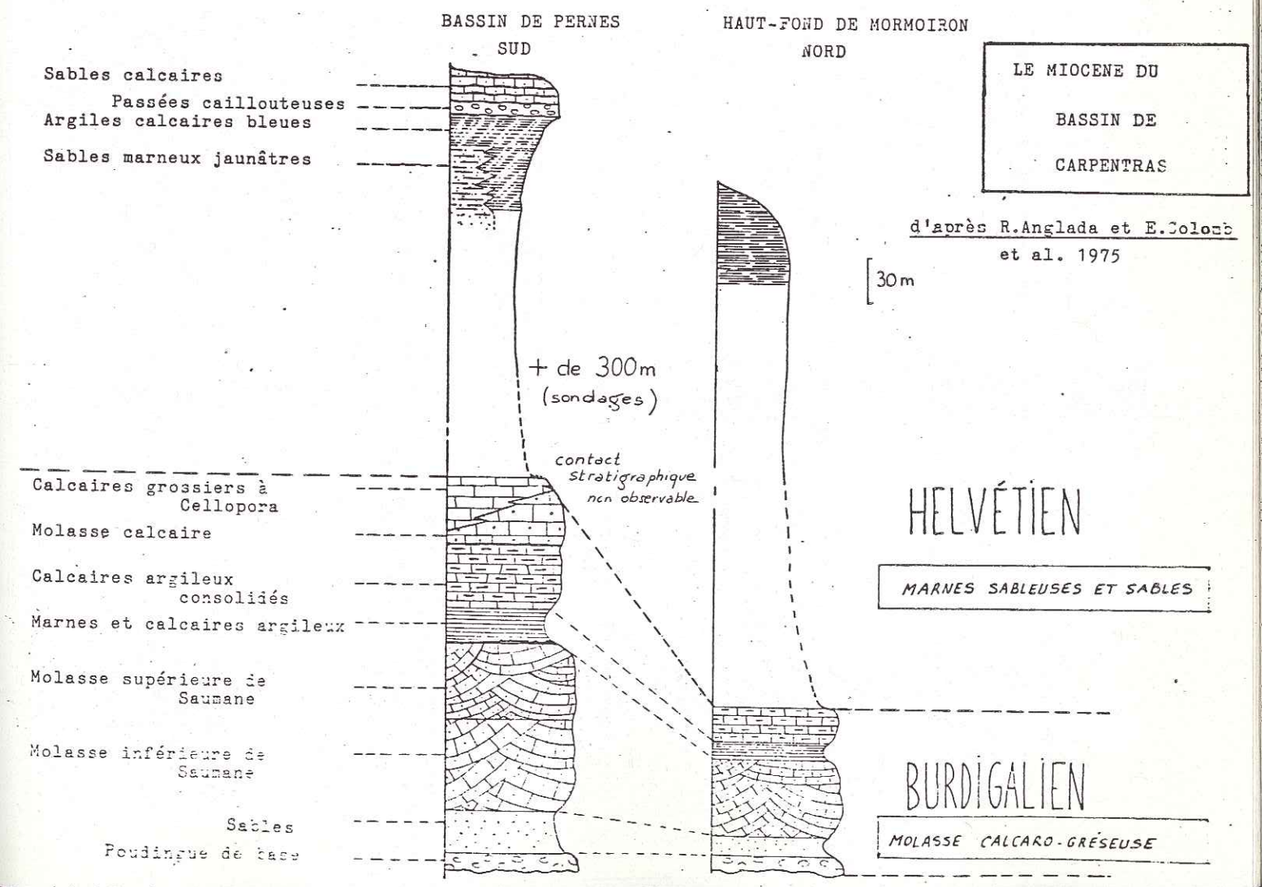


d'après J.P.Aguilar et G.Clauzon 1982 . modifié

Fig 18



d'après G. Demarcq 1962



d'après R.Anglada et E.Colomb et al. 1975

-l'existence d'une décharge conglomératique au Serravallien supérieur (conglomérats de Pardigon) indique la persistence de mouvements jusqu'à l'Helvétien terminal.

Le Tortonien débute par une calcarénite roussâtre zoogène (molasse de Cucuron) et se poursuit par la formation des marnes bleues de Cabrières à Globorotalia acostaensis; cette série marine , cartographiquement discordante sur l'Helvétien, ne parait pas avoir enregistré d'épisode tectonique.

Elle est interrompue brusquement par un niveau sableux au dessus duquel se développe une série limnique marneuse à intercalations de calcaires lacustres. Cette série passe latéralement vers le Lubéron aux brèches de Cucuron dont Clauzon (1982) a montré la nature synorogénique en relation avec l'édification du chainon (discordances banc/banc), et aux conglomérats de Valensole.

Cette régression du Tortonien supérieur préfigure les décharges conglomératiques du Miocène terminal et du Pliocène (poudingues de Valensole), traduisant une reprise vigoureuse de l'activité tectonique.

Un retour au régime marin s'effectue pendant le Pliocène supérieur comme en témoignent les sables plaisanciens qui marquent un paléo-rivage dans les gorges du Régalon (Petit Lubéron).

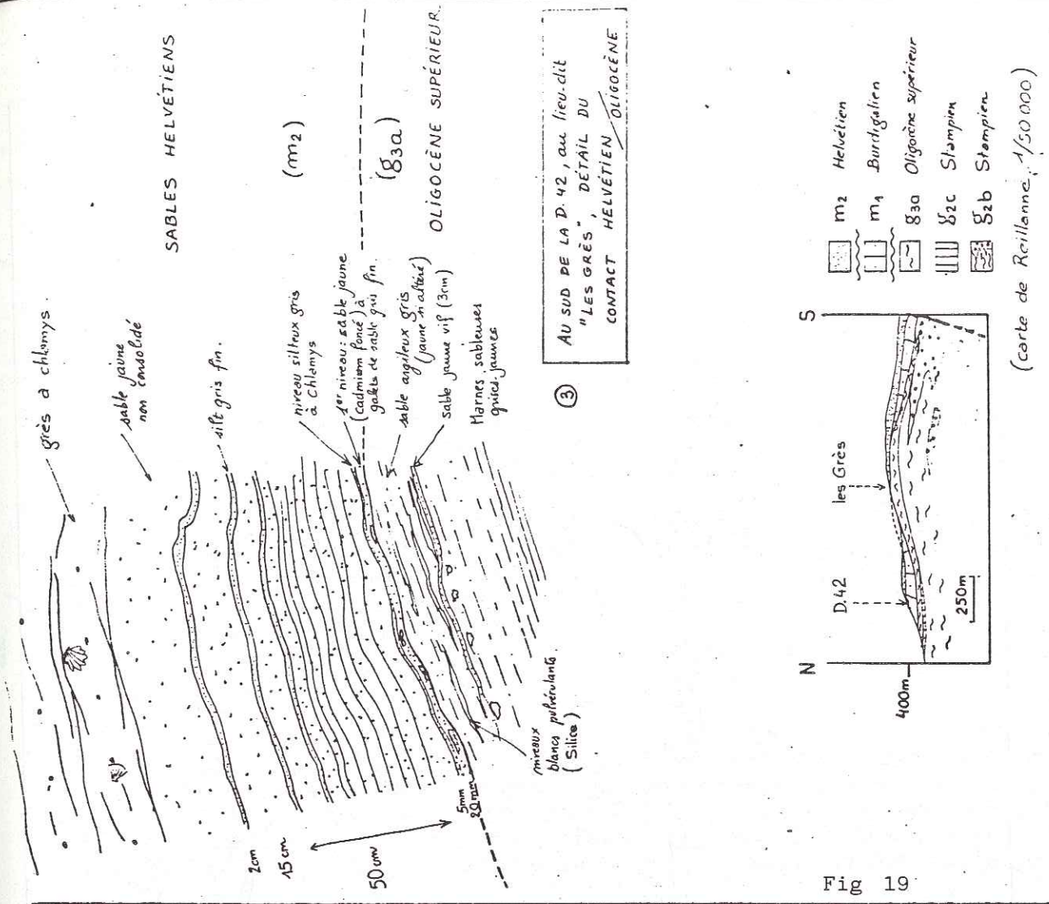
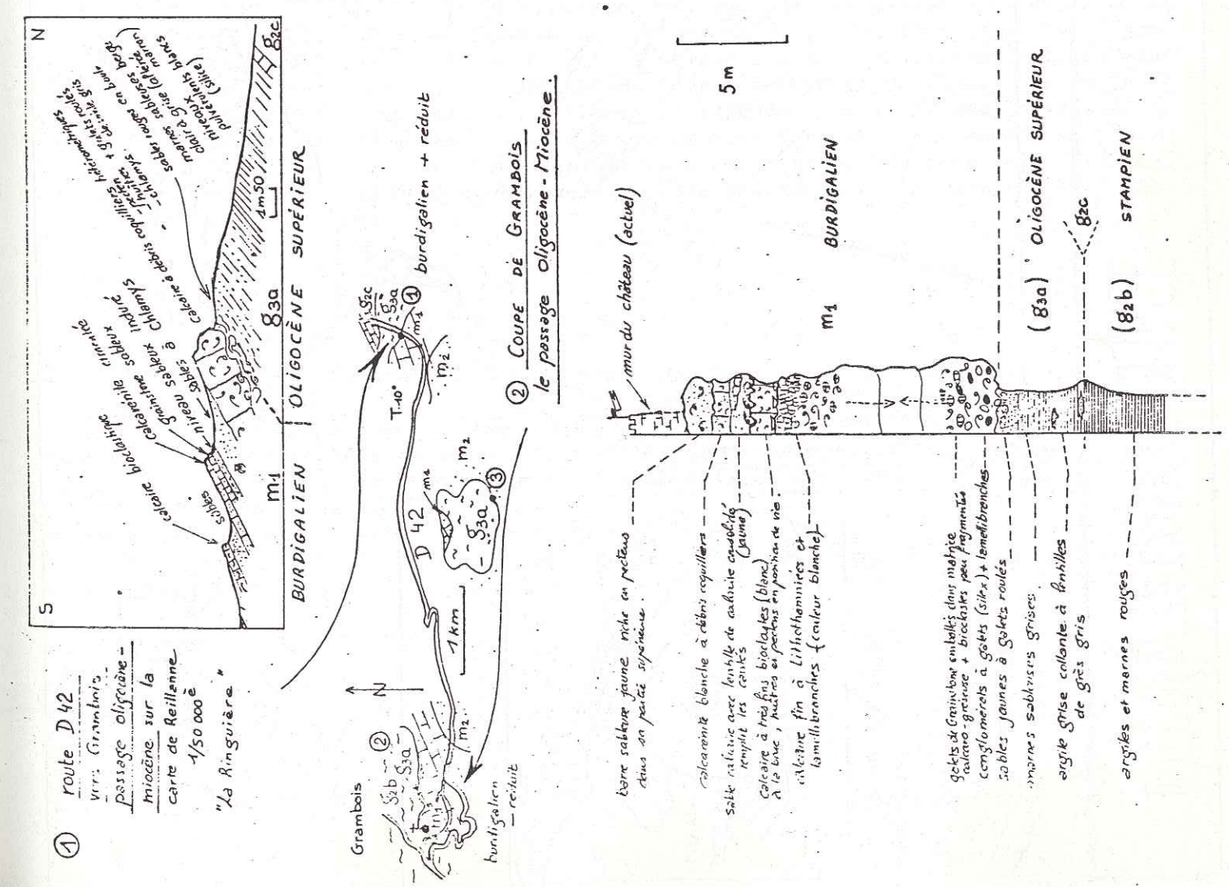


Fig 19



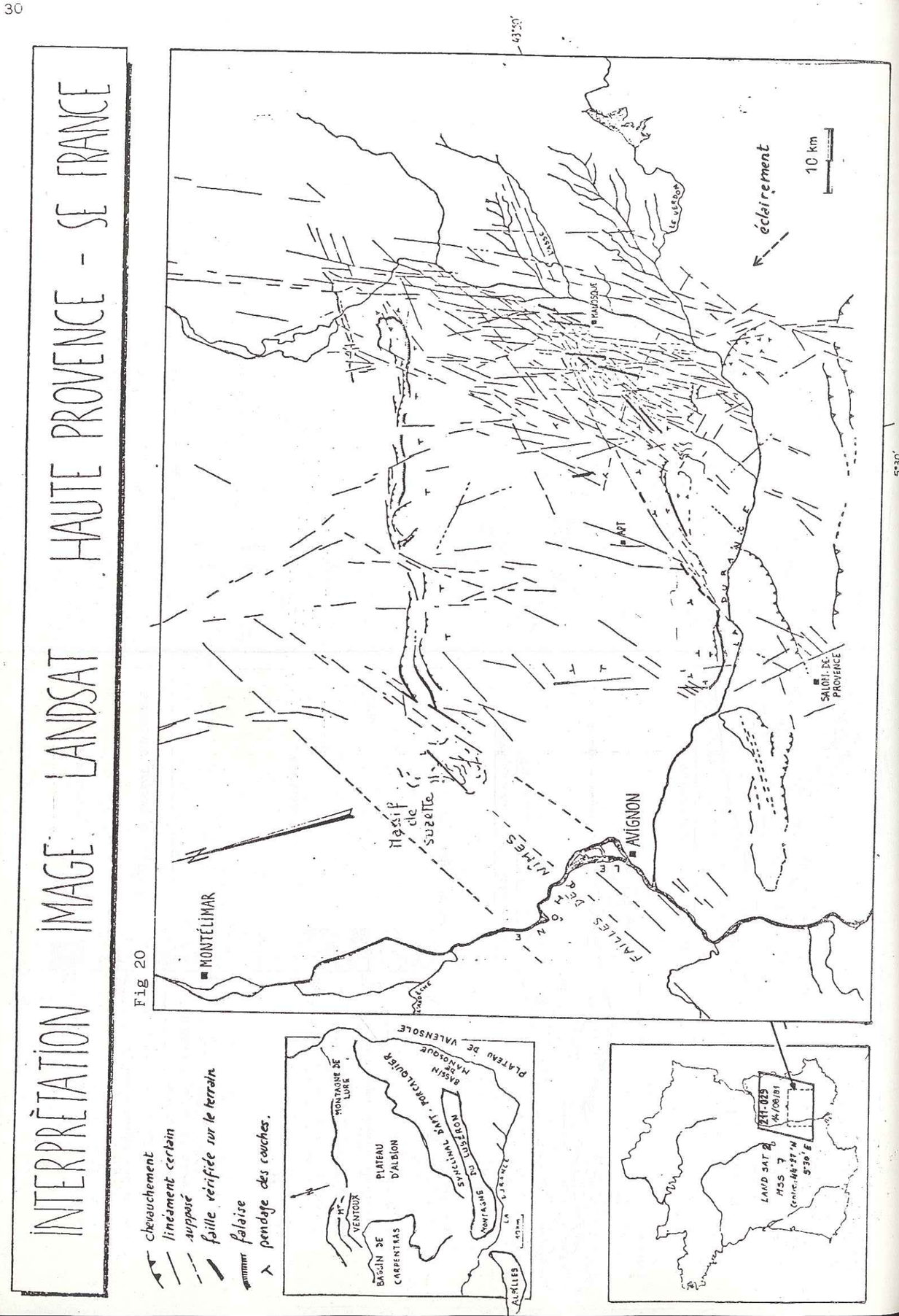


Fig 20

3. L'APPORT DE LA TELEDETECTION A L'ANALYSE DE LA FRACTURATION.

Une analyse rapide des données obtenues par ces techniques permet de mieux situer les grandes structures dans un cadre régional et d'analyser la fracturation à plus grande échelle.

3.1. L'image LANDSAT.(1/500 000ème)

Cette image de la Haute-Provence a été obtenue par balayage hrizontal du miroir équipant le Multi Spectral Scanner embarqué à bord du satellite américain LANDSAT 2. Les bandes de fréquence retenues (6 et7) permettent de faire ressortir les structures géologiques et la fracturation (plus fort pouvoir de réflexion dans l'infra-rouge proche- 0,8 à 1,1 micromètres- combiné à un faible pouvoir réfléchissant de la végétation).

Les traits géomorphologiques (reliefs et hydrographie) ainsi que les structures précédemment décrites apparaissent nettement: les bassins tertiaires ressortent en clair tandis que le substratum mésozoique apparait en sombre. Les limites du panneau (axe Ventoux-Lure, failles de la Durance, Lubéron appartenant au "linéament ligure"(Carrère, 1981), faille de Fontaine de Vaucluse) sont bien définies.

Dans le détail, on remarque que l'anticlinorium de Manosque est encadré par deux linéaments N 080, décalés de manière senestre au niveau de la Durance et se poursuivant respectivement vers la Rancure et l'Asse. Ils se raccordent vers l'Ouest aux accidents encadrant le Lubéron. Le raccord entre les failles du "linéament ligure" et les failles de la Durance sera un des points importants de cette étude.

La faille de Fontaine de Vaucluse est reliée à la dépression de Sault par un système de failles NE-SW , individualisant un sous panneau formé par le mont Ventoux et son flanc sud supportant le bassin de Carpentras; la prolongation vers le Nord de la faille de Salon-Cavaillon n'apparait pas nettement, masquée par la grande épaisseur de sédiments néogènes puis récents. Le mont Ventoux , également situé à l'intersection de deux grands axes structuraux (Ventoux-Lure et les failles de Nimes) constituera le pôle d'intéret de la limite Nord de notre domaine .

3.2. ANALYSE DE LA FRACTURATION.

L'analyse de l'image spatiale permet d'obtenir une carte linéamentaire; il s'agit de confirmer la nature tectonique de ces linéaments par l'étude des photographies aériennes et l'étude de terrain. Dans la mesure du possible ,nous avons essayé de retrouver ces failles et de préciser leur mouvement (celles-ci sont figurées par le trait gras sur la figure 20).

Du point de vue densité de fracturation, notre panneau se subdivise en deux zones:

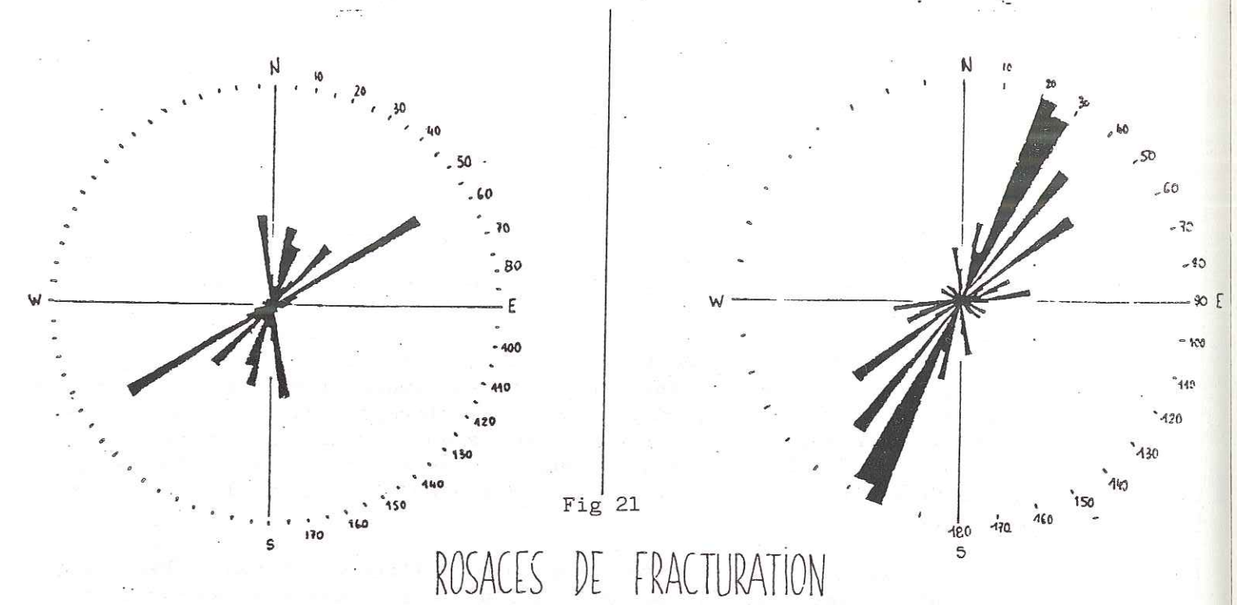
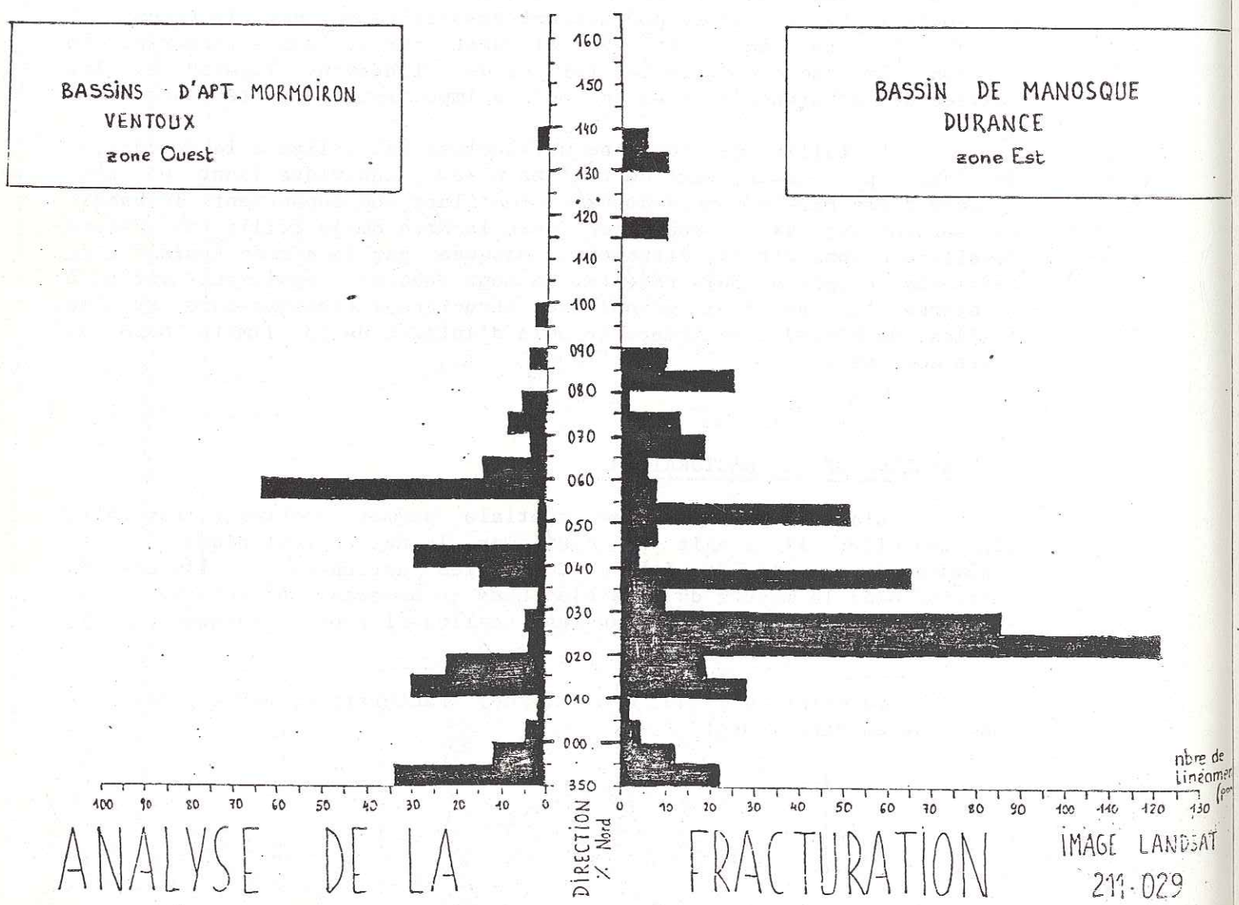


Fig 21

ROSACES DE FRACTURATION



ANALYSE DE LA FRACTURATION

IMAGE LANDSAT
211-029

-une zone occidentale à faible densité de fracturation.
-une zone orientale à forte densité de fracturation, comprenant le champ de fractures de Banon et la zone durancienne. L'articulation entre les deux zones se situant vers le seuil d'Apt; on retrouve une zonéographie caractéristique (voir $ 2.2).

Les rosaces de la fig 21 ont été réalisées en retenant la direction et le nombre de linéaments pondérés par la longueur de ceux-ci:

La zone EST: le système principal de fracture a pour direction N 020-N 030 correspondant à la direction durancienne soulignant l'existence d'une zone de fracture majeure.Des directions annexes de fracturation sont observables N 010, N 170, N 050, N 080 et N 110.(ces directions sont peut-être favorisées par l'azimut de l'éclairement solaire).

La zone OUEST: les directions principales sont ici à peu près équivalentes à savoir N 060 et N 170, la première dominant légèrement (influence des failles de Nimes). Des directions secondaires existent (N 010, N 030 et N 040) mais ne semblent pas avoir été réactivées récemment.

La principale et première conclusion que l'on peut tirer de l'examen de ces rosaces est que la répartition de la fracturation sur l'ensemble de la région étudiée, se concentre dans les quadrants NE-SW, le dièdre principal étant compris entre N 170 et N 060.

La dalle de Néocomien constituant la base des séries affleurantes, il est raisonnable de penser que cette fracturation correspond à des épisodes tectoniques dont l'âge est compris entre le Crétacé inférieur et l'actuel.

Régionalement les structures plissées étant alignées E-W , elles impliquent un raccourcissement de direction moyenne sub-méridienne. Cette direction est compris dans le dièdre principal défini précédemment, les linéaments pouvant correspondre à des failles décrochantes.

Dans une telle configuration, il faut s'attendre à un jeu décrochant senestre des failles de la Durance, ce que montre le décalage du "linéament ligure". L'interprétation de la rosace obtenue d'après les photographies aériennes au 1/100 000 ème de la terminaison orientale du Lubéron et la comparaison avec la rosace LANDSAT de la zone EST peut également nous renseigner sur le sens de décrochement: en effet les fractures secondaires (riedels) s'ordonnent par rapport au plan de faille majeur et présentent une disposition caractéristique en fonction du sens du mouvement.

INTERPRÉTATION PHOTOGÉOLOGIQUE DE LA FRACTURATION :

TERMINAISON ORIENTALE DU LUBÉRON - ANTICLINAL DE MANOSQUE

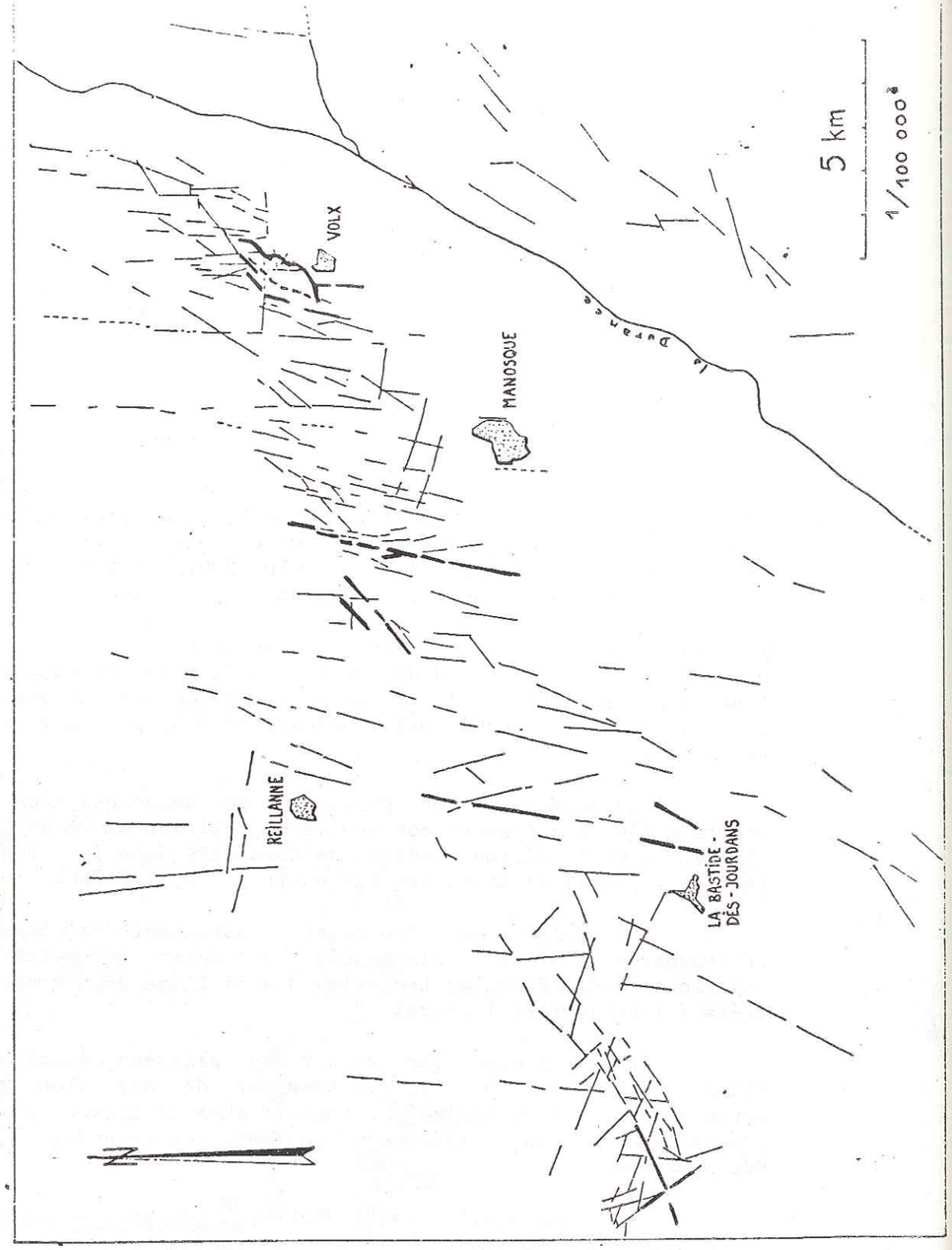
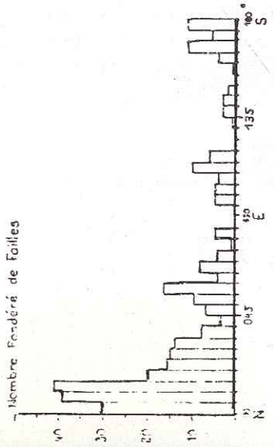
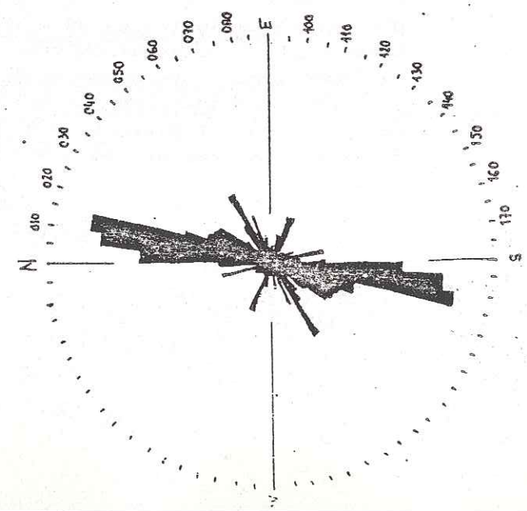


Fig 22



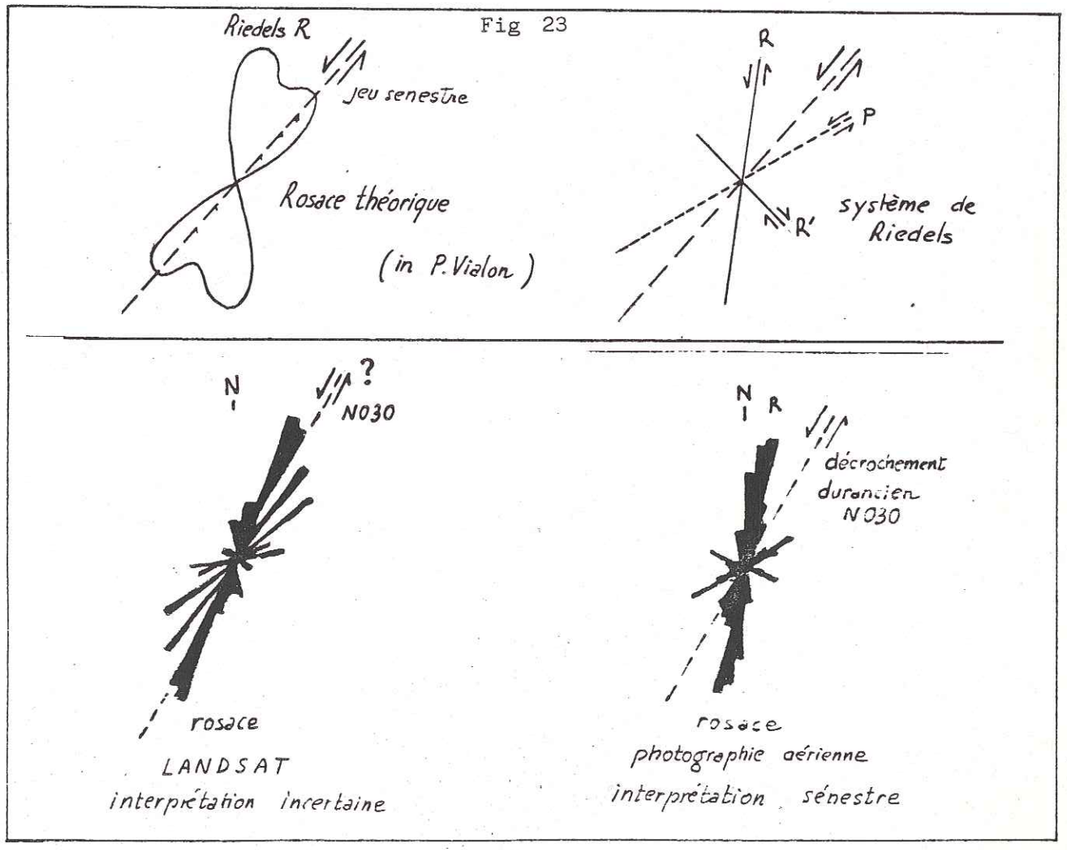


La rosace de l'image LANDSAT confirme la direction N 030 du plan majeur de l'accident durancien connue par ailleurs (répartition des faciès mégadétritiques oligocènes, données gravimétriques et tectoniques à Volx par exemple). En revanche la rosace de la photointerpétation fait ressortir une direction N 015 . Il semble que ce soit le typé même d'objets tectoniques que mettent en évidence les deux méthodes qui induit ces différences: l'image LANDSAT traduit la fracturation profonde majeure tandis que la photo-aérienne ne montre que les fractures principalement réactivées par la dernière phase tectonique, et souvent les riedels sont les plus visibles sur le terrain. (Fig 22).

Si l'interprétation en terme de riedels de la fracturation observée par photo-interprétation est envisageable (jeu senestre) , l'application de ce raisonnement à la rosace de fracturation obtenue à partir de l'image spatiale est plus délicate, les fractures reportées pouvant être d'âge différent.(fig 23).

Les premiers éléments de réponse apportés par cette rapide analyse de la fracturation demandent une confirmation sur le terrain, confirmation obtenue grâce à l'analyse micro-structurale.

Fig 23



II ANALYSE MICROTECTONIQUE CASSANTE

TABLEAU DE LA REPARTITION DES SITES MICROTECTONIQUES SUIVANT LES NIVEAUX STRATIGRAPHIQUES

Fig 24

AGE	LITHOLOGIE	DATATIONS: Biozones nanoplancton	DATATIONS: Zones mammalogiques J.P.Aguilar	DATATIONS: Age absolu MA.	SITES et discordances cartographiques
TORTONIEN	brèche de Cucuron / série limnique de Ratavoux / conglomérats de Valensole / miocènes		D 4	7;7,5	41
	calcaires à Hélix christoli		D 3	8	1;103;109
	niveau de sables				
	marnes bleues de Cabrières (Globorotalia acostaensis)	NN 10		11	
	molasse de Cucuron				
HELVÉTIEN	sables et grès: conglomérats de Pardigon				
SERRAVALLIEN	sables et grès: biseau paralique calcaires lacustres	NN 7	C 5	13	2;3;4;102
LANGHIEN					
BURDIGALIEN	molasse calcaro-gréseuse				
AQUITANIEN					
CHATTIEN	calcaire de Reillanne / formation des Mourres	zone de Coderet	A 1	25	104;108
	marnes de Viens				
"STAMPIEN"	calcaires de Vachères (série d'Apt)				31;34;35
	marnes de Caseneuve				
	calcaires de Campagne-Calavon	zone de Montmartre			21;32;37; 101;107
	calcaires et marnes / complexe salifère ludien			35-40	?
PRIABONIEN	calcaire à attapulgite				
LUTETIEN	calcaires lacustres à Planorbes			45-50	

1. INTRODUCTION .

Le but de cette étude consiste à retrouver les paléodirections des contraintes (compression ou extension) à partir des directions de la fracturation et des jeux de failles ou/et microfailles et à situer chronologiquement les évènements mis en évidence.

La description stratigraphique des différentes formations a permis de repèrer des niveaux à priori favorables à l'analyse microtectonique cassante et qui ont été systèmatiquement prospectés dans ce but.

Certains niveaux comme la molasse de Cucuron (Tortonien), les bancs calcaro-gréseux helvètiens du bassin de Forcalquier, la molasse calcaro-gréseuse burdigalienne ou les calcaires en plaquettes du Stampien ont mal enregistré les striations; le grain grossier et une cimentation limitée sont sans doute à l'origine de la mauvaise qualité de ces marqueurs.

D'autres niveaux tels le mince horizon de calcaire blanc à attapulgite du Priabonien n'ont pu être étudiés faute d'affleurements suffisants (désagrégé par l'érosion vers Roussillon - feuille de Cavaillon-, ou subaffleurant dans un chemin vers les Jean-Jean - feuille de Reillanne-).

Nous avons fait appel à des observations photo-géologiques et de terrain afin d'analyser la fracturation de ces niveaux et de l'interprèter à la lumière des sites dont les plans striés permettent une détermination fiable des directions de compression ou d'extension , et présentant des arguments chronologiques permettant de séparer les phases reconnues.

A l'exception du Burdigalien et du Priabonien, les sites microtectoniques se répartissent sur l'ensemble des formations (fig24).

Après un bref rappel sur les méthodes employées, l'analyse des sites conduit à préciser les directions des contraintes de trois phases compressives et une phase de distension, postèrieures au raccourcissement N-S pyrénéo-provençal:

-une phase de distension (DO, x= N 120) ainsi que la première phase compressive (phase I, z= N 080) affectent les formations jusqu'à l'Oligocène inclus.

-deux phases plus récentes, affectant les terrains néogènes: la première (phase II, z= N 170) est enregistrée jusque dans les calcaires serravalliens tandis que la seconde (phase III, z= N 020) affecte l'ensemble des série jusqu'au Tortonien

supérieur.

Les sites sont regroupés selon l'âge des formations qui les contiennent.

Procèdant "rétrotectoniquement", nous chercherons d'abord à caractèriser les phases les plus récentes dans les sites néogènes afin ,les connaissant, de les soustraire des phases antérieures lors de l'étude des sites plus anciens. Une analyse cinématique des failles s'avérant difficile dans la molasse burdigalienne, sa tectonique sera abordée en fin de chapitre et interprètée grâce aux résultats précédents.

Remarque: par commodité pour le repèrage sur les cartes 1/50000 ème, nous avons mentionné le symbolisme attribué aux formations. Pour la représentation graphique, le report des mesures a été effectué sur canevas de Schmidt, hémisphère inférieur, la strie S sur le plan de faille étant définie par l'angle de chute (pitch) dans le plan (le mouvement indiqué par la flèche est celui du bloc supérieur).

2. RAPPEL DES METHODES DE L'ANALYSE MICROTECTONIQUE CASSANTE.

Les méthodes de tectonique cassante (fentes, stylolithes,failles striées) se sont surtout développées depuis une quinzaine d'années sous l'impulsion des équipes de Montpellier, Orsay, Paris, IFP etc...Elles s'appliquent surtout à des déformations faibles, néotectoniques ou, pour les terrains plus anciens, aux structures tabulaires ou modérément plissées.

Les marqueurs microtectoniques utilisés sont de petites failles dont les stries appartiennent à trois types principaux:

-les stries mécaniques (glissement pur)
-les stries stylolitiques (glissement avec interpénétration des blocs calcaires par dissolution)
-les stries avec recristallisation de calcite ou enduit calcitique (glissement et ouverture)

Les miroirs de failles plurimétriques cannelés et striés, les plans stylolitisés et les fentes tectoniques à remplissage calcitique ont également été utilisés.

2.1. METHODOLOGIE.

Rappellons brièvement quelques principes de l'analyse:

-la direction des fentes tectoniques et des pics stylolitiques apparus dans une même phase, est voisine de la direction de compression.

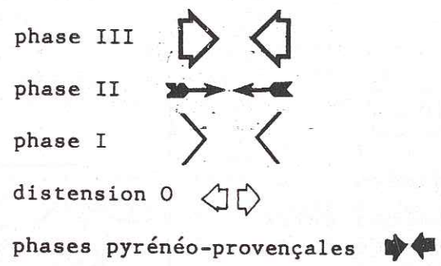
-la direction de compression est assimilée à celle des stries à pitch fort ($\geqslant$ 80 degrés) des failles inverses.

-la direction d'extension est parallèle à la direction des stries de failles normales pures (pitch supérieur à 80 degrés).

-Règle d'Anderson (Anderson, 1951): la direction de compression est confondue avec la bissectrice de l'angle aigu constitué par des failles décrochantes dextres et senestres conjuguées initiées par la même phase tectonique (cette méthode ne s'applique pas dans le cas d'une fracturation réutilisée - diaclases reprises en failles-)

-Méthode du dièdre minimum: la direction de la contrainte compressive se situe dans le secteur angulaire le plus aigu formé par les failles décrochantes dextres et senestres. Les deux domaines dextres et senestres peuvent se chevaucher légèrement.

Cette dernière méthode ainsi que la direction indiquée par les stries à fort pitch des failles inverses serviront le plus souvent à déterminer la direction de compression représentée par une flèche sur le stéréogramme:



2.2. Méthode numérique de Carey-Brunier(1974).

Exposée en détail par E. Carey-Gaillardhis (1976)dans sa thèse, cette méthode propose de déterminer les positions des contraintes principales et le rapport de leurs valeurs à partir du modèle de la déformation d'un matériau préfracturé par glissement le long de plans de cisaillement; les stries sont alors l'expression du champ des contraintes déviatoriques. Le modèle impose que $\vec{T}$, la contrainte tangentielle appliquée au plan de faille soit parallèle à la strie observée. Les restrictions suivantes sont imposées au modèle:

-les blocs sont rigides indéformables

-une déformation globalement homogène: indépendance des mouvements sur les différents plans et faiblesse des rejets.

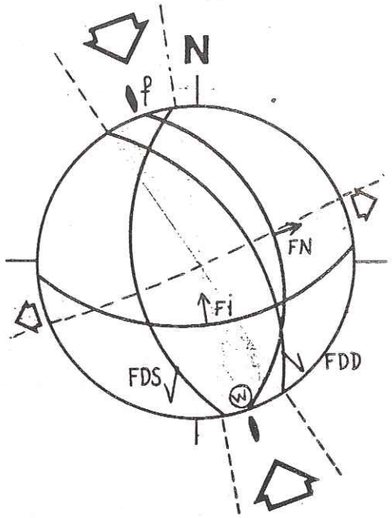
-absence de déformation rotationnelle des blocs

ANALYSE GRAPHIQUE

LES FAILLES SONT REPORTEES SUR CANEVAS STEREOGRAPHIQUE DE SCHMIDT HEMISPHERE INFERIEUR. LA FLECHE REPRESENTANT LA STRIE INDIQUE LE MOUVEMENT DU BLOC SUPERIEUR.

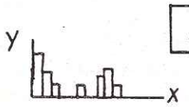
Direction moyenne d'extension

FI : faille inverse
FN : faille normale
FDD: faille décrochante dextre
FDS: faille décrochante sénestre
f : fente de tension
Ⓦ pic stylolitique } direction de la contrainte maximale compressive

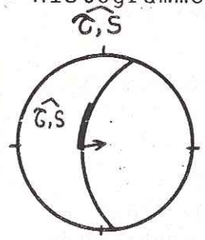


Direction moyenne de compression

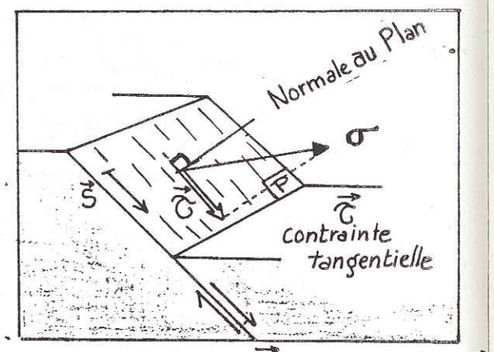
ANALYSE NUMERIQUE



• Histogramme { Y nombre de données
X écarts angulaires entre les stries mesurées et les stries calculées $\widehat{\tau,S}$



quand $\widehat{\tau,S} \leqslant 20°$, le tenseur calculé est compatible avec la strie mesurée



Relation entre $\vec{\tau}$ et la strie $\vec{S}$

• M : minimum de la fonction; nombre de données en accord avec le tenseur déterminé. M doit tendre vers le nombre total de données (N)

• C : contraintes principales $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$

• VP: valeurs propres relatives de chaque contrainte principale: $\sum_{i=1}^{3} VP_i = 0$

• Az::azimut des axes porteurs de σ_1, σ_2, σ_3

• P : inclinaison de ces axes.

σ_1 ☆ contrainte principale maximale (compression) (VP signe négatif)

σ_2 ⊕ contrainte principale intermédiaire (compression ou extension)

σ_3 ○ contrainte principale minimale (extension) (VP signe positif)

-la notion de tenseur est valable en un point; on fait donc l'hypothèse qu'il existe un "tenseur moyen" à l'échelle du site de mesures. La qualité du résultat du calcul montre à postériori si cette hypothèse, ainsi que les conditions mécaniques qui précèdent, sont vérifiées et donc si le résultat est fiable.

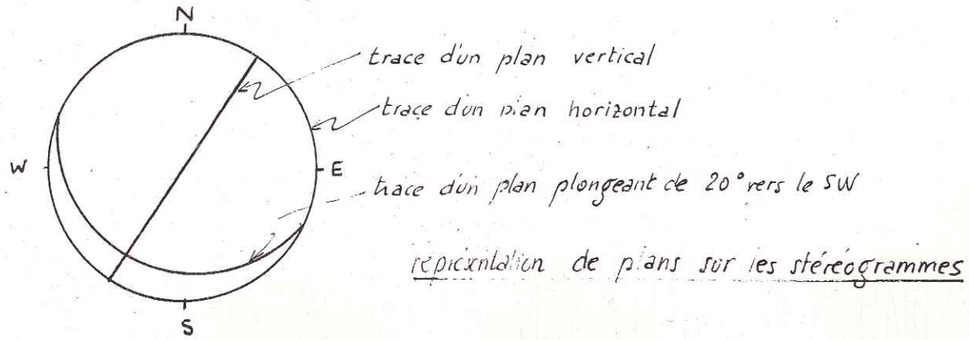
L'algorithme de calcul utilisé consiste à minimiser la somme des cosinus des angles $\widehat{T,S}$, écart angulaire entre la strie théorique et la strie réelle. Le minimum de la fonction (M) devra tendre vers le nombre total de failles traitées pour admettre que le tenseur calculé rend compte de la déformation. Lorsque plus de 4 données ne sont pas en accord avec celui-ci, dans ce cas $\widehat{T,S}$ supérieur à 20 degrés, un second calcul est effectué en se servant de ces données . On peut ainsi voir si ce groupe de données provient d'un autre état de contraintes (en faisant leur histogramme). Ce second tenseur est aussi réappliqué à toutes les failles, pour vérifier que le premier calcul ne s'était pas arrêté dans un minimum "secondaire" de la fonction. L'histogramme des données en fonction de l'angle ($\widehat{T,S}$) permet d'apprécier la qualité du tenseur.

Ce calcul ne permet pas d'obtenir les valeurs réelles (en bars ou Kbars) des contraintes principales.Seul le déviateur du tenseur moyen des contraintes va être calculé : on obtiendra ainsi les valeurs propres (VP) du déviateur dont la somme est, par définition, égale à zéro (trace nulle d'un déviateur). L'azimut (Az) et l'inclinaison (P) des vecteurs propres (contraintes principales) permettent de reporter ceux-ci sur les stéréogrammes.

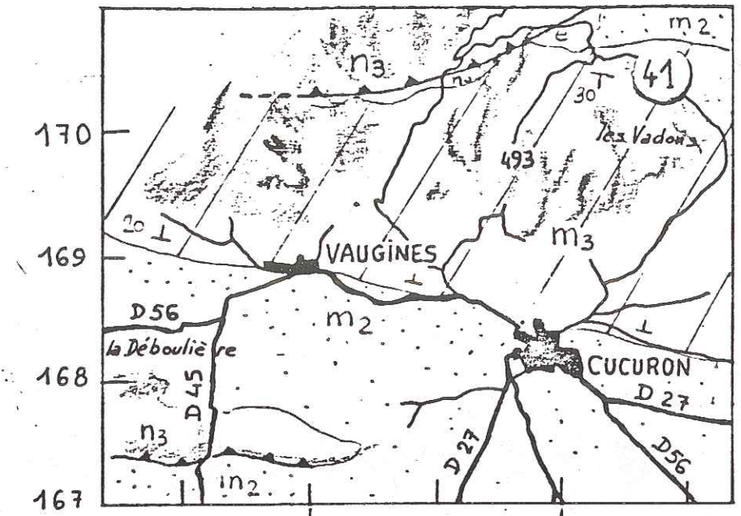
Le rapport $R=\frac{\sigma_2-\sigma_3}{\sigma_1-\sigma_3}$, rapport des valeurs propres des contraintes principales, représente la forme de l'éllipsoide des contraintes:

- R= 0 , $\sigma_2 = \sigma_3$ éllipsoide de révolution autour de 1
- 0< R < 0,5 , compression selon σ_1 et extension suivant σ_2 et σ_3
- R= 0,5 , déformation plane.
- 0,5< R < 1 , compression selon σ_1 et σ_2 et extension selon σ_3 .
- R = 1, $\sigma_1 = \sigma_2$, ellipsoide autour de σ_3.

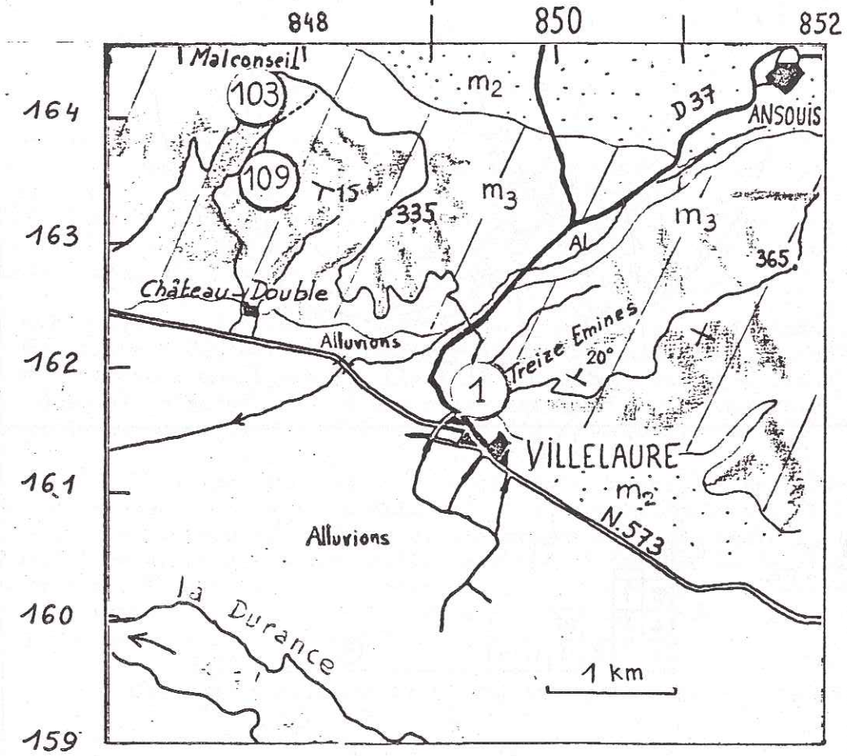
Le tableau résume les principes de l'analyse graphique et numérique.
Remarque: les contraintes compressives sont négatives (convention classique en mécanique).



représentation de plans sur les stéréogrammes



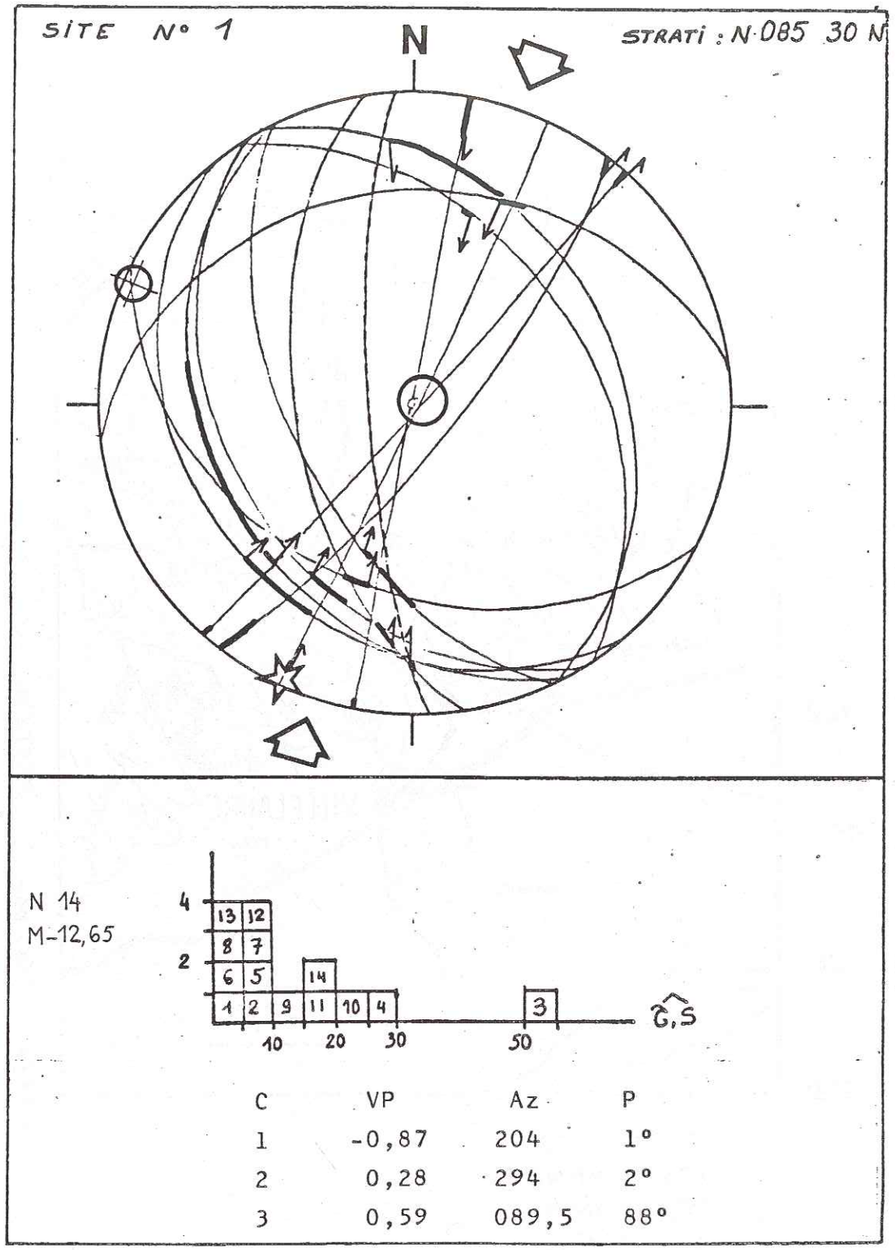
CARTE 1/50 000 REILLANNE



CARTE 1/50 000 PERTUIS

m_3 : Tortonien
m_2 : Helvétien
e : Eocène
n_3 : Néocomien

CARTES DE LOCALISATION DES SITES TORTONIENS



C	VP	Az	P
1	-0,87	204	1°
2	0,28	294	2°
3	0,59	089,5	88°

3. SITES DU TORTONIEN SUPERIEUR.

Seuls les terrains tortoniens du synclinorium de Pertuis se sont révèlés favorables à l'analyse microtectonique. Par contre, la nature calcaro-gréseuse de la formation tortonienne du synclinal de Forcalquier parait avoir été défavorable à l'apparition ou à la préservation des micro-structures.

3.1. SITE 1.

Situé dans le flanc sud du synclinal de Cadenet-Villelaure, ce site a été mesuré dans les calcaires lacustres blancs formant une petite falaise au dessus de Villelaure. On y observe la fracturation suivante:

-miroirs inverses N 130 à N 150, parfois cannelés, en réseau conjugué, à faible pendage.
-failles décrochantes senestres N 020-040, dextres N 170-190.

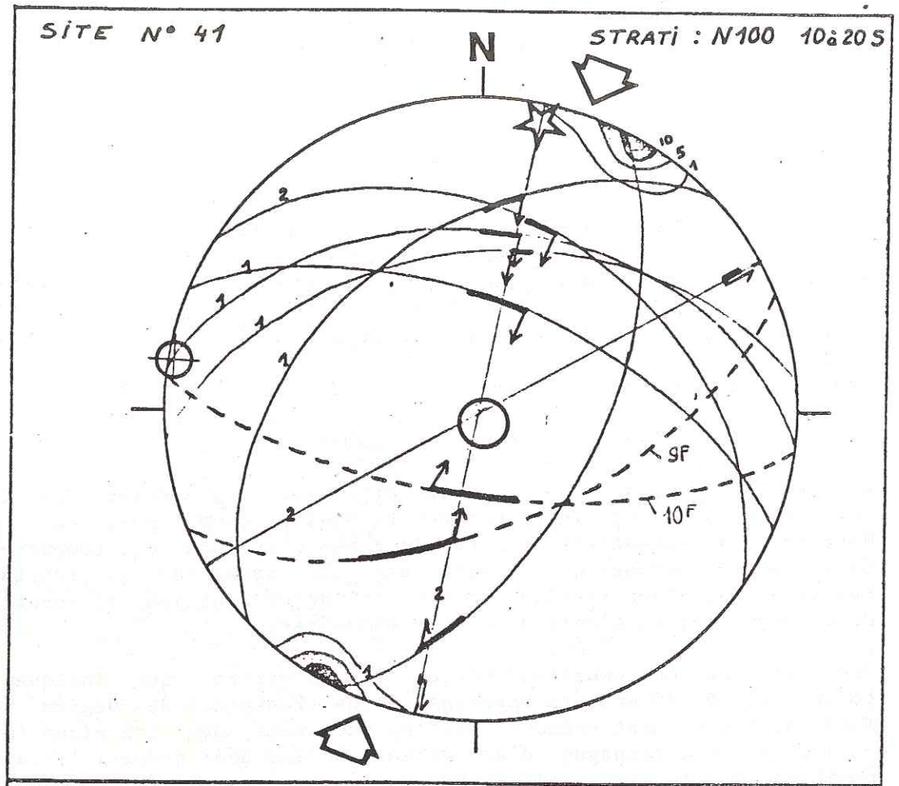
Il s'agit donc d'un régime compressif.

Les stries sont de type mécanique et fines. Les stries des failles inverses pures et le plus petit dièdre formé par les failles décrochantes permettent de déterminer une direction de compression N 020. Cette compression parait aussi la cause de la fracturation observée, les plans inverses ne montrent qu'un seul jeu et apparaissent donc conjugués; il s'agit d'un site monophasé.

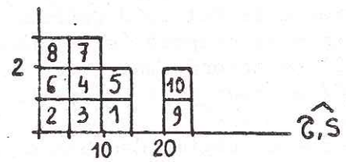
Deux failles décrochantes dextre et senestre qui indiquent une compression N 020 ont été basculées d'une trentaine de degrés vers le Nord; ce basculement précoce (failles recoupées par les plans inverses conjugués) s'accompagne d'un rejeu banc sur banc compatible avec la position structurale du site(flanc sud du synclinal).

La direction de $\sigma 1$, contrainte principale compressive, est comprise dans le plus petit dièdre des failles décrochantes (N 204). La valeur du minimum et la forme de l'histogramme $\widehat{T,S}$ indique la bonne qualité du tenseur calculé. Seule la faille 3 possède un écart angulaire important. Toutefois le jeu inverse proposé (orthogonal à la direction de $\sigma 1$, probablement lié au $\sigma 2$), s'accorde mal avec le rapport R = 0,21 qui indique un $\sigma 3$ proche du $\sigma 2$ et tous deux extensifs.

Ce rapport caractèrise un régime décrochant compressif .



N = 10
M = -9,46



C	VP	Az	P
1	-0,79	011	4°
2	0,17	280,5	1°
3	0,61	171	86°

3.2. SITE 41.

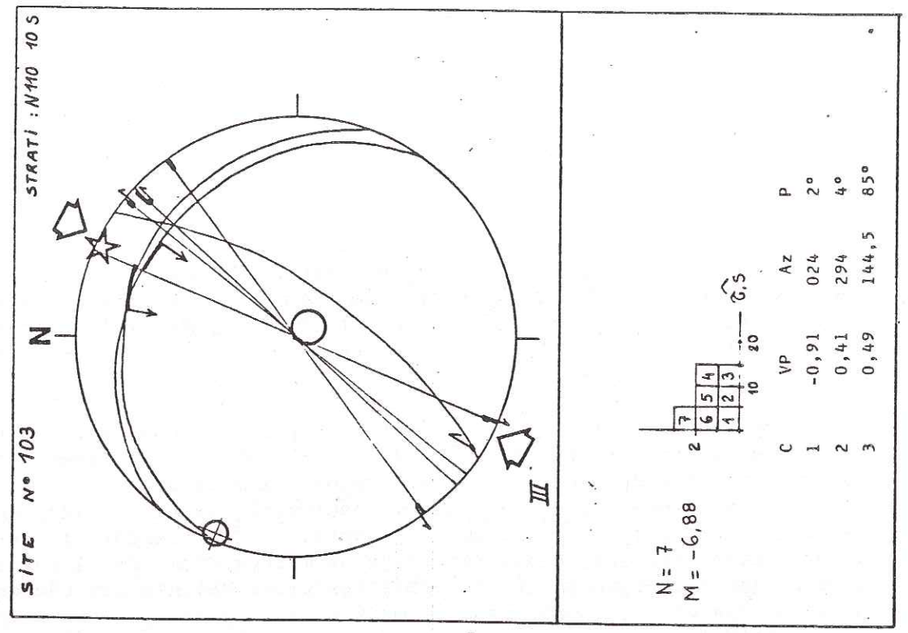
Situé dans le flanc nord du synclinal de Cucuron, ce site a été mesuré dans la formation des "brèches de Cucuron"(pendage 20 S), conglomérat hétérométrique à galets (cm à dm) impressionnés , à matrice argilo-sableuse rougeâtre, donc un matériel comportant de nombreuses hétérogénéités. Le diagramme rassemble des éléments d'échelle différente. Ont été mesurés:

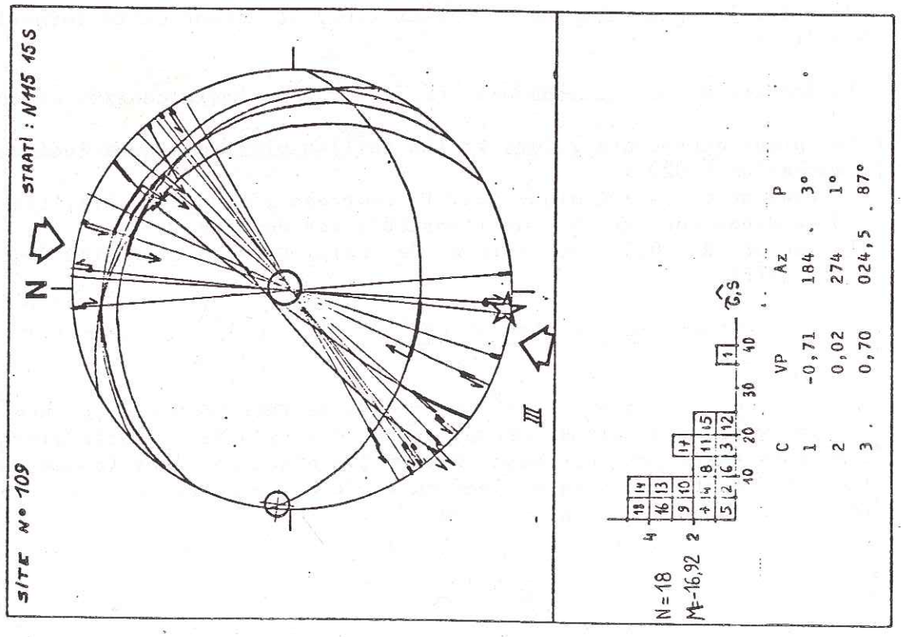
-les cupules stylolitisées(on fait l'hypothèse que les directions d'impression sont parrallèles à $\sigma 1$)(+ de 20 mesures représentées sous forme de densité de direction d'impression maximale).
-des stries mesurées sur deux galets décimètriques (1) et (2), dont les faces constituent les éléments de surface de glissement ; ces deux galets étant distants d'une vingtaine de mètres l'un de l'autre sont indépendant mécaniquement (toutefois les plans définis sur chaque galet n' ayant pas été reconnus dans la matrice argileuse, peuvent ne pas être indépendants)
-deux failles plurimètriques (9F) et (10F) affectant cette formation.
Résultats:

-la densité des directions d'impression est maximale centrée autour de N 030.
-les plans striés des galets et les failles plurimétriques indiquent une compression N 020 .
-le tenseur calculé indique un $\sigma 1$ compressif dirigé N 011, les écarts $\widehat{T,S}$ ne dépassant pas 25 pour l'ensemble des données.
-le rapport R = 0,31 est voisin de celui du site 1 (régime décrochant compressif).

Conclusion sur les sites 1 et 41.

On remarquera que, en dépit de leur nombre de données assez faibles, ces deux sites donnent chacun des résultats satisfaisants et cohérents entre eux. La phase compressive ainsi reconnue (phase III) est la plus récente des phases mises en évidence au cours de cette étude (Tortonien supérieur ou plus récent)





3.3. SITES 103 ET 109.

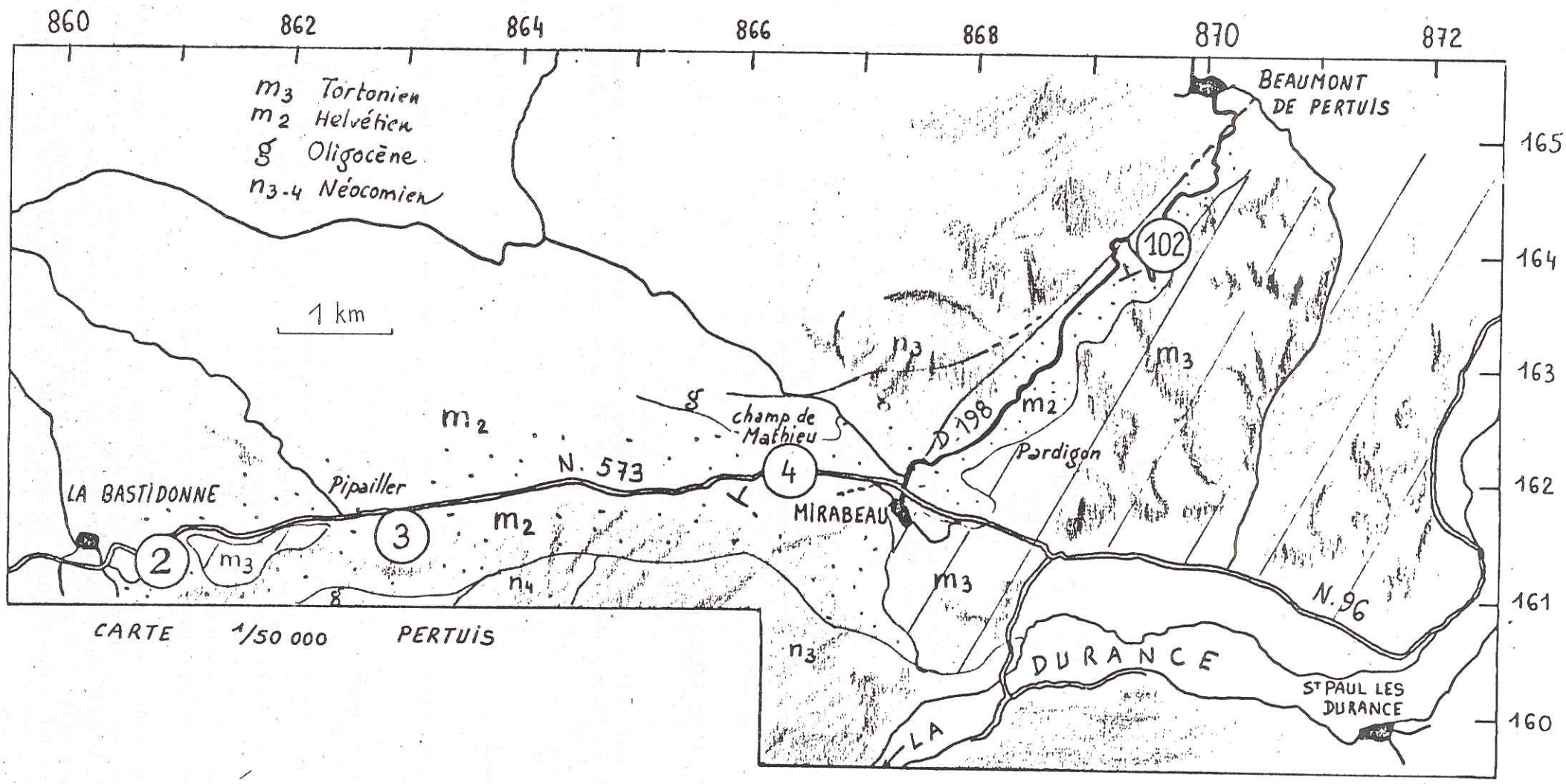
Les sites 103 et 109 situés dans le synclinal de Cadenet et mesurés dans les mêmes calcaires lacustres que le site 1, montrent une fracturation et des stries fines mécaniques, analogues aux précédents sites.

L'analyse graphique fait ressortir une direction de compression N 025 (103) et N 020 (109) (plus petit dièdre des décrochements dextre et senestre). Le tenseur calculé est en accord avec ces directions. Les stries sont de glissement pur . Le rapport R = 0,05 (103) et R = 0,48 (109) pourtant variable d'un site à l'autre, confirme le type de régime, décrochant-compressif.

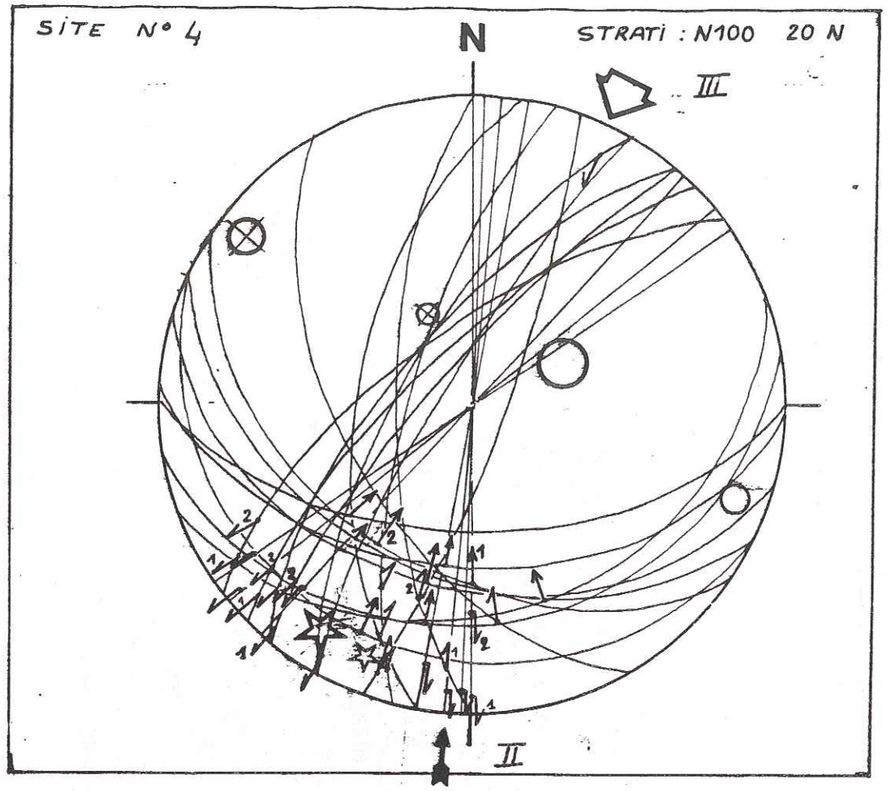
En contre-bas du site 109 et à proximité d'une faille inverse N 100 plurimétrique, un miroir vertical dirigé N 030 montre plus de trois stries séparées chronologiquement mais toujours senestres qui se sont sans doute formées au fur et à mesure que le banc se redressait sous l'effet de la faille inverse principale (crochon).

Au sud de la Durance, vers Rians, la formation lacustre attribuée au Tortonien des calcaires noirs de Bedès montre des microstructures trop peu nombreuses pour constituer des sites; les quelques failles mesurées sont conpatibles avec une compression N 015 (FDD N 177 et FDS N 200). A St Martin de Brômes, près de Gréoux les Bains, quelques failles dans les niveaux lacustres du Tortonien indiquent une compression voisine de N-S.

En résumé, l'analyse microtectonique réalisée dans les formations d'âge Tortonien supérieur a permis de mettre en évidence un régime décrochant compressif (σ 2 horizontal extensif valeur du rapport R compris entre 0 et 0,5), dont la direction de compression est dirigé N 020. Cet évènement tectonique (phase III) est caractèrisé par des stries fines et mécaniques de glissement pur. Combes (1984) a montré que le rapport R possèdait une valeur locale, souvent influencé par la nature de l'accident majeur (chevauchement, décrochement) situé au voisinage du site.



CARTE DE LOCALISATION DES SITES SERRAVALLIENS



4. LES SITES DU SERRAVALLIEN.

Ces sites ont été mesurés dans la frange de calcaires lacustres datés par les faunes de vertèbrés du Serravallien (Aguilar & Clauzon, 1979).

4.1. SITE 4.

Ce site a permis de mettre en évidence deux phases tectoniques.

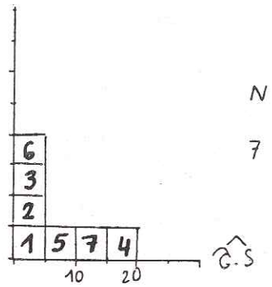
Analyse graphique:

Les décrochements se répartissent ici autour de la direction de compression (N 025) indiquée par le jeu(2) de la faille inverse (29). les jeux (1) et (2) produisent des tectoglyphes différents:

-stries grossières antérieures (jeu 1),
-stries fines mécaniques liées au jeu(2).

Le changement de style de stries indique un changement des conditions mécaniques ou/et de solubilité des calcaires, et donc des évènements séparés (peu ou prou) dans le temps. Les tectoglyphes les plus récents sont comparables à ceux dus à la phase III sur d'autres sites. Le jeu (1) indique une compression sub-méridienne (pitch des failles inverses).

1	40.00*	80.00*E*	2.00*S*	0.00*S*
2	15.00*	74.00*W*	10.00*S*	0.00*D*
3	124.00*	45.00*S*	65.00*E*	0.00*I*
4	53.00*	70.00*N*	23.00*W*	0.00*S*
5	45.00*	75.00*S*	17.00*W*	0.00*S*
6	0.00*	70.00*W*	15.00*S*	0.00*D*
7	30.00*	72.00*W*	0.00* *	0.00*S*



Tenseur T1 jeu 1

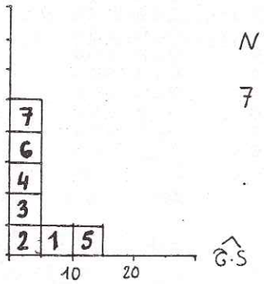
N	M	C	VP	Az	P
7	-6.84	1	-0,94	200	18°
		2	0,35	338	65°
		3	0,58	105	15°

☆ σ_1

R= 0,15

1	40.00*	80.00*E*	20.00*S*	0.00*S*
2	15.00*	74.00*W*	35.00*S*	0.00*D*
3	124.00*	45.00*S*	90.00*S*	0.00*I*
4	53.00*	70.00*N*	10.00*W*	0.00*S*
5	45.00*	75.00*S*	7.00*W*	0.00*S*
6	0.00*	70.00*W*	38.00*S*	0.00*D*
7	30.00*	72.00*W*	10.00*N*	0.00*S*

Tenseur T2 jeu 2



N	M	C	VP	Az	P
7	-6,91	1	-1.02	212	18°
		2	0,46	308	18°
		3	0,56	081	64°

☆ σ_1

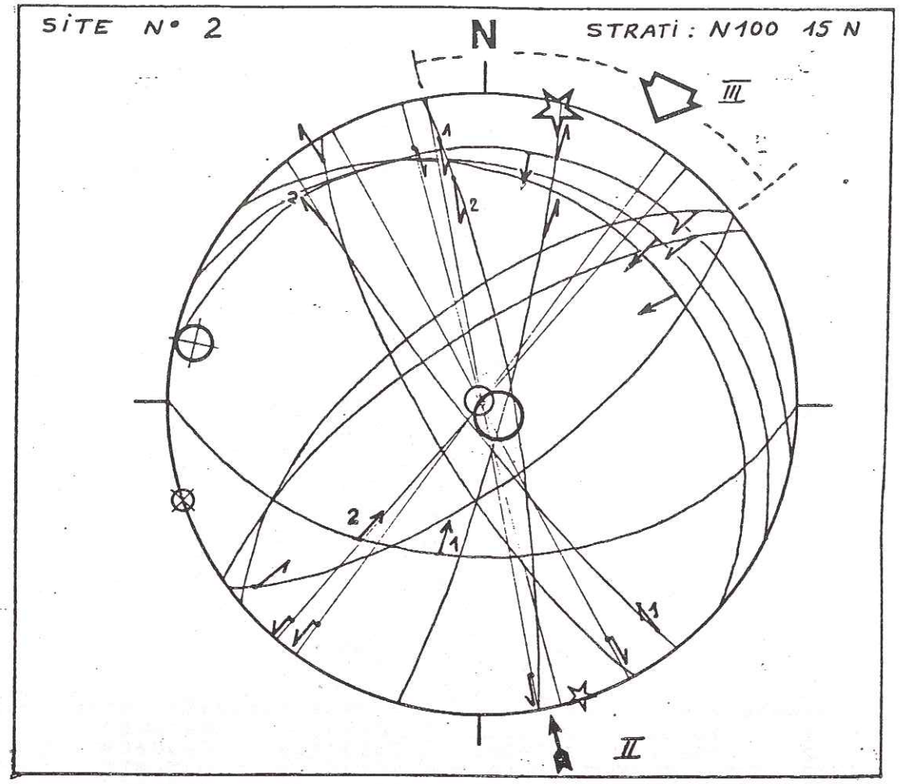
R= 0,06

Analyse numérique:

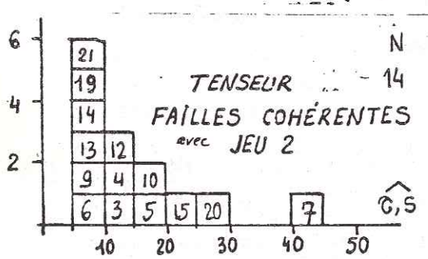
Les deux phases tectoniques reconnues sur le terrain et dont les directions de compression respectives ont pu être déterminées par l'analyse graphique , ont pu être séparées par le calcul.

Les tenseurs T1 et T2 ont été obtenus par calcul sur les failles à chronologie sûre (jeu 1 puis jeu 2).

L'antériorité d'un évènement compressif (phase II, z = N 170 à 202), par rapport à la compression N 020 de la phase III a pu être montrée; elle caractèrise les sites serravalliens; le rapport R proche de zéro (ellipsoide de révolution autour de σ1 montre qu'il s'agit encore d'un régime compressif-décrochant.



194.00*	84.00*E*	17.00*N*	0.0	*S*
194.00*	84.00*E*	39.00*N*	0.0	*S*
230.00*	64.00*N*	8.00*E*	0.0	*S*
235.00*	72.00*N*	14.00*E*	0.0	*S*
130.00*	30.00*N*	72.00*E*	0.0	*I*
232.00*	70.00*S*	5.00*W*	0.0	*S*
215.00*	90.00* *	12.00*S*	0.0	*S*
220.00*	90.00* *	7.00*W*	0.0	*S*
166.00*	80.00*E*	15.00*N*	0.0	*D*
170.00*	82.00*E*	13.00*N*	0.0	*D*
170.00*	82.00*E*	28.00*N*	0.0	*D*
90.00*	51.00*S*	80.00*W*	0.0	*I*
115.00*	25.00*N*	70.00*E*	0.0	*I*
278.00*	18.00*N*	88.00*E*	0.0	*I*



TENSEUR FAILLES COHÉRENTES avec JEU 2

	N	M	C	VP	Az	P
	14	-12,77	1	-0,84	014	3°
			2	0,35	283	8°
			3	0,49	123	82°
		-6	1	-0,44	161	0,5° second calcul
			2	-0.37	251	0°
			3	0,81	346	89,5°

4.2. SITE 2.

Site le plus occidental mesuré dans ces calcaires lités à passées ligniteuses, il confirme les résultats du site 4:

Analyse graphique:

les failles décrochantes dextres N 150-170 et senestres N 170-240 et les failles inverses N 090-130 indiquent une compression N-S. Certains miroirs portent deux familles de stries qui se recoupent, fait que nous observons dans tous les sites serravalliens; ainsi a-t-il été possible de distinguer deux directions compressives successives:

-la première est N 170 (plus petit dièdre des décrochements), qui explique les jeux de première génération sur les miroirs à deux stries.

-la seconde est N 030 (pitch des failles inverses & dièdre des décrochantes), compatible avec les seconds jeux . Les stries étant de type mécanique, fines
il s'agit vraisemblablement de la phase III.

Les failles décrochantes sub-méridiennes ont donc théoriquement pu jouer en senestre puis en dextre. En fait, on ne pourra l'observer souvent, le jeu plus récent étant seul visible; ainsi se pose le problème de la détermination d'un plus petit dièdre de failles décrochantes permettant de définir avec précision la direction de compression pour la phase II.

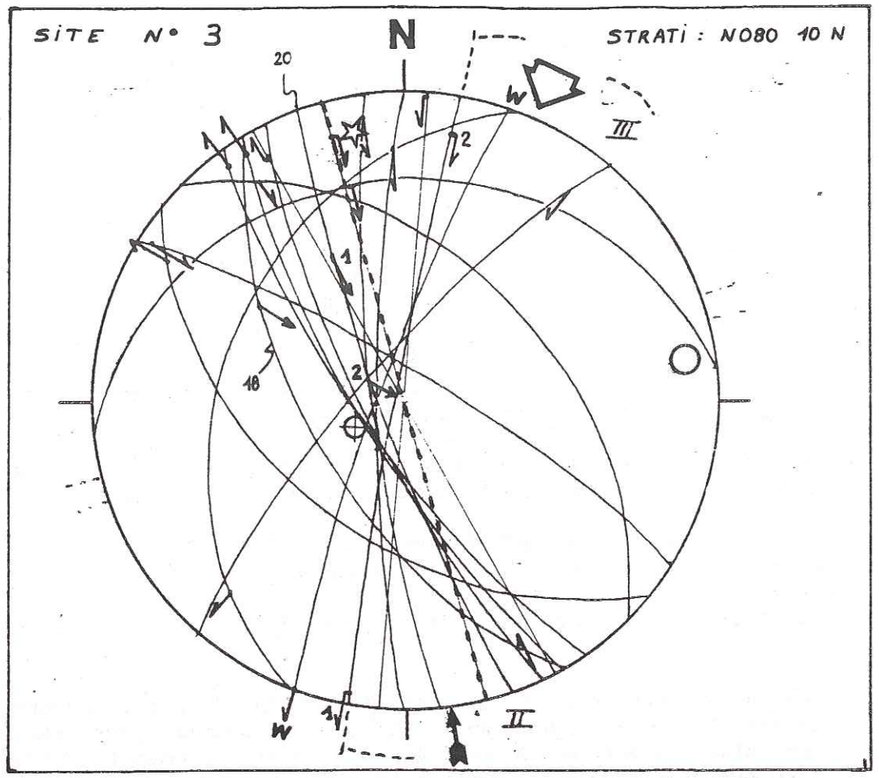
Les tectoglyphes étant différents pour chaque épisode, même si deux familles de stries font un angle faible sur un même miroir, on peut distinguer deux générations de stries que l'on ne confondra pas avec des variations éventuelles du pitch des stries (1) .

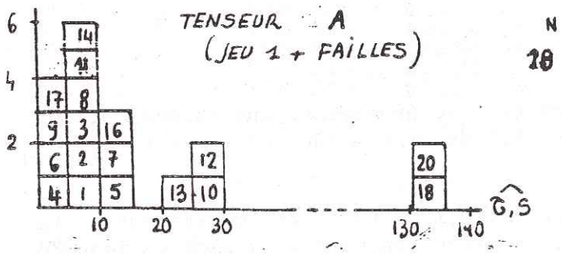
Analyse numérique:

Le tenseur B, calculé à partir des failles présentant une chronologie et des failles cohérentes avec le jeu (2) donne le résultat suivant:

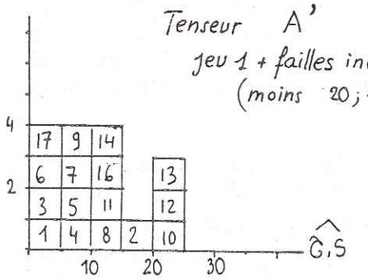
-jeu (2), σ 1 dirigé N 014, rapport R = 0,10 . La valeur du rapport R, la nature des tectoglyphes ainsi que la direction de compression du jeu (2) sont caractèristiques de la phase III mise en évidence dans les sites tortoniens.
Toutefois l'histogramme ne présente pas de valeurs d'angle T,S entre 0 et 5 degrés bien que la forme de celui-ci et le minimum de la fonction soient acceptables; toutes les conditions mécaniques servant d'hypothèse pour le calcul ne sont peut-être pas réunies ?

-le second calcul effectué automatiquement avec les données possèdant un écart angulaire élevé indique une direction de compression compatible avec le jeu (1). Ces tenseurs ne sont donnés qu'à titre indicatif mais ne présentent qu'une fiabilité limitée.





N	M	C	VP	Az	P
20	-14	1	-0,81	352	2°
		2	0,26	247	81,5°
		3	0,55	082	8°



N	M	C	VP	Az	P
16	-15,25	1	-0,81	351	8° ☆
		2	0,23	214	78°
		3	0,59	082	8°

R = 0,25

4.3. SITE 3.

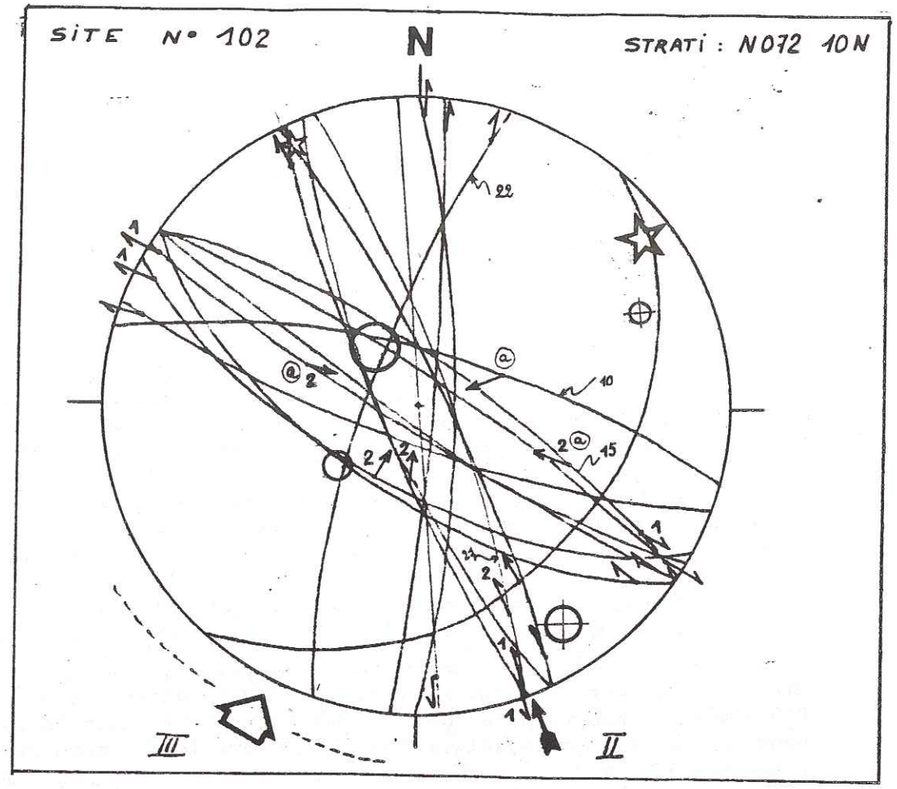
Taillée dans les calcaires lacustres, ici très recristallisés, la carrière (X=862,9, Y=161,8) est limitée à l'Ouest par un accident vertical de direction N 160 ,dont le miroir à cannelures plurimétriques indique un jeu dextre (faille tracée en tiretés sur le diagramme).

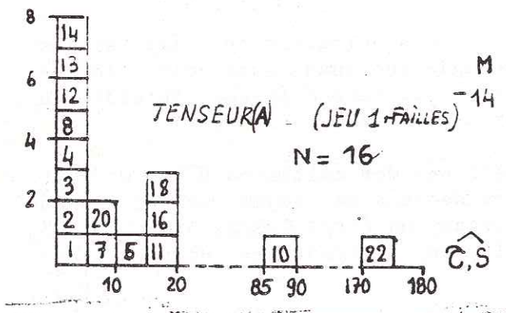
Ce miroir est parfaitement compatible avec la direction de compression N 170 déterminée à partir des micro-failles (plus petit dièdre des failles décrochantes), mais aussi avec la compression N 020.

Toutefois la direction des pics stylolitiques et la présence de stries plus récentes (2) sur certains miroirs, révèlent l'intervention d'un second épisode compressif dirigé NNE-SSW plus discrètement enregistré ici. L'existence d'un décrochement vertical N 010 d'abord senestre puis dextre est compatible avec la succession de deux contraintes compressives "tournant" vers le NE constatée sur les sites précédents.

L'analyse numérique confirme ces observations: les failles avec le jeu (1) et celles sans chronologie indiquent une direction de $\sigma 1$ N 351 . Le manque de données relatives au second épisode interdit la détermination d'un tenseur fiable pour ce dernier.

La nature fortement recristallisée des calcaires à cet endroit a entraîné des erreurs de détermination de sens de rejeu de certaines failles; c'est le cas des failles possèdant un écart T,S supérieur à 135 degrés. Un tenseur a été recalculé en écartant ces données. Les directions des axes sont analogues.





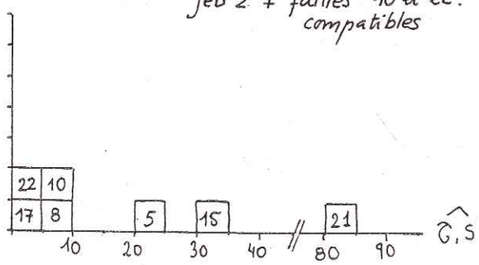
TENSEUR (A) (JEU 1 + FAILLES)
N = 16

	M	C	VP	Az	P
	-14	1	-0,93	334	6° ☆
		2	0,46	067	26°
		3	0,47	232	63°

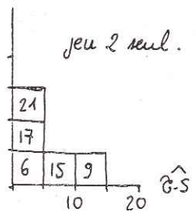
R = 0,007

N	M	C	VP	Az	P
7	-5,45	1	-0,54	059	4° ☆
		2	-0,32	150	15°
		3	0,85	315	74°

TENSEUR B
jeu 2 + failles 10 et 22. compatibles



jeu 2 seul. N=5
M= -4,8



C	VP	Az	P
1	-0,53	251	8°
2	-0,30	342	10°
3	0,83	123	77°

4.4. SITE 102.

Ce site est situé dans la bande des calcaires lacustres du Serravallien le long du bord oriental faillé du massif de Beaumont.

Le diagramme montre une direction de compression N 160 (plus petit dièdre & failles inverses) pour les stries (1). Mais là encore, un rejeu existe: des failles dextres N 130 rejouent en failles inverses sous l'effet d'une compression NS à N 020, l'autre contrainte horizontale étant également compressive (stries notées ⓐ sur le diagramme).

L'analyse numérique des premiers jeux des failles confirme la détermination graphique ($\sigma 1$ N 334, R = 0,007). Le tenseur calculé à partir des failles présentant un jeu (2) et des failles compatibles avec le jeu (2) et possèdant un écart $\widehat{T,S}$ important avec T A, donne une direction de $\sigma 1$ N 059. .$\sigma 2$ est compressif et de valeur proche de celle de $\sigma 1$. Le manque de données est à l'origine de la grande dispersion des histogrammes; le tenseur obtenu ne possède donc qu'une faible fiabilité .

Enfin, on n'oubliera pas que le site 102 est situé en bordure des failles de la Durance, accident N 030 jouant vraisemblablement en décrochement senestre et que le site est lui-même découpé par des failles dextres importantes N 170 induisant des plis coniques mètriques à leur proximité; les conditions d'utilisation de la méthode sont donc défavorables.

En résumé, ces sites des calcaires lacustres serravalliens du bassin de Pertuis apportent des informations supplémentaires à celles fournies par les sites tortoniens:

-Ils complètent les données sur la phase III, la plus récente qui les affecte, caractérisée par une direction de compression moyenne N 020 , dans un régime décrochant compressif (rapport R compris entre 0 et 0,5) , présentant des tectoglyphes de glissement pur (stries mécaniques fines).

-Ils révèlent surtout l'existence d'un serrage sub-méridien (z= N 170) phase II ante-Tortonien supérieur, post-Serravallien daté ici . La forme du tenseur est variable en fonction du contexte structural (R variant de 0,007 à 0,25). Les stries mécaniques sont plus grossières . Toutefois la fracturation (failles inverses et décrochements) indiquerait un régime décrochant compressif peu différent de celui de la phase III.

Ces deux compressions que nous appellerons par commodité le "doublet des phases néogènes" sont reconnaissables dans des sites mesurés dans des terrains plus anciens, oligocènes par exemple, que nous allons étudier maintenant.

SITES TORTONIENS

1

1	357.00*	79.00*W*	17.00*S*	0.0 *D*
2	351.00*	59.00*W*	25.00*S*	0.0 *D*
3	332.00*	35.00*W*	72.00*W*	0.0 *I*
4	332.00*	35.00*E*	27.00*N*	0.0 *D*
5	330.00*	40.00*W*	66.00*S*	0.0 *I*
6	264.00*	33.00*N*	65.00*E*	0.0 *I*
7	297.00*	40.00*S*	79.00*S*	0.0 *I*
8	326.00*	43.00*E*	60.00*N*	0.0 *I*
9	10.00*	89.00*E*	13.00*N*	0.0 *D*
10	38.00*	78.00*E*	6.00*N*	0.0 *S*
11	335.00*	58.00*S*	60.00*S*	0.0 *I*
12	42.00*	88.00*E*	5.00*N*	0.0 *S*
13	25.00*	88.00*E*	4.00*S*	0.0 *S*
14	140.00*	27.00*S*	87.00*S*	0.0 *I*

41

1	113.00*	63.00*N*	90.00*N*	0.0 *I*
2	84.00*	48.00*N*	80.00*N*	0.0 *I*
3	95.00*	42.00*N*	86.00*N*	0.0 *I*
4	226.00*	45.00*N*	45.00*N*	0.0 *S*
5	25.00*	60.00*E*	24.00*S*	0.0 *S*
6	10.00*	89.00*E*	10.00*S*	0.0 *D*
7	124.00*	40.00*N*	80.00*N*	0.0 *I*
8	60.00*	89.00*E*	12.00*E*	0.0 *S*
9	65.00*	60.00*S*	70.00*S*	0.0 *I*
10	95.00*	68.00*S*	80.00*S*	0.0 *I*

103

1	38.00*	89.00*E*	3.00*N*	0.0 *S*
2	53.00*	89.00*E*	4.00*S*	0.0 *S*
3	125.00*	25.00*N*	90.00*N*	0.0 *I*
4	110.00*	23.00*N*	82.00*W*	0.0 *I*
5	42.00*	89.00*E*	10.00*N*	0.0 *S*
6	23.00*	89.00*E*	8.00*S*	0.0 *D*
7	34.00*	72.00*E*	5.00*S*	0.0 *S*

2

1	142.00*	85.00*S*	7.00*E*	0.0 *D*
2	142.00*	85.00*S*	24.00*W*	0.0 *D*
3	194.00*	84.00*E*	17.00*N*	0.0 *S*
4	194.00*	84.00*E*	39.00*N*	0.0 *S*
5	230.00*	64.00*N*	8.00*E*	0.0 *S*
6	235.00*	72.00*N*	14.00*E*	0.0 *S*
7	130.00*	30.00*N*	72.00*E*	0.0 *I*
8	170.00*	90.00* *	12.00*S*	0.0 *S*
9	232.00*	70.00*S*	5.00*W*	0.0 *S*
10	215.00*	90.00* *	12.00*S*	0.0 *S*
11	152.00*	90.00* *	15.00*S*	0.0 *D*
12	220.00*	90.00* *	7.00*W*	0.0 *S*
13	166.00*	80.00*E*	15.00*N*	0.0 *D*
14	170.00*	82.00*E*	13.00*N*	0.0 *D*
15	170.00*	82.00*E*	28.00*N*	0.0 *D*
16	170.00*	90.00* *	0.0 * *	0.0 *S*
17	150.00*	75.00*S*	5.00*N*	0.0 *D*
18	90.00*	51.00*S*	80.00*W*	0.0 *I*
19	90.00*	51.00*S*	60.00*W*	0.0 *I*
20	115.00*	25.00*N*	70.00*E*	0.0 *I*
21	278.00*	18.00*N*	88.00*E*	0.0 *I*

4

1	53.00*	70.00*N*	23.00*W*	0.0 *S*
2	53.00*	70.00*N*	10.00*W*	0.0 *S*
3	45.00*	75.00*S*	17.00*W*	0.0 *S*
4	45.00*	75.00*S*	7.00*W*	0.0 *S*
5	2.00*	90.00* *	7.00*S*	0.0 *D*
6	55.00*	90.00* *	15.00*W*	0.0 *S*
7	90.00*	56.00*S*	59.00*W*	0.0 *I*
8	50.00*	90.00* *	4.00*W*	0.0 *S*
9	40.00*	70.00*N*	16.00*W*	0.0 *S*
10	5.00*	90.00* *	6.00*S*	0.0 *D*
11	42.00*	90.00* *	20.00*S*	0.0 *S*
12	80.00*	30.00*S*	70.00*W*	0.0 *I*
13	92.00*	47.00*S*	85.00*W*	0.0 *I*
14	40.00*	90.00* *	9.00*S*	0.0 *S*
15	10.00*	60.00*W*	22.00*S*	0.0 *D*
16	0.0 *	70.00*W*	15.00*S*	0.0 *D*
17	0.0 *	70.00*W*	38.00*S*	0.0 *D*
18	30.00*	72.00*W*	0.0 * *	0.0 *S*
19	30.00*	72.00*W*	10.00*N*	0.0 *S*
20	105.00*	40.00*S*	90.00*S*	0.0 *I*
21	10.00*	90.00* *	15.00*S*	0.0 *D*
22	40.00*	80.00*W*	6.00*S*	0.0 *S*
23	291.00*	40.00*S*	60.00*W*	0.0 *I*
24	330.00*	56.00*W*	37.00*S*	0.0 *D*
25	70.00*	34.00*S*	90.00*S*	0.0 *I*
26	30.00*	82.00*W*	4.00*S*	0.0 *S*
27	116.00*	44.00*S*	78.00*W*	0.0 *I*
28	124.00*	45.00*S*	65.00*E*	0.0 *I*
29	124.00*	45.00*S*	90.00*S*	0.0 *I*
30	200.00*	82.00*E*	5.00*S*	0.0 *S*
31	295.00*	20.00*S*	90.00*S*	0.0 *I*
32	15.00*	74.00*W*	10.00*S*	0.0 *D*
33	15.00*	74.00*W*	35.00*S*	0.0 *D*
34	40.00*	80.00*E*	2.00*S*	0.0 *S*
35	40.00*	80.00*E*	20.00*S*	0.0 *S*

109

1	35.00*	84.00*W*	27.00*S*	0.0 *S*
2	45.00*	89.00*E*	2.00*S*	0.0 *S*
3	137.00*	22.00*E*	85.00*N*	0.0 *I*
4	25.00*	89.00*E*	13.00*S*	0.0 *S*
5	50.00*	89.00*E*	10.00*S*	0.0 *S*
6	55.00*	89.00*E*	2.00*N*	0.0 *S*
7	5.00*	89.00*E*	6.00*N*	0.0 *S*
8	355.00*	89.00*E*	5.00*N*	0.0 *D*
9	52.00*	89.00*E*	12.00*S*	0.0 *S*
10	60.00*	89.00*E*	19.00*S*	0.0 *S*
11	125.00*	17.00*N*	90.00*N*	0.0 *I*
12	114.00*	25.00*N*	80.00*E*	0.0 *I*
13	18.00*	89.00*E*	2.00*N*	0.0 *S*
14	150.00*	28.00*N*	70.00*W*	0.0 *I*
15	94.00*	40.00*S*	70.00*W*	0.0 *I*
16	3.00*	89.00*E*	12.00*S*	0.0 *D*
17	48.00*	82.00*W*	2.00*S*	0.0 *S*
18	40.00*	89.00*E*	12.00*S*	0.0 *S*

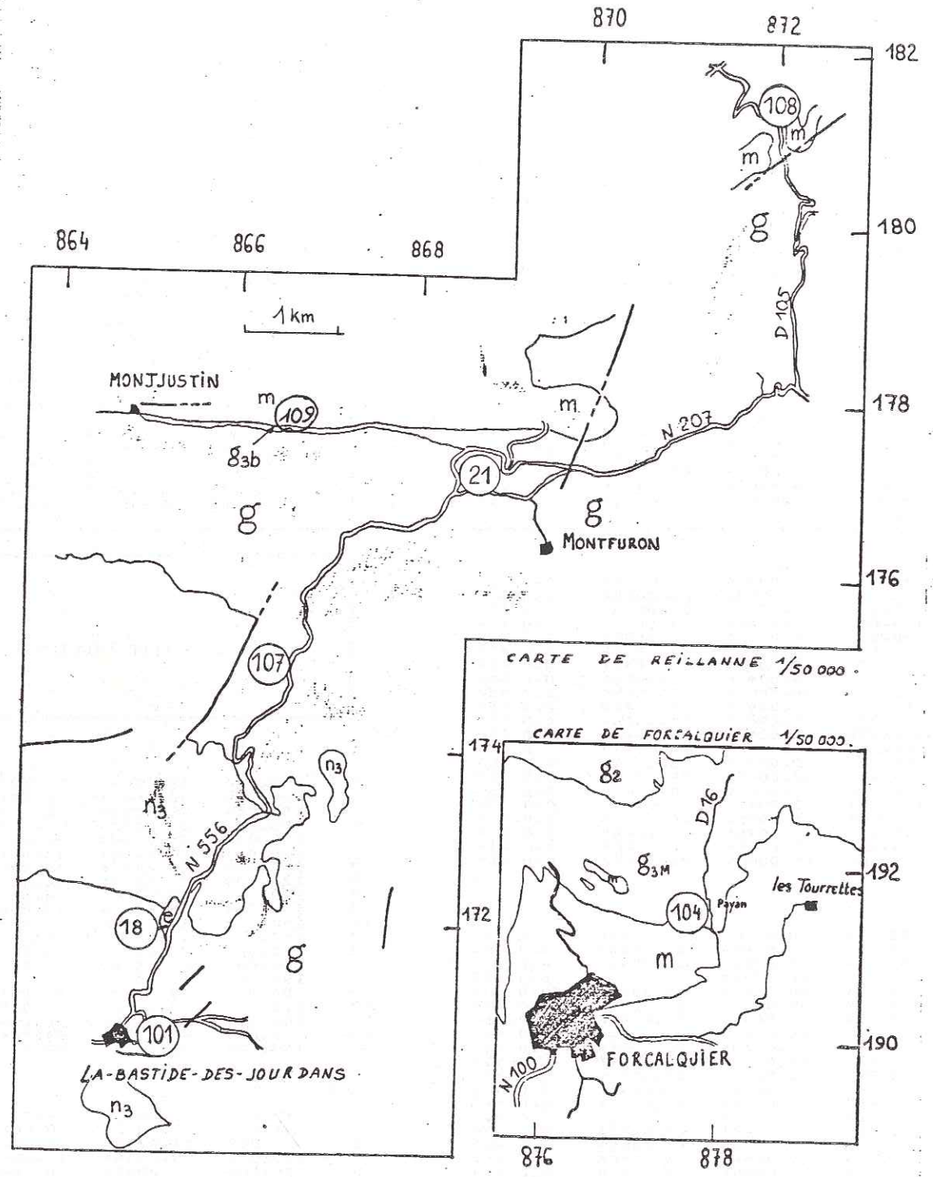
SITES SERRAVALLIENS

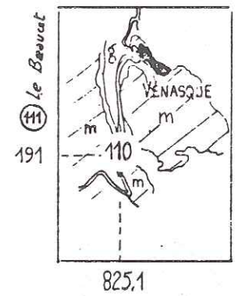
3

1	145.00*	79.00*W*	5.00*N*	0.0 *D*
2	184.00*	90.00* *	1.00*N*	0.0 *S*
3	150.00*	79.00*S*	5.00*N*	0.0 *D*
4	155.00*	80.00*S*	4.00*S*	0.0 *D*
5	180.00*	85.00*W*	20.00*N*	0.0 *S*
6	220.00*	80.00*W*	14.00*N*	0.0 *S*
7	152.00*	90.00* *	10.00*W*	0.0 *D*
8	135.00*	52.00*N*	20.00*W*	0.0 *D*
9	122.00*	82.00*N*	4.00*W*	0.0 *D*
10	130.00*	55.00*S*	13.00*W*	0.0 *D*
11	200.00*	84.00*W*	0.0 * *	0.0 *S*
12	202.00*	42.00*W*	25.00*S*	0.0 *S*
13	165.00*	90.00* *	12.00*W*	0.0 *D*
14	190.00*	87.00*W*	2.00*S*	0.0 *S*
15	190.00*	87.00*W*	13.00*N*	0.0 *D*
16	84.00*	29.00*N*	82.00*W*	0.0 *I*
17	173.00*	82.00*W*	7.00*N*	0.0 *S*
18	150.00*	65.00*W*	50.00*W*	0.0 *I*
19	160.00*	84.00*W*	84.00*N*	0.0 *I*
20	160.00*	84.00*W*	48.00*N*	0.0 *I*

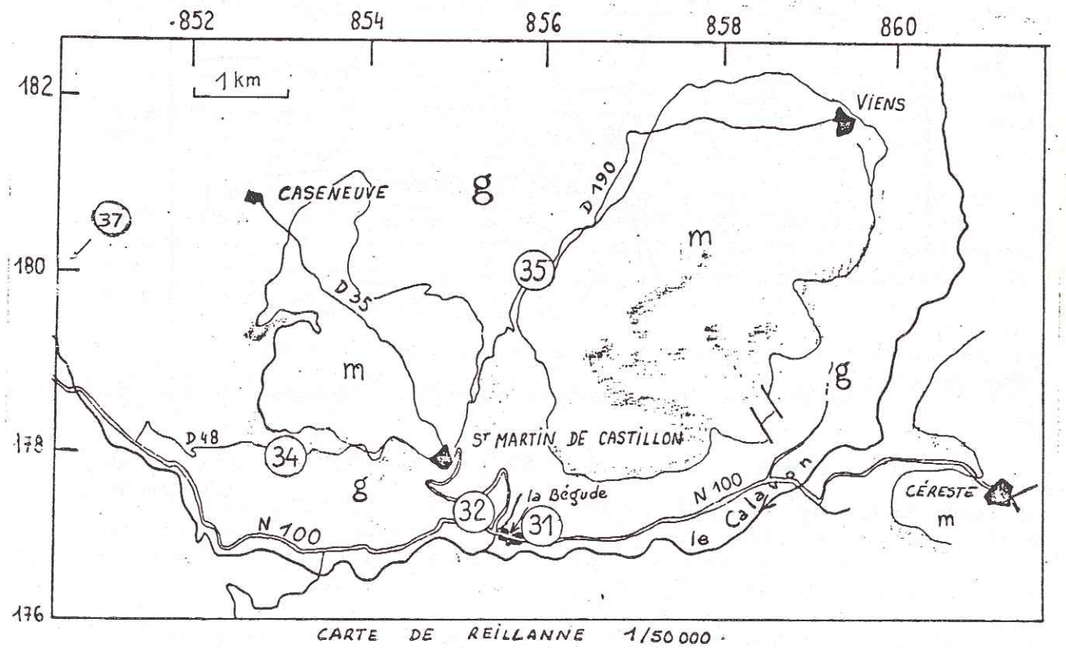
102

1	110.00*	81.00*S*	4.00*W*	0.0 *D*
2	4.00*	87.00*E*	10.00*N*	0.0 *S*
3	1.00*	81.00*E*	4.00*N*	0.0 *S*
4	155.00*	80.00*W*	12.00*N*	0.0 *D*
5	120.00*	68.00*S*	90.00*S*	0.0 *I*
6	120.00*	68.00*S*	7.00*W*	0.0 *D*
7	125.00*	86.00*S*	5.00*E*	0.0 *D*
8	122.00*	85.00*S*	59.00*W*	0.0 *I*
9	122.00*	85.00*S*	2.00*W*	0.0 *D*
10	105.00*	76.00*N*	70.00*E*	0.0 *I*
11	176.00*	89.00*E*	11.00*S*	0.0 *S*
12	154.00*	83.00*E*	8.00*S*	0.0 *S*
13	125.00*	66.00*S*	10.00*E*	0.0 *D*
14	125.00*	78.00*N*	19.00*E*	0.0 *D*
15	125.00*	78.00*N*	47.00*E*	0.0 *I*
16	158.00*	81.00*W*	4.00*S*	0.0 *S*
17	158.00*	81.00*W*	70.00*S*	0.0 *I*
18	40.00*	35.00*E*	75.00*S*	0.0 *I*
19	125.00*	82.00*N*	5.00*E*	0.0 *D*
20	159.00*	82.00*E*	2.00*S*	0.0 *S*
21	159.00*	82.00*E*	26.00*E*	0.0 *S*
22	198.00*	77.00*W*	12.00*E*	0.0 *D*





CARTE DE CARPENTRAS 1/50 000



CARTE DE REILLANNE 1/50 000.

CARTES DE LOCALISATION DES SITES OLIGOCÈNES.

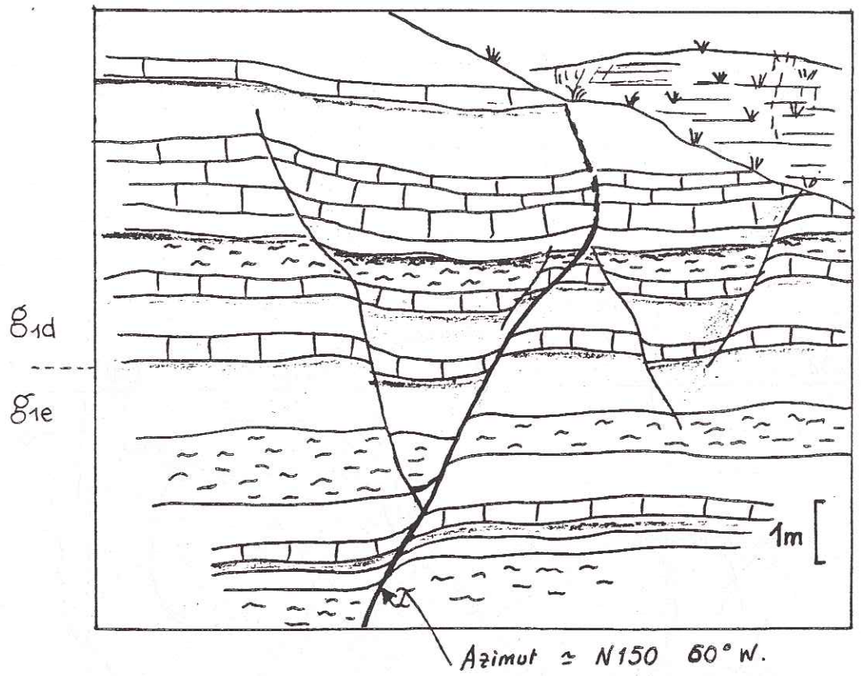


Fig 25 Système de Failles syn-sédimentaires conjuguées (Oligocène inférieur g_1)

Vers Limans D13 (X= 873,3 Y= 193,4) (Carte de Sault) 1/50 000ème.

5. LES SITES DANS LES FORMATIONS OLIGOCENES.

Les niveaux de calcaires lacustres du Chattien et du Stampien sont dans l'ensemble favorables à l'analyse micro-structurale; seuls les calcaires en fines plaquettes du Stampien (calcaires à Smerdis) sont pauvres en micro-structures.

Trois rubriques ont été abordées suivant un ordre rétrotectonique d'après les formations étudiées:

- les sites des calcaires de Reillanne (g3, Chattien)
- les sites des calcaires de Vachères (g2c, Stampien, série d'Apt)
- les sites des calcaires de Campagne-Calavon- Montfuron (g2a, Stampien)

Deux sites (110 & 111) ont été mesurés dans le bassin de Carpentras-Mormoiron (Chattien). Les autres sont situés dans les bassins d'Apt, Forcalquier et Manosque; tous ont été choisis dans des séries sub-horizontales ou monoclinales à pendage faible (inférieur à 30).

La formation oligocène est affectée par de nombreuses failles syn-sédimentaires à composante normale (fig 25) bien visibles dans les falaises du flanc nord du synclinal d'Apt -Forcalquier, mais souvent difficiles d'accès et donc à mesurer.

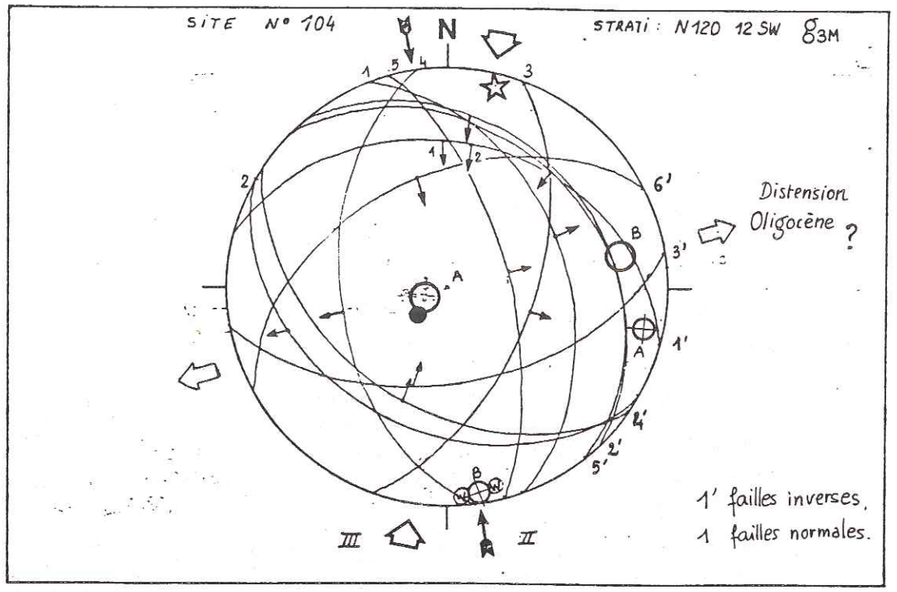
Ces failles normales, que l'on trouve dans toute la série oligocène (Gigot et al, 1977) , s'expriment dans les sites sous forme de plans présentant des jeux normaux indiquant une extension NW-SE.

Ces plans présentent souvent des indices de rejeux compressifs ultérieurs (interpénétration de bancs de calcaire plus durs dans des interlits marneux (site 107), stries décrochantes ou inverses) confirmant leur antériorité même si sur le site il est parfois impossible d'en préciser le caractère syn-sédimentaire.

Parmi ces indices de rejeu compressif, ces plans montrent parfois un jeu inverse, lié à des décrochements indiquant une compression N 080 postérieure à la période de distension et antérieure aux doublet des phases néogènes.(phase I).

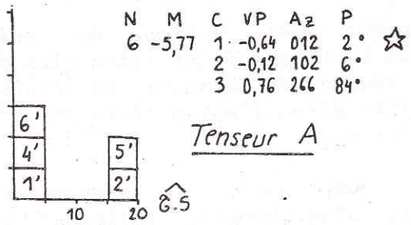
La fracturation des sites oligocènes apparait donc complexe. Mais heureusement toutes les phases reconnues dans la région d'étude n'affectent pas tous les sites de façon égale; aussi nous sommes-nous volontairement limités à la détermination graphique de la direction de compression ou d'extension. Toutefois, quand le nombre de failles normales était suffisant, un calcul de tenseur a été effectué (site 32) pour la distension oligocène.

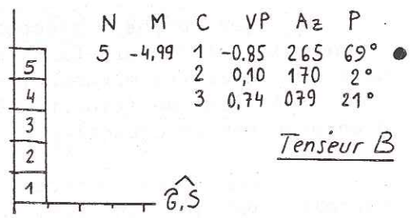
FACULTÉ des SCIENCES - PARIS
Géologie
Recherche
BIBLIOTHÈQUE

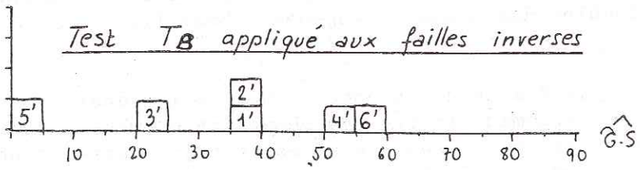


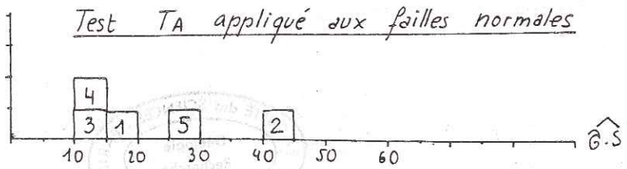
1'	195.00*	34.00*N*	85.00*W*	0.00*I* (jeu 2)	104
2'	135.00*	30.00*N*	90.00*N*	0.00*I*	104
3'	80.00*	54.00*S*	72.00*W*	0.00*I*	104
4'	124.00*	45.00*S*	80.00*E*	0.00*I*	104
5'	141.00*	28.00*E*	50.00*N*	0.00*I*	104
6'	62.00*	48.00*N*	82.00*E*	0.00*I*	104

1	160.00*	45.00*E*	86.00*N*	0.00*N*	104
2	120.00*	35.00*S*	51.00*W*	0.00*N*	104
3	20.00*	57.00*E*	87.00*N*	0.00*N*	104
4	173.00*	50.00*W*	86.00*S*	0.00*N*	104
5	165.00*	67.00*E*	90.00*E*	0.00*N*	104









5.1. SITES DES CALCAIRES DE REILLANNE.

SITE 104.

Il est situé au NE de Forcalquier dans la formation des Mourres constituée d'édifices stromatolitiques (Gigot & Gubler, 1975).

Ce site montre une compression sub-méridienne par ces failles inverses décrochantes vraisemblablement polyphasée (deux jeux sur un miroir inverse). Il s'agit là des phases du doublet néogène (phases II et III) , dont on retrouve la succession caractéristique bien que moins marquée.

Ce site présente des failles normales indiquant une extension E-W. En l'absence d'arguments chronologiques, leur attribution à la distension oligocène est incertaine.

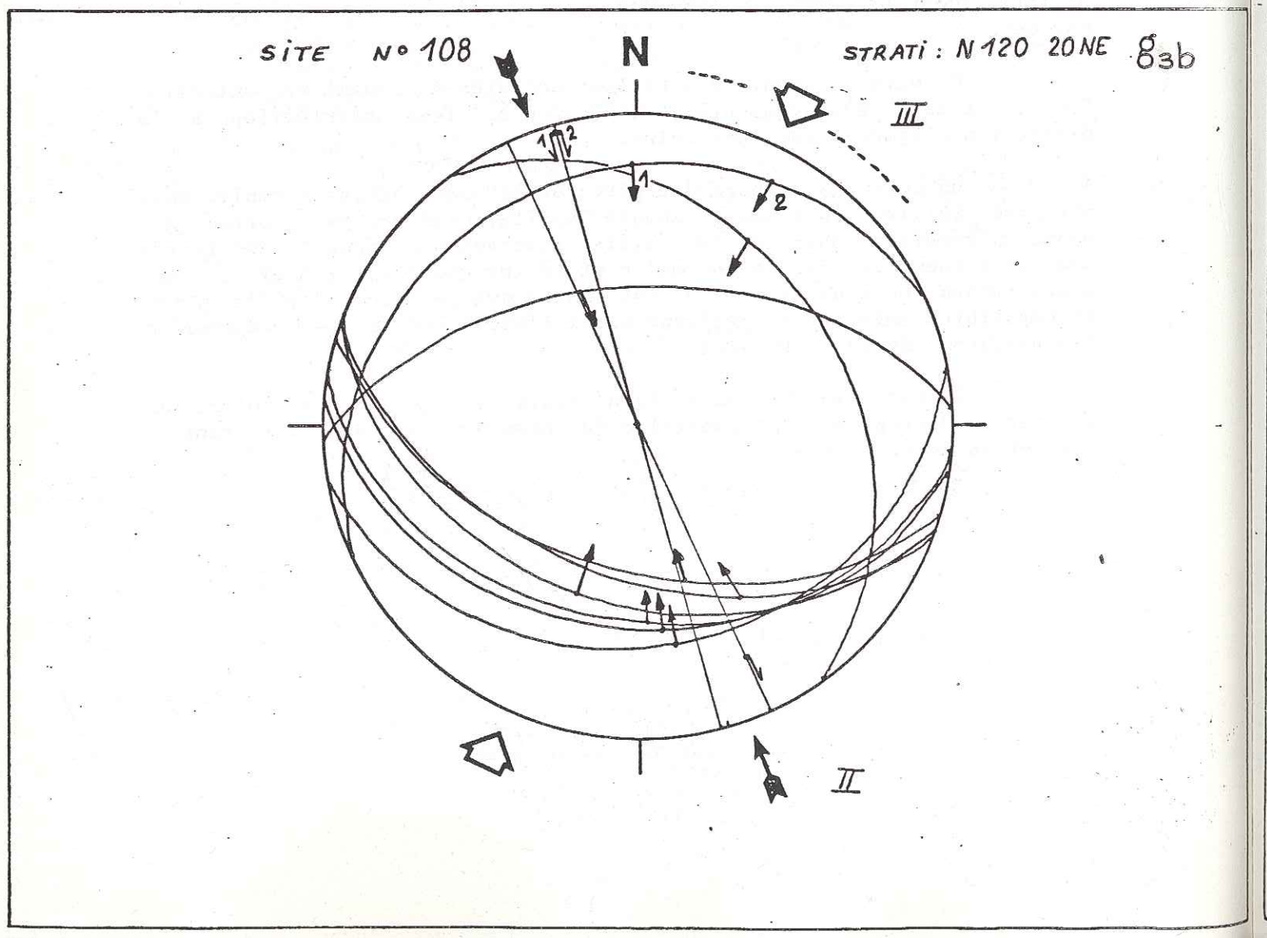
Un calcul a d'abord été effectué sur les failles normales puis sur les failles inverses ; chaque famille, bien que peu représentée, donne un résultat cohérent. Les failles inverses ont ensuite été testée avec le tenseur des failles normales et réciproquement: l'étalement des histogrammes obtenus après ce test montre que les deux familles sont incompatibles entre elles excluant ainsi l'hypothèse d'une compression N-S synchrone de la distension.

Ce site montre donc la nécessité d'arguments chronologiques permettant de repèrer sans ambiguité la phase de distension par rapport aux autres évènements.

SITE 108.

Situé au NW du flanc nord de l'anticlinorium de Manosque, ce site présente une chronologie permettant de séparer deux phases de compression: la première possède une direction de raccourcissement N 160 (dièdre minimum) tandis que la seconde est dirigée environ N 030.

Une faille décrochante N 160 possède un jeu (1) senestre (figures de blocages) et un jeu (2) dextre (figures d'arrachement) compatible avec les deux compressions successives.

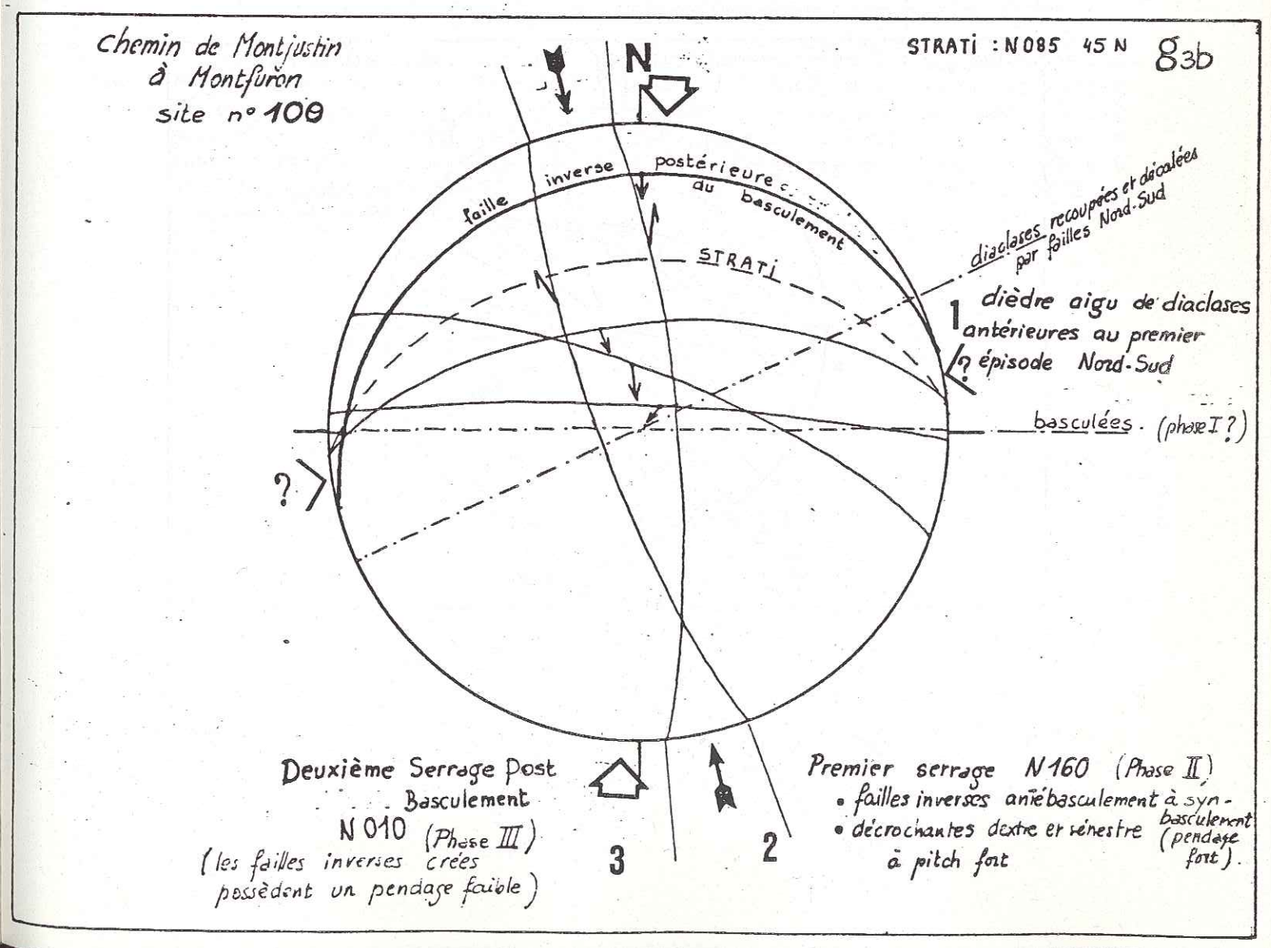


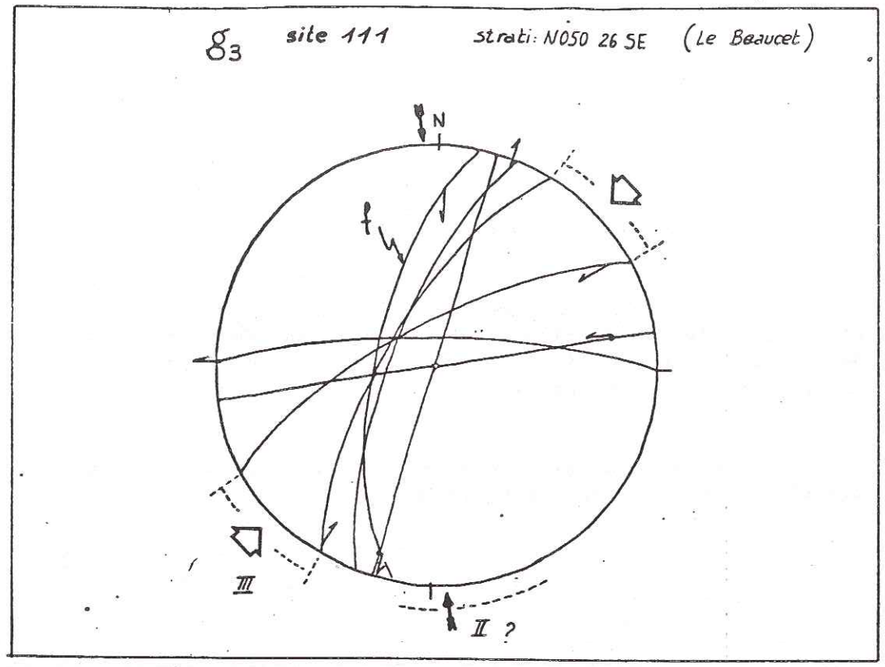
SITE 100.

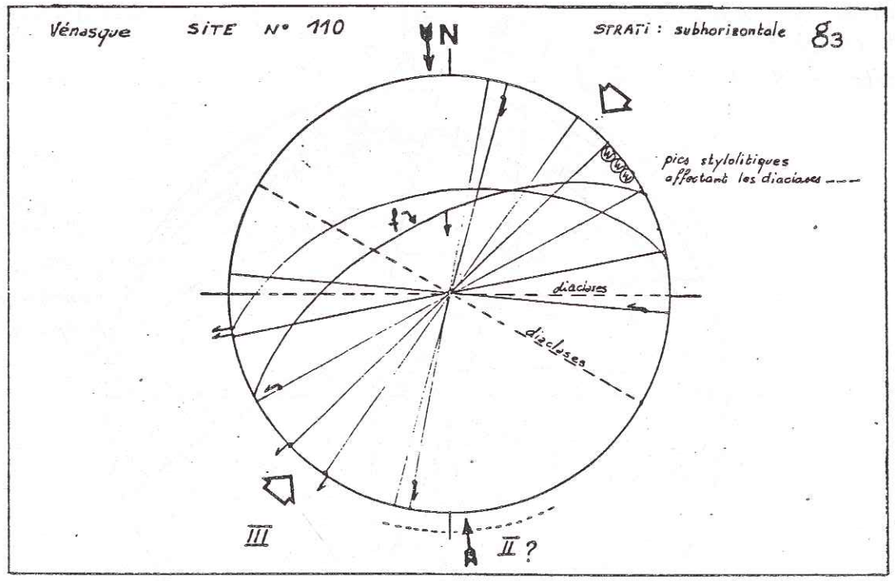
Le chemin de Montjustin à Montfuron longe les calcaires de Reillanne du flanc nord de l'anticlinal du grand Lubéron; les différentes microstructures observées ainsi que leur interprétation sont résumés sur la figure .

Il apparait une nouvelle direction de fracturation marquée par un dièdre aigu de diaclases, antérieures aux deux épisodes compressifs N-S déjà reconnus. L'interprétation de ce dièdre fera l'objet d'une discussion en fin de chapitre.

Enfin, ce site montre que la phase II est responsable du basculement des couches du synclinal d'Apt.





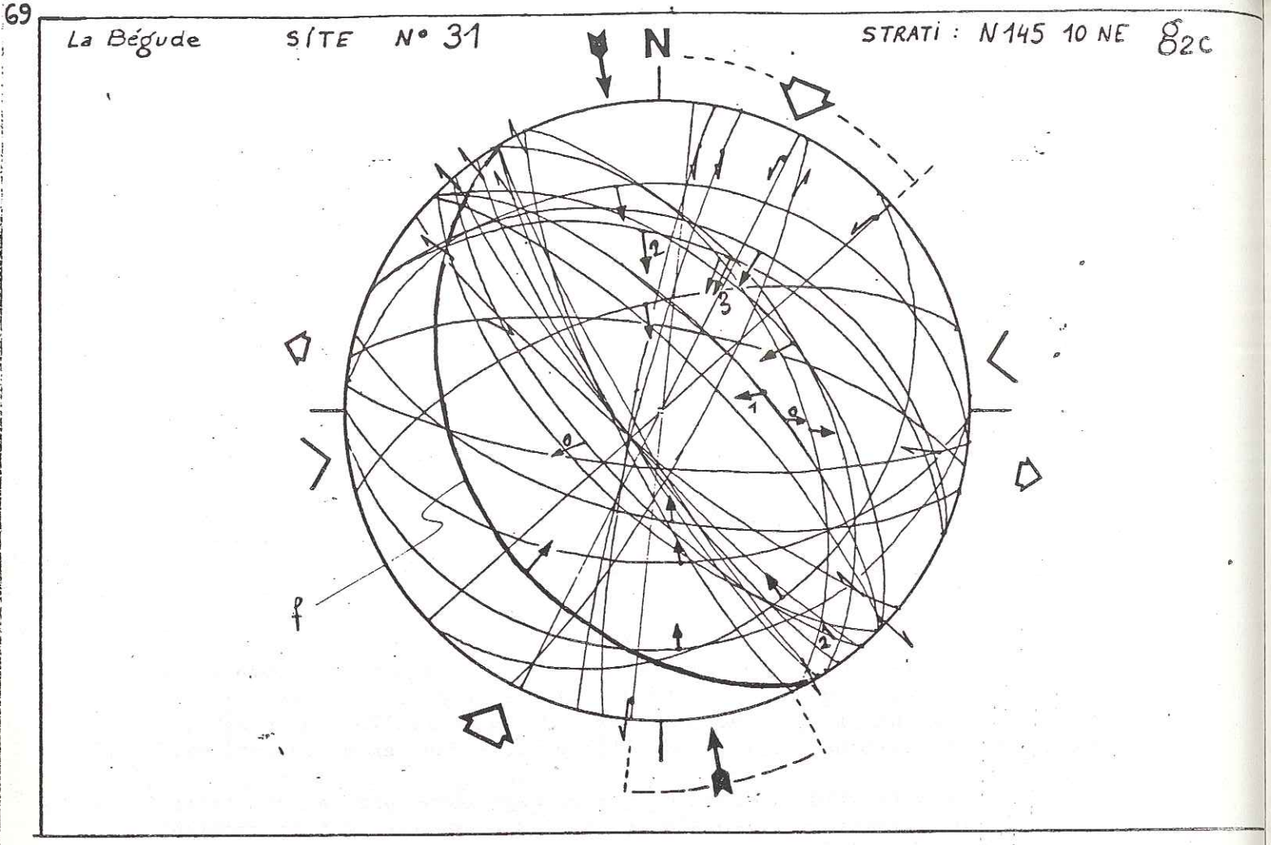


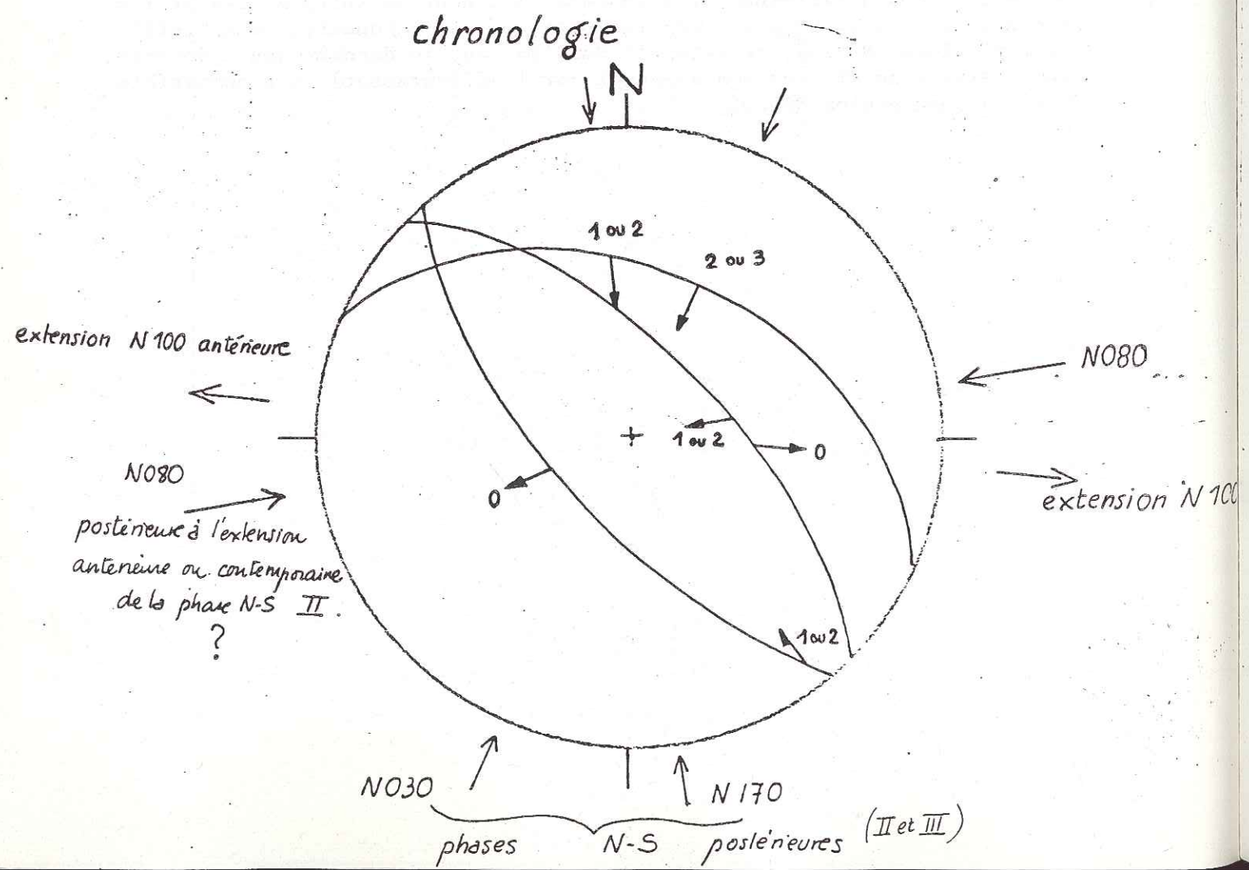
SITES 110 ET 111.

Ces sites du bassin de Carpentras indiquent une compression NE-SW responsable de la majorité des microstructures observées (plus petit dièdre de failles décrochantes). Quelques failles inverses (f site 110) et décrochantes (f site 111) peuvent révéler un serrage NS.

Le site 110 montre un dièdre aigu formé par des diaclases N 090 & N 120 , stylolitisée par les phases NS postérieures très semblable à celui du site 109 (voir en fin de chapitre pour son interprétation).

Dans ce bassin peu tectonisé dans l'ensemble, la compression NE-SW correspond certainement à la phase III dont on retrouve les stries mécaniques fines. De plus, sur la route de Souquette, une faille plurimètrique N 150 affecte le Burdigalien; le dernier jeu ,dextre-inverse (stries et décalage apparent sur l'affleurement) est compatible avec la compression NE-SW.





5.2. SITES DES CALCAIRES DE VACHERES.

SITE 31.

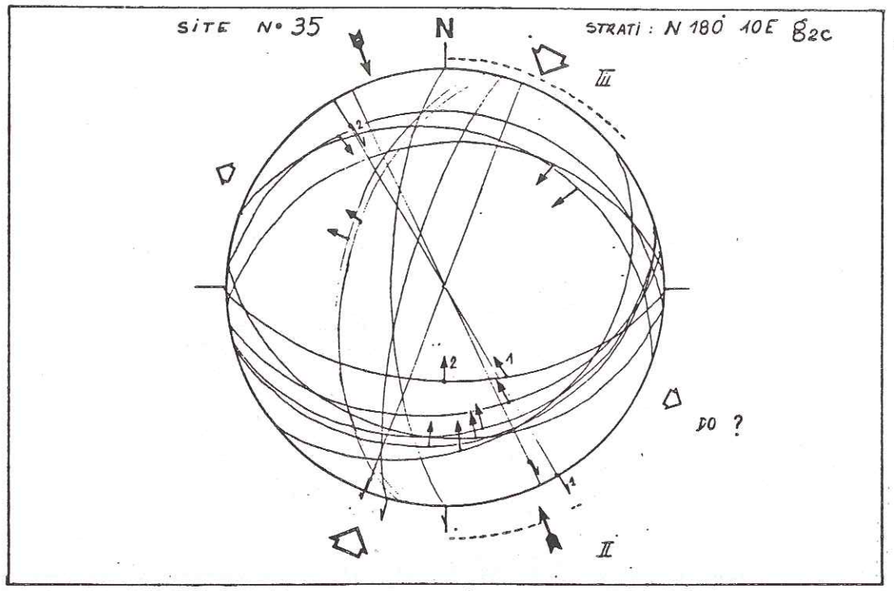
Dans ce site du synclinal d'Apt on retrouve, chronologie à l'appui, le doublet des compressions néogènes N-S (plus petit dièdre et pitchs des failles inverses). Des failles N 130 à N 150 possèdent un jeu normal indiquant une extension vers N 100. Ce jeu est antérieur à un jeu décrochant dextre compatible avec les compressions N-S mais également antérieur à un jeu inverse indiquant un serrage E-W.

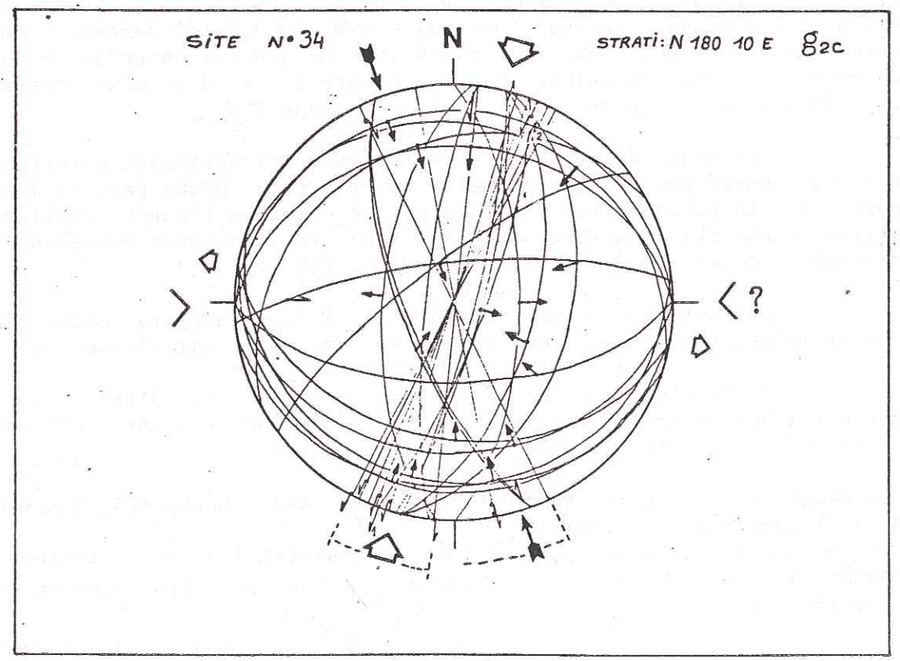
Les jeux en failles normales sont ici nettement antérieurs : ceci est montré par les chronologies entre stries d'une part et d'autre part, sur le terrain, les plans de faille normales (bancs décalés et stries normales) montrent des crochons antithétiques attestant une reprise en compression ultérieure (Gidon, 1983).

La faille f, syn-sédimentaire à jeu normal, présente des stries inverses ainsi que localement, des traces de mylonitisation.

Toutefois nous ne possèdons pas sur ce site d'arguments chronologiques entre le jeu inverse lié au raccourcissement N 080 et les phases N-S, d'où deux interprétations possibles:

-il s'agit de rejeux contemporains , liés aux phases N-S, expression d'un 2 compressif horizontal local.
-il s'agit d'un épisode tectonique post-distension et antérieur au doublet néogène. D'autres observations sur les sites suivants iront dans ce sens.





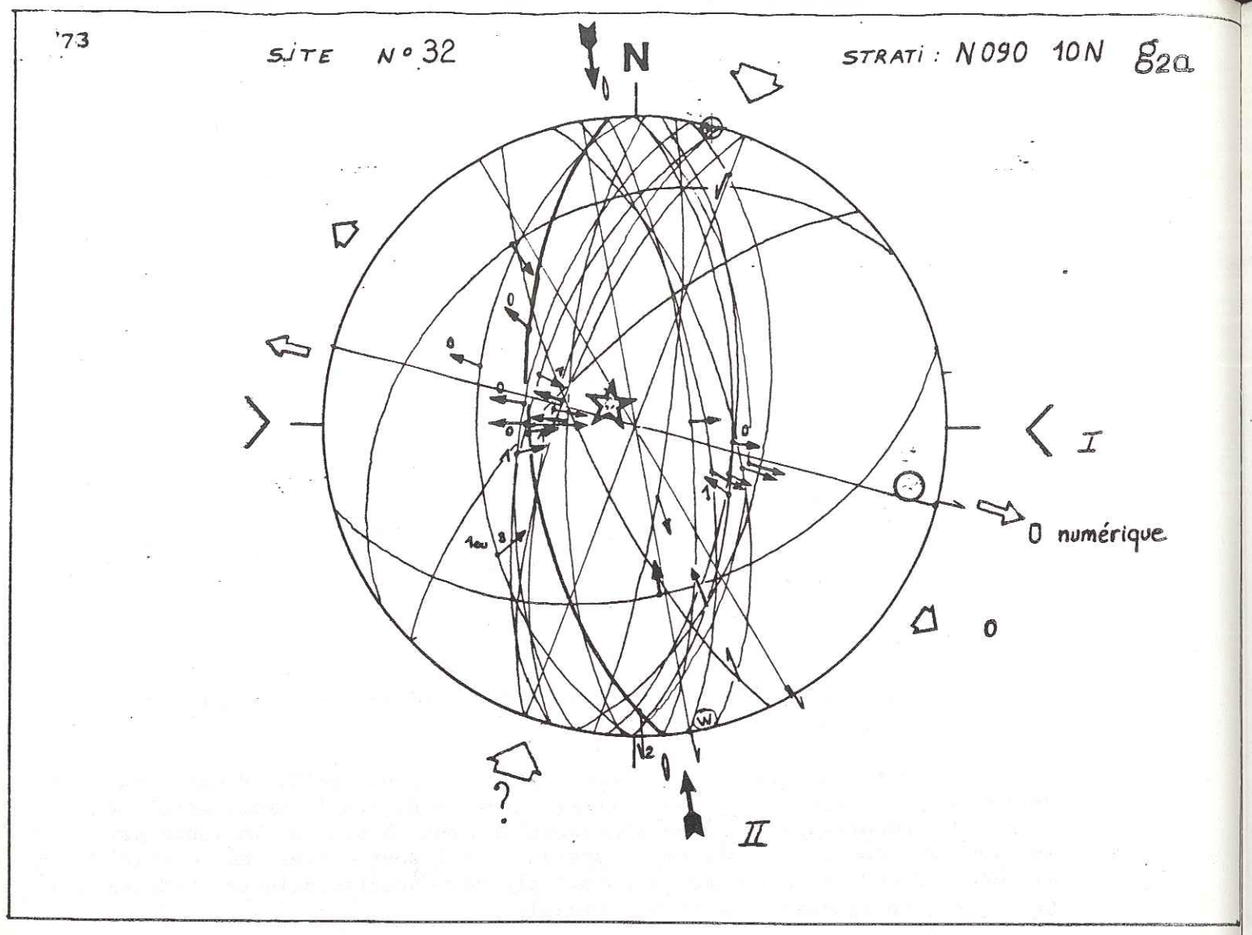
SITES 34 ET 35.

Ces sites du synclinal d'Apt offrent une fracturation comparable à celle du site 31.

Dans le site 35, défini par un plus petit dièdre des décrochantes et les stries des failles inverses de jeu 1, une compresion N 160. Une compression dirigée approximativement N 030 est indiquée par le jeu 2. Ces deux phases compressives N-S sont celles du doublet miocène, dont on retrouve les tectoglyphes caractéristiques (stries grossières antérieures aux stries fines).

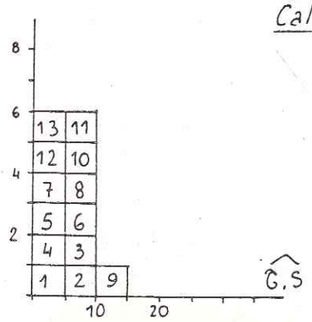
En l'absence de chronologie, on ne peut attribuer avec certitude les jeux normaux à la distension oligocène.

Le site 34, ne présentant pas non plus de chronologie, ne peut être interprété qu'à la lumière du site 31.

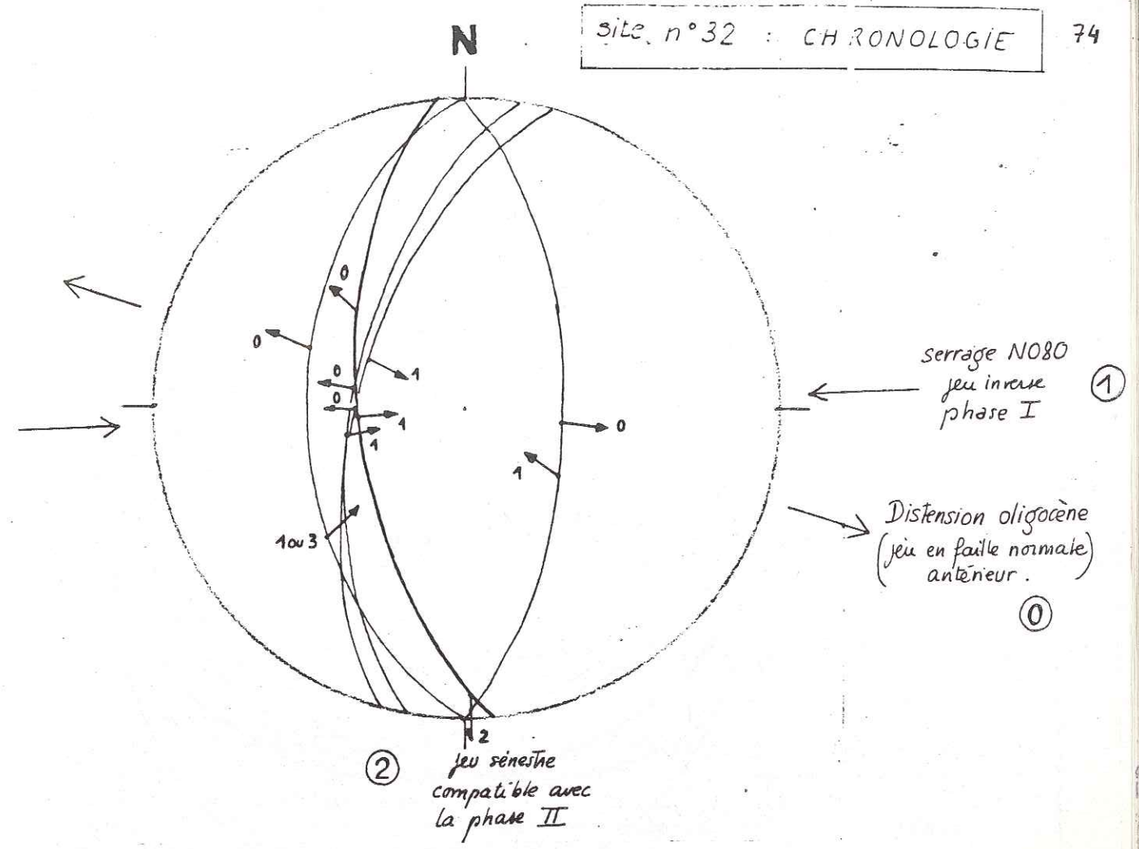


1	180.00*	64.00*E*	86.00*S*	0.00*N*	032
2	190.00*	60.00*W*	90.00*W*	0.00*N*	032
3	7.00*	83.00*E*	72.00*S*	0.00*N*	032
4	185.00*	62.00*E*	80.00*S*	0.00*N*	032
5	175.00*	62.00*W*	62.00*N*	0.00*N*	032
6	165.00*	65.00*E*	72.00*S*	0.00*N*	032
7	170.00*	72.00*E*	74.00*S*	0.00*N*	032
8	20.00*	70.00*W*	90.00*W*	0.00*N*	032
9	175.00*	75.00*E*	90.00*E*	0.00*N*	032
10	182.00*	72.00*E*	90.00*E*	0.00*N*	032
11	195.00*	62.00*W*	85.00*S*	0.00*N*	032
12	0.00*	47.00*W*	75.00*N*	0.00*N*	032
13	0.00*	47.00*W*	75.00*N*	0.00*N*	032

Calcul sur les failles normales



N	M	C	VP	Az	P
13	-12,82	1	-0,81	278	78°
		2	0,17	018	2°
		3	0,63	108	11°



5.3. SITES DES CALCAIRES DE CAMPAGNE -CALAVON, MONTFURON.

SITE 32.

Ce site du synclinal d'Apt, voisin du site 31 permet de trancher entre les deux hypothèses formulées lors de l'étude du site 31.

Analyse graphique.

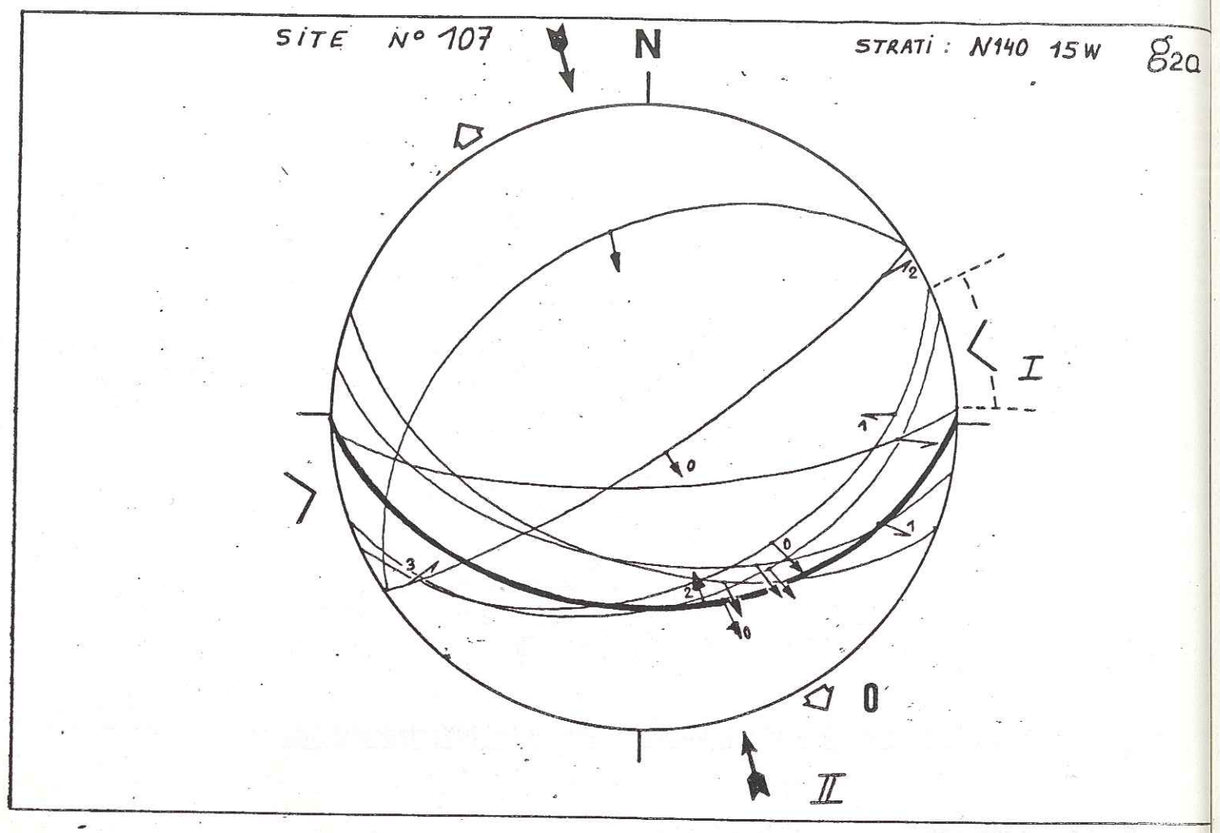
Certains miroirs NS montrent la succession des jeux suivants:

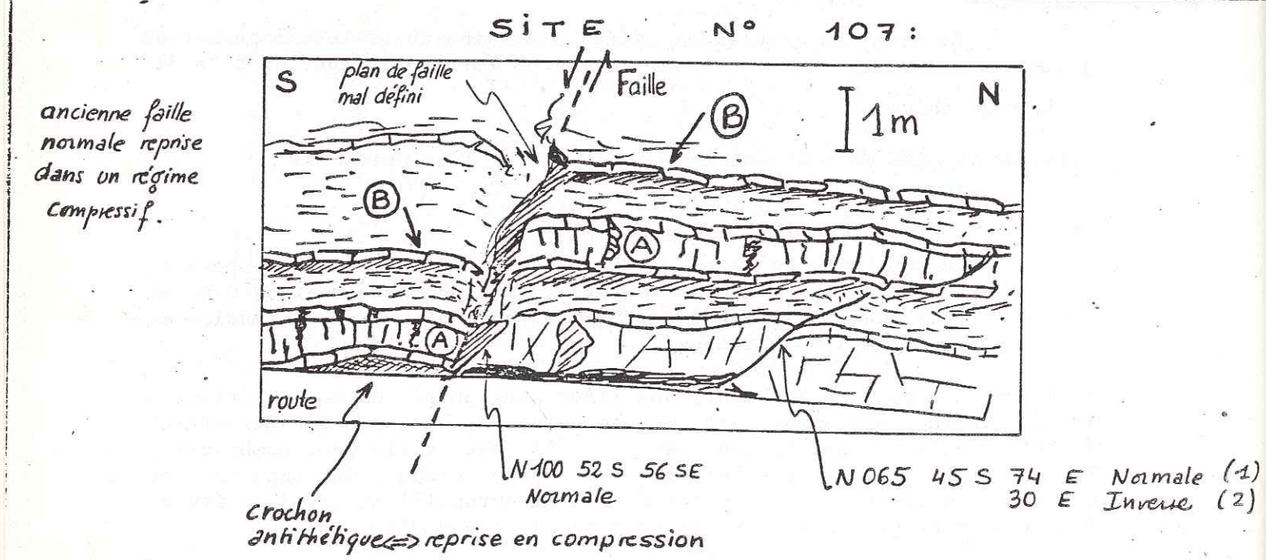
-normal (extension NW-SE), strie 0.
-inverse (compression E-W), strie 1.
-décrochant senestre inverse compatible avec la phase II (compression N 170 déterminé grâce à un plus petit dièdre des décrochements) marquée également par des fentes de tension et des pics stylolitiques.

Ainsi un serrage discret N 080, antérieur aux phases NS et postérieur à la distension oligocène est mis en évidence; les preuves permettant d'individualiser cet épisode sont - il est vrai- peu nombreuses. Toutefois les chronologies ainsi que la forme connue du tenseur des phases II & III (2 proche de 3 et extensif) milite en faveur d'un évènement distinct compressif (phase I, z = N 090).

Analyse numérique.

La chronologie observée sur les miroirs (antériorité systématique du jeu normal) ainsi que la qualité du calcul à partir des failles normales écartent la possibilité de jeu normaux liés à la compression NS. Cet épisode distensif est antérieur aux phases compressives NS et EW. Il s'agit vraisemblablement de la distension oligocène.





SITE 107.

il est situé sur la terminaison périanticlinale est du grand Lubéron.

Analyse graphique.

On retrouve la chronologie observée dans le site 32, cette fois un miroir N 085 présente les jeux suivants:

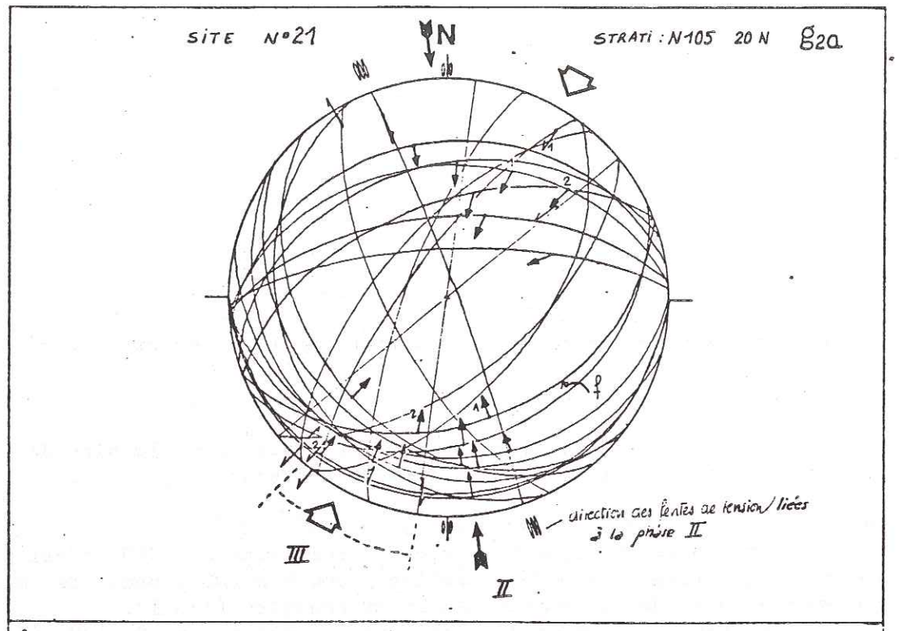
-d'abord normal (extension NW-SE) .
-décrochant sénestre compatible avec une compression N 080 défini par un dièdre aigu formé par des failles N 060 & N 100 jouant de manière contemporaine en décrochements dextre et senestre (jeu 1).
-enfin, jeu inverse compatible avec une compression N 170 (failles inverses conjuguées) attribuable à la phase II.

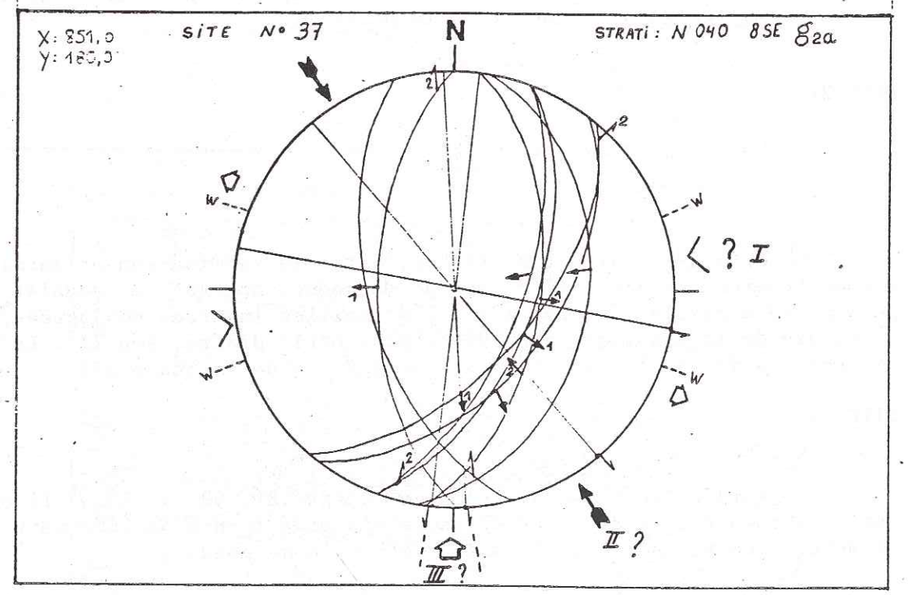
SITE 21.

Ce site situé à Montfuron, entre la terminaison orientale du grand Lubéron et l'anticlinorium de Manosque, montre le doublet des phases N-S à savoir la phase II, N 170 (failles inverses conjuguées, jeu 1) suivie de la phase III, N 030 (plus petit dièdre, jeu 2) . Le plan inverse f présente les stries fines mécaniques de la phase III.

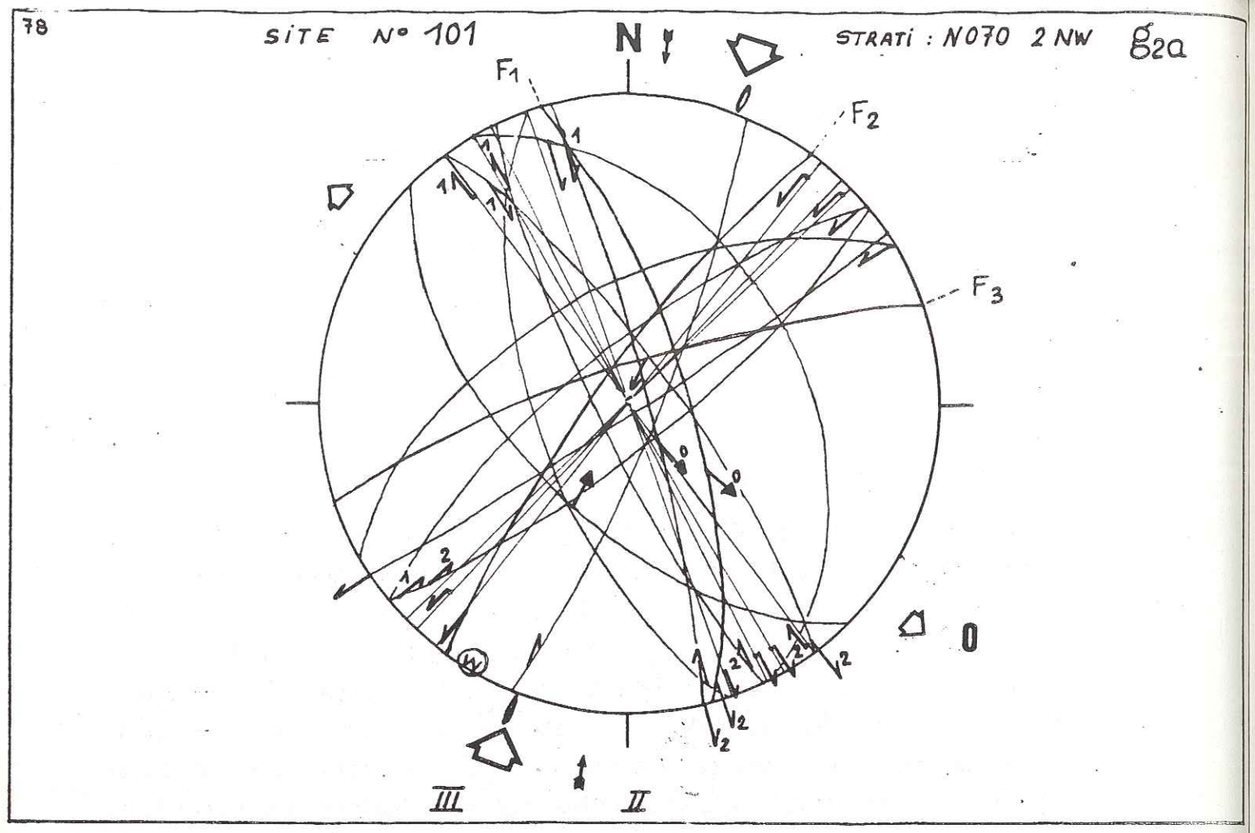
SITE 37.

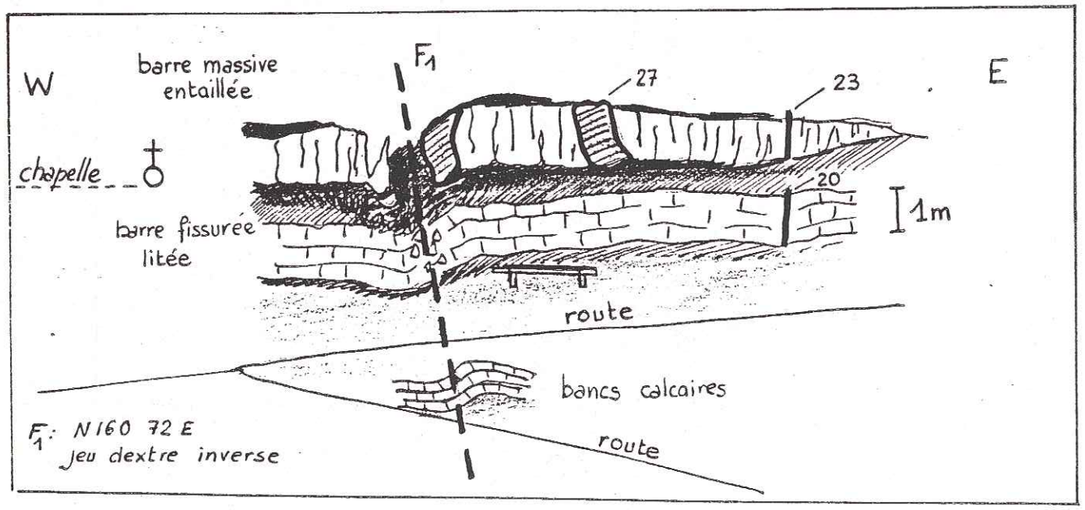
Voisin des sites du synclinal d'Apt (31, 32, 34 & 35),il offre des jeux compatibles avec les épisodes mis en évidence précédemment sans permettre toutefois d'établir une chronologie de ceux-ci.





Les microstructures mesurées dans le flanc nord du synclinal d'Apt-Forcalquier indiquent des compressions sub-méridiennes centrées sur N 150 et N 020 sans que des éléments chronologiques puissent les situer l'une par rapport à l'autre. Il s'agit vraisemblablement des compressions II et III miocènes. Des failles normales antérieures indiquent une extension E-W. La rareté des microstructures a interdit la réalisation de sites sensu-stricto; il est toutefois permis d'extrapoler les résultats précédents, les quelques indices reconnus étant cohérents avec ces derniers.





LA BASTIDE-DÈS-JOURDANS : SITE N° 101 - CALCAIRES OLIGOCÈNES g2a

SITE 101.

Ce site est situé à La Bastide dès Jourdans, entre le pointement anticlinal du même nom au Sud et l'anticlinal du grand Lubéron au Nord.

Il montre des failles essentiellement décrochantes sans prépondérance d'une famille sur l'autre:

-les senestres (N 040) présentent des stries courtes avec calcite automorphe sous abri .
-les dextres (N 150) possèdent des stries fines et longues.

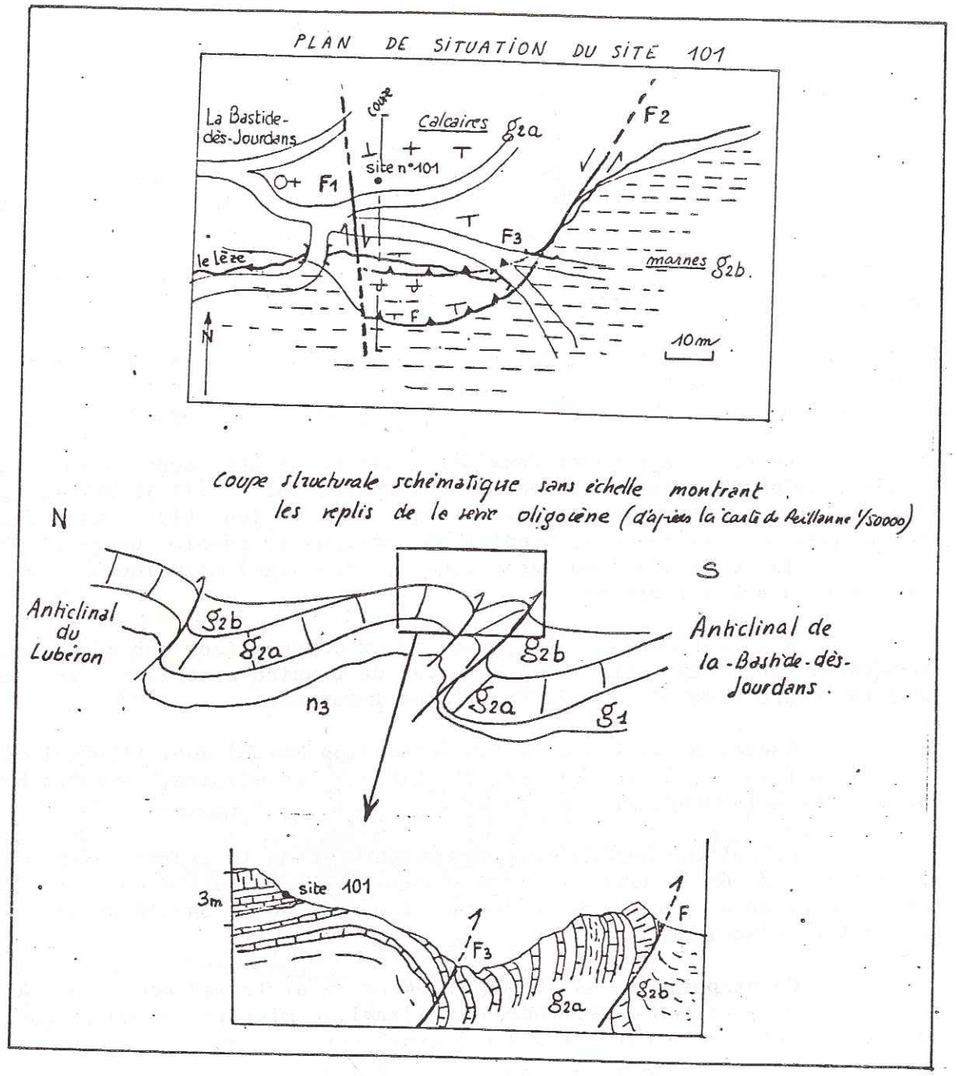
On observe souvent deux déplacements de même sens et faisant un angle faible entre eux sur les miroirs décrochants, mais la morphologie des stries est différente: stries larges pour le jeu (1), strie fines mécaniques pour le jeu (2). Ainsi l'observation se révèle un outil plus fin que la détermination graphique (dièdre aigu) n'indiquant qu'une contraction sub-méridienne.

Nous retrouvons là , les deux compressions sub-méridiennes néogènes: les stylolites et les fentes de tension associées indiquent que la compression NNE-SSW était la plus importante.

Quelques failles normales (extension NW-SE) dont l'antériorité par rapport au jeu décrochant est visible sur les miroirs, se rattachent sans doute à la distension oligocène.

Ce site, est situé en bordure d'un accident décrochant senestre (F2) N 030 (fig), dans un anticlinal faillé dont le flanc sud, à pendage fort, se renverse à mesure que l'on s'éloigne vers l'Ouest de l'accident F 2.

Ce dispositif mésoscopique , dont le style est compatible avec les compressions N-S déterminées par l'analyse microtectonique, montre que les résultats de cette analyse peuvent être extrapolés à l'échelle régionale.



BILAN DE L'ETUDE DES SITES OLIGOCENES.

L'étude microtectonique des calcaires oligocènes révèle l'existence de trois épisodes compressifs et d'un épisode de distension.

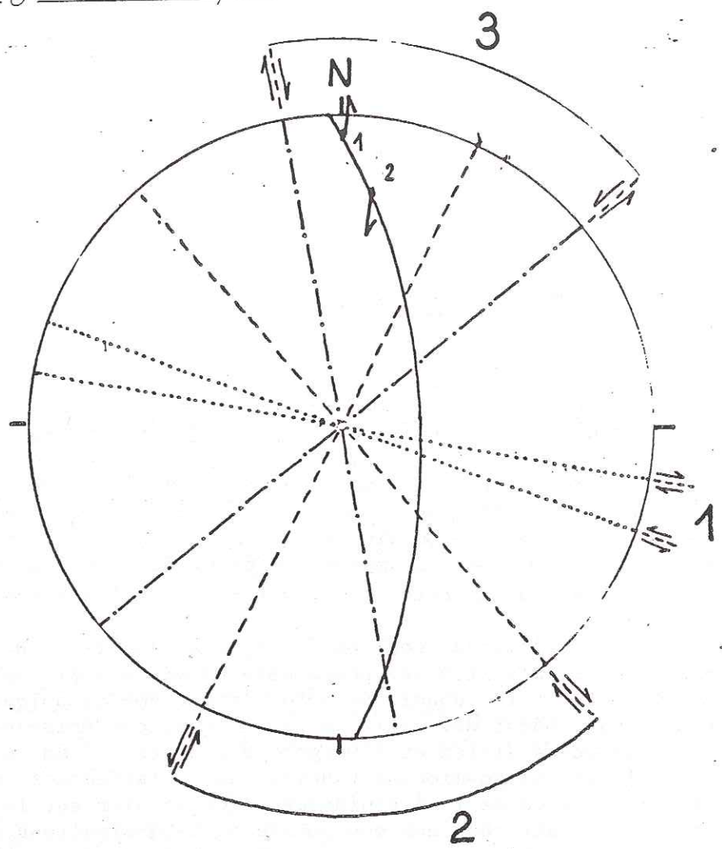
Les failles normales dont certaines ont été reconnues synsédimentaires indiquent que la distension N 120 mise en évidence par l'analyse micro-structurale est contemporaine de la série oligocène; les sites chattiens et stampiens présentant une fracturation semblable, cette distension affecte donc toute la période oligocène.

Un épisode compressif (phase I, z = N 080) a été mis en évidence: il s'agit d'une phase décelée par ses microstructures mais qui ne paraît avoir donné de déformations "mésoscopiques" ou régionales sensibles. Absent des sites serravalliens, cet épisode est donc compris entre le Serravallien et l'Oligocène . S'agit-il de mouvements proches de la limite oligo-miocène (Aquitanien), n'affectant pas le Burdigalien et responsables de la discordance de ce dernier sur le Paléogène ou bien peut-on le rattacher aux mouvements post-burdigaliens responsables de la lacune du Langhien sur les marges du bassin de Pertuis? L'étude en fin de chapitre, de la fracturation de la molasse burdigalienne permettra de répondre à ces questions.

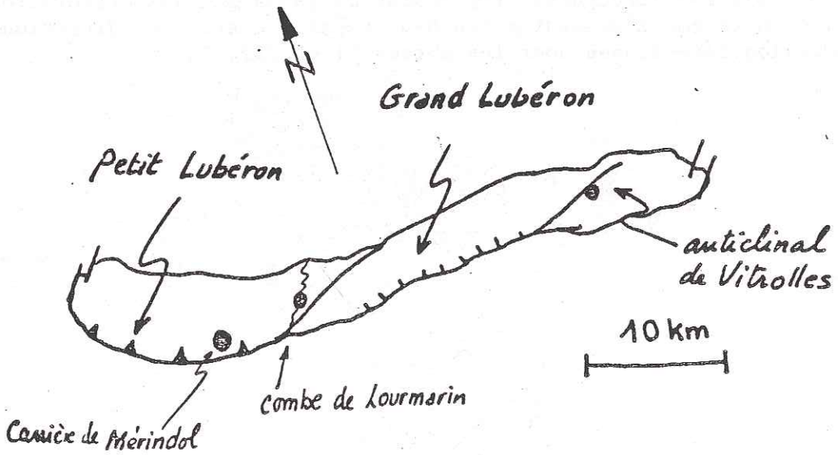
Les deux épisodes déjà reconnus dans les sites néogènes se retrouvent avec la même chronologie: phase II (z = N 170) puis phase III (z = N 020). Les structures régionales plissées ont une orientation qui traduit un raccourcissement moyen N-S compatible avec les directions de compression déterminées pour les phases II et III.

(n3C) Carrière de Mérindol (petit Lubéron)

Diagramme synthétique.



plan de Situation.



6. MICROTECTONIQUE DANS LES CALCAIRES NEOCOMIENS DU LUBERON.

L'objet de notre étude n'étant pas une collecte systèmatique des données relatives à la fracturation de la masse crétacée du Lubéron, j'ai donc choisi quelques exemples illustrant et résumant la fracturation:

-Deux sites microtectoniques sensu-stricto, analysant des plans de faille de taille mètrique (site 9 dans la combe de Lourmarin et site 39 sur la route de Vitrolles).
-Deux stéréogrammes sur lesquels sont reportés les miroirs plurimètriques (combe de Lourmarin et route de Vitrolles).
-Un stéréogramme "synthètique" sur les failles observables dans la carrière de Mérindol, à l'Ouest de la combe de Lourmarin.

Les sites sont donc répartis sur toute la longueur de la structure anticlinale (voir plan de situation).

Carrière de Mérindol:

Il a été possible de reconnaitre dans les jeux des failles:

-(1), un petit dièdre de failles N 100-110, respectivement dextres et senestres, indiquant la direction de compression de la phase I; ces failles sont recoupées par toutes les autres failles.

-(2), un dièdre aigu formé par des failles dextres N 140 et senestres N 025 précisant la compression de la phase II.

-(3), un dièdre aigu constitué par des décrochements dextres N 170 et senestres N 050 recoupant l'ensemble des failles antérieures, lié à la phase III. Dans la zone commune aux dièdres (3) & (2), il n'est pas rare de rencontrer des plans NS possèdant des jeux décrochants senestre puis dextre.

Les décrochements liés aux phases de compression N-S sont les plus représentés.

Combe de Lourmarin:

Les deux stéréogrammes concernent des objets tectoniques de dimensions différentes , et montrent des mécanismes identiques entre eux.

X: 842.5
Y: 169.8

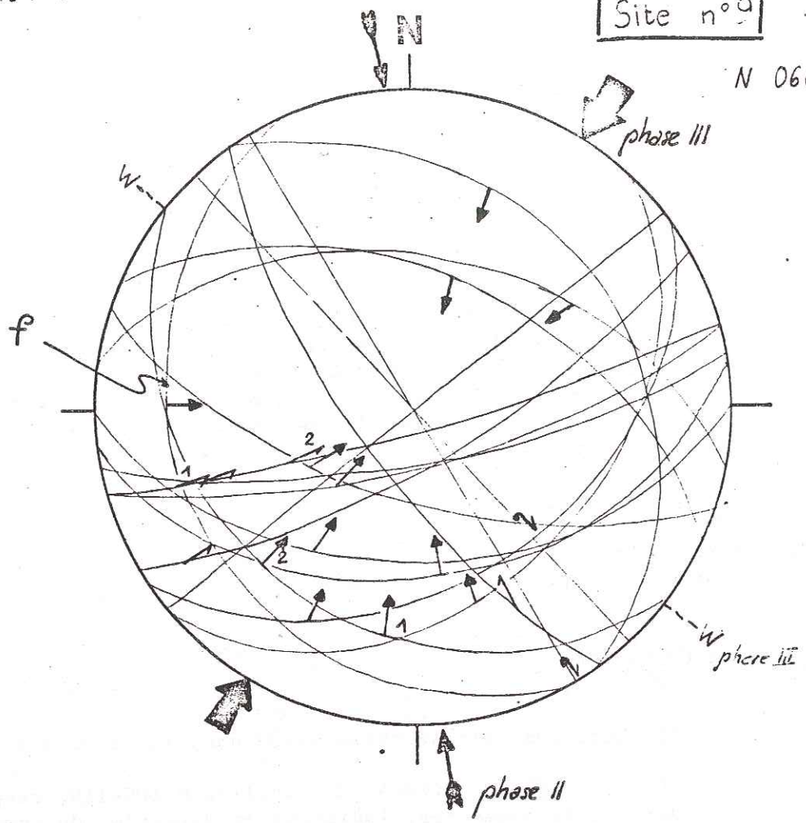
feuille 1/50000 de Cavaillon.

Combe de Lourmorin

Site n°9

n3C

N 060 25° S



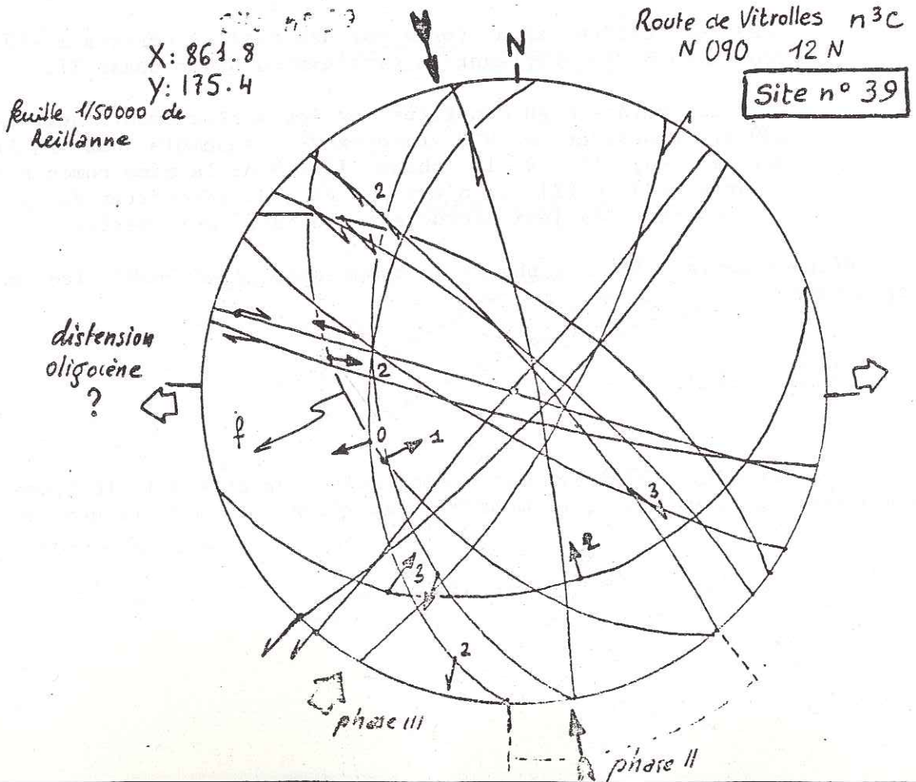
Site n° 39

X: 861.8
Y: 175.4

feuille 1/50000 de Reillanne

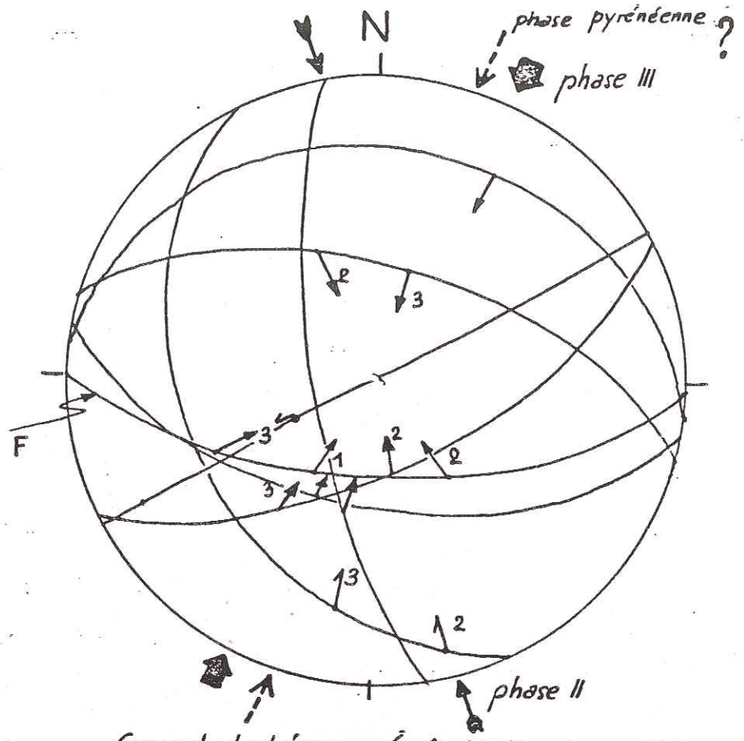
Route de Vitrolles n3C
N 090 12 N

Site n° 39



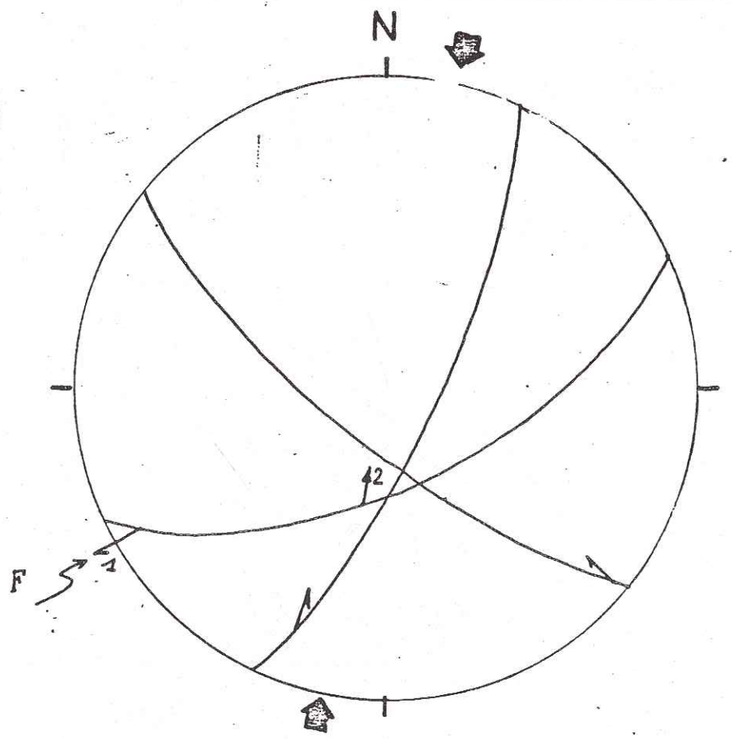
Petit Lubéron / Grand Lubéron

(n3c-nU) Combe de Lourmarin - Grands miroirs



Grand Lubéron / Anticlinal de Vitrolles

(n3C) Route de Vitrolles - Grands miroirs



Dans le site 9, apparaissent les deux phases méridiennes néogènes (phases II & III, z = N 170 & N 035). Un miroir (f) est compatible avec un raccourcissement E-W (phase I ?); il n'est peut-être pas incompatible avec les phases II & III, si leurs $\sigma 2$ sont compressifs.

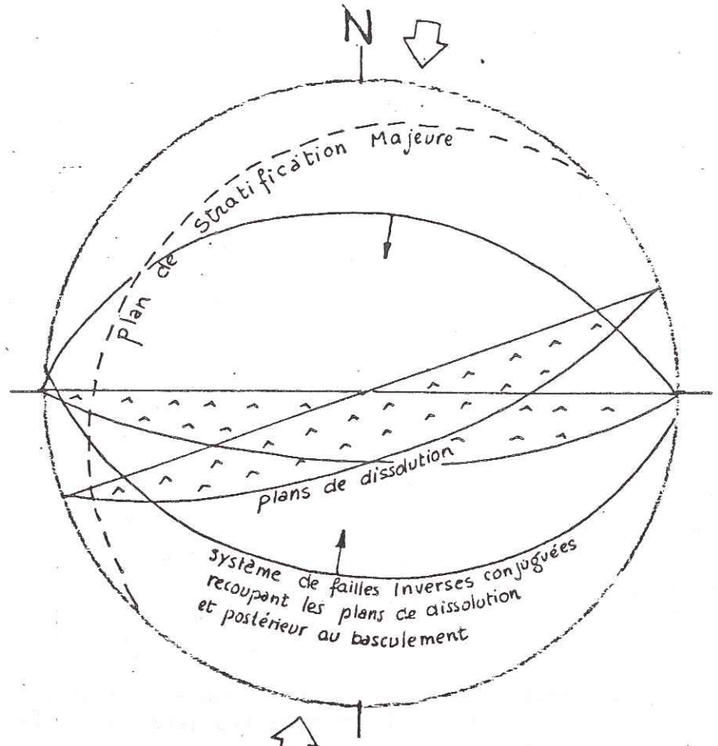
Le stéréogramme des miroirs plurimètriques permet de déduire des directions compressives similaires. Le miroir (F) en particulier , mesuré sur l'Urgonien du flanc nord du Lubéron offre une chronologie bien visible: les derniers jeux sont post-Burdigalien comme l'atteste le prolongement de cette faille qui décale avec un mouvement inverse une corniche de molasse burdigalienne. Le jeu (1) antérieur peut, sous toutes réserves, se rattacher à la compression pyrénéenne; notons qu'il sera difficile d'identifier cet épisode sur les miroirs, les jeux récents analogues masquant les tectoglyphes pyrénéens.

Route de Vitrolles.

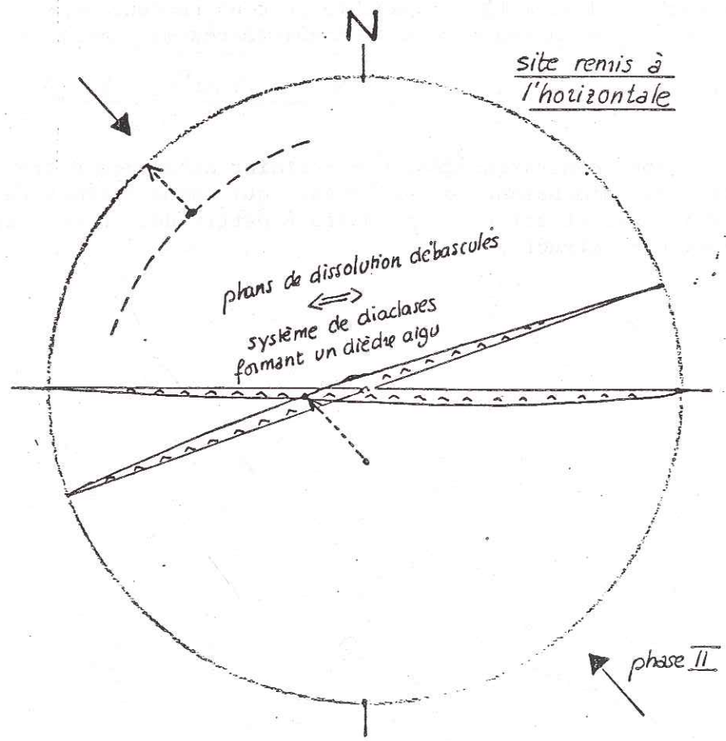
La déformation est cohérente entre les microfailles et les grands accidents. Le site 39 montre des jeux compatibles avec les diverses phases reconnues.

Les jeux mesurés sur les grands accidents sont identiques aux derniers rejeux des microfailles; le miroir (F) plurimètrique possède un jeu décrochant dextre (1) compatible avec un raccoucisement E-W (phase I) puis présente un jeu inverse lié aux raccourcissements sub-méridiens.

Nous constatons donc une certaine cohérence entre les jeux des failles de dimensions différentes, qui nous permettra d'aborder l'évolution des structures régionales à partir des phases définies par l'analyse microstructurale.



Stéréogrammes synthètiques.



site de Dauphin : Burdigalien (m1)

7. MICROTECTONIQUE DANS LA MOLASSE BURDIGALIENNE.

La molasse zoogène calcaro-gréseuse burdigalienne présente rarement des plans striés permettant l'analyse cinématique appliquée dans les niveaux précédemment décrits.

Malgré cela, il a été possible, dans les zones les plus tectonisées d'analyser les microstructures dans la molasse, grâce à la présence de plans de dissolution, régulièrement espacés (30 cm), qui zèbrent la masse rocheuse. Ces plans ne se confondent ni avec les stratifications obliques de progradation (Vaison la Romaine) ni avec les surfaces d'abrasion de chenaux imbriqués (Dauphin, anticlinorium de Manosque).

La figure montre une représentation simplifiée de la fracturation.

A Dauphin, les plans de dissolution:

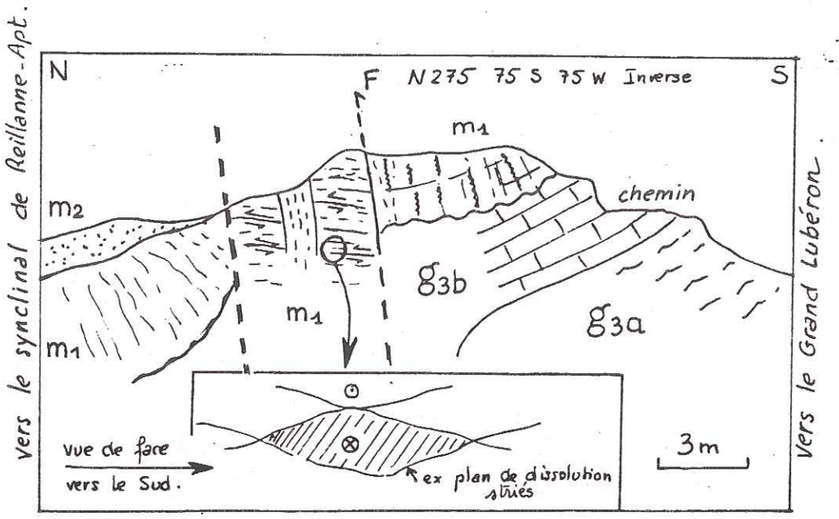
-portent des stylolites tectoniques dont les pics sont dirigés N-S et perpendiculaires au joint , donc antérieurs au basculement des couches.

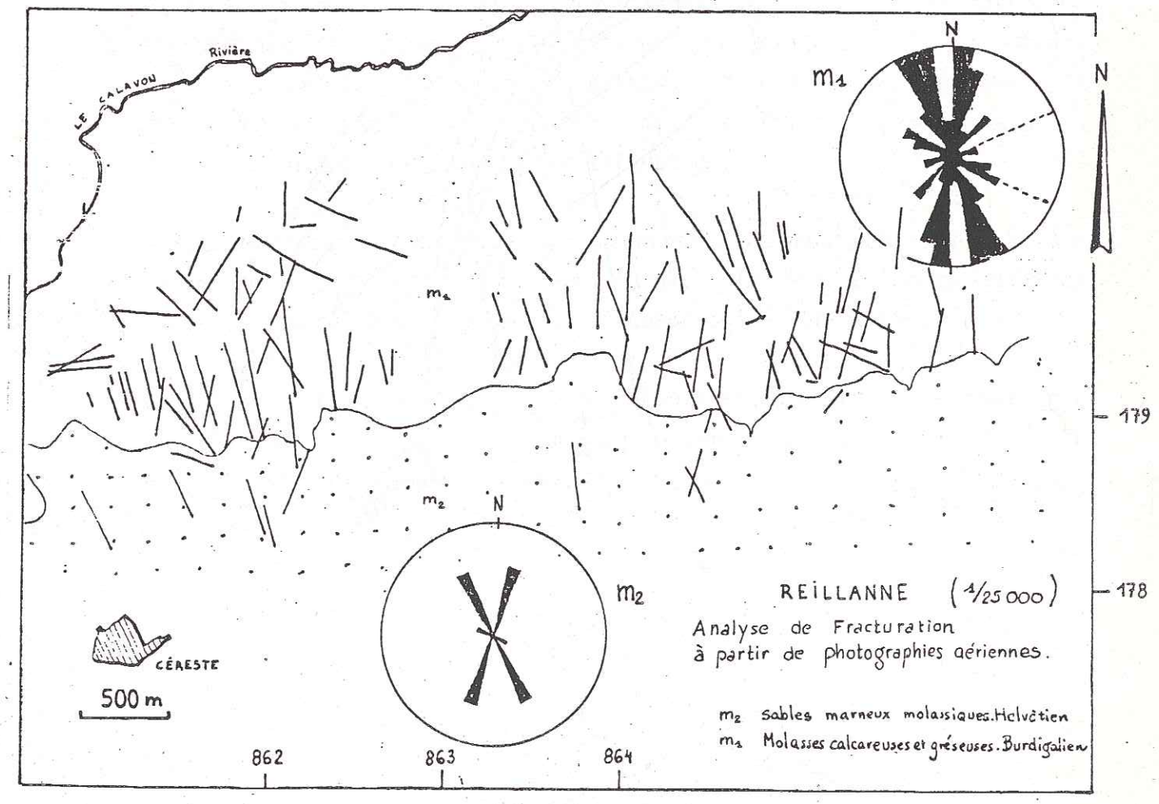
-sont antérieurs ou précoces par rapport aux compressions méridiennes: en débasculant le site, la formation une fois horizontale, les plans sont sub-verticaux et les pics stylolitiques horizontaux; le basculement du site est compatible avec la direction de compression de la phase II (z = N 170), la dissolution est intervenue précocement avant ou dans le plissement accompagnant la phase II.

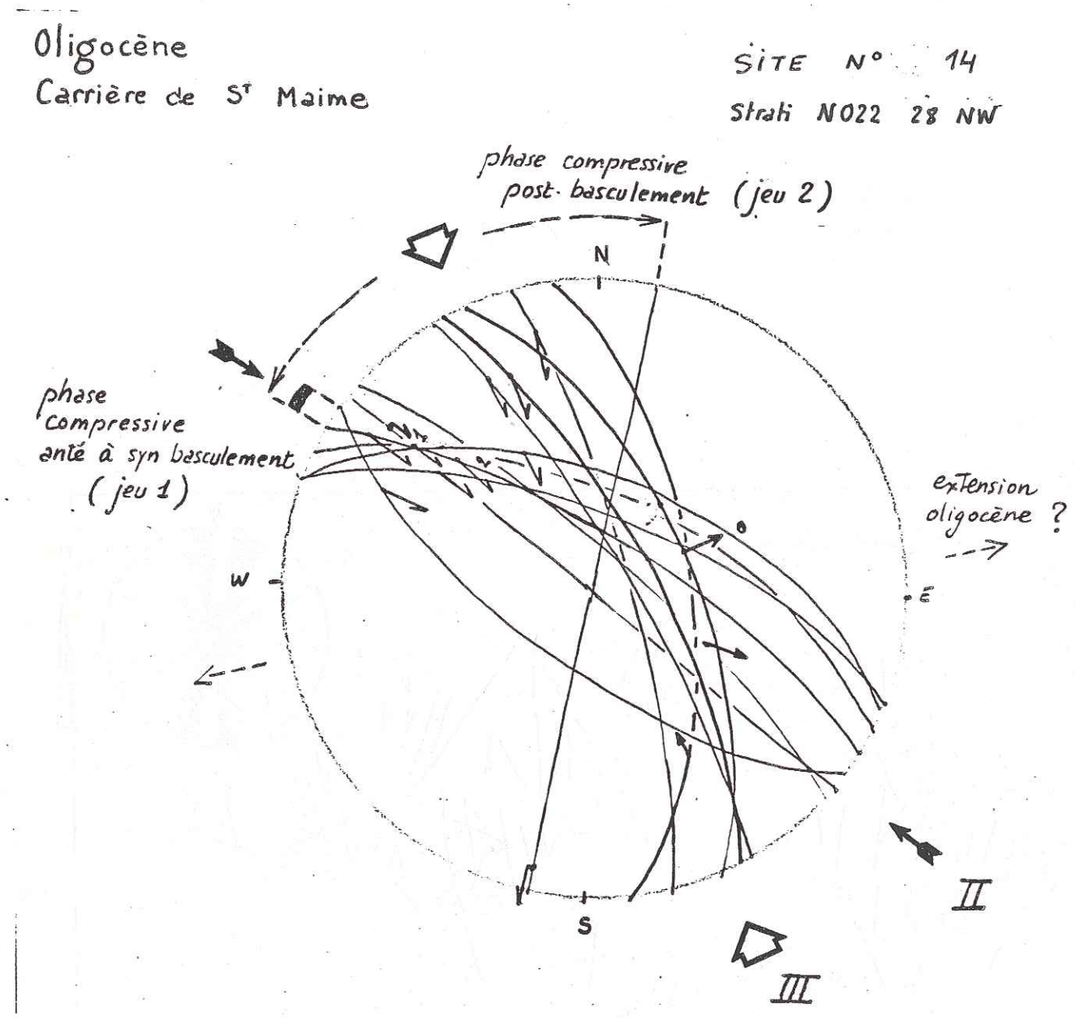
-forment souvent un réseau de fractures de direction N 070 et N 090, en dièdre aigu qui rappelle par sa géométrie le dièdre de diaclase rencontré dans les sites oligocènes .

-La stylolitisation de ces plans , précoce, est à relier avec la phase II , car un système de failles inverses conjuguées compatibles avec la compression de la phase III recoupe les plans déjà basculés.

Le long du chemin de Montjustin à Montfuron, le dièdre aigu décrit dans le site 109 (p 66 ,fig) se retrouve dans le Burdigalien. Celui-ci très redressé, présente des surfaces sub-horizontales que les effets de la compression III font jouer en failles inverses; chaque losange ainsi délimité s'échappant pour son propre compte (fig).


N
S
F N275 75 S 75 W Inverse
m1
m2
m1
m1
chemin
g3b
g3a
vers le synclinal de Reillanne-Apt.
vers le Grand Luberon
vue de face
vers le Sud.
ex plan de dissolution stries
3m


Rivière
LE CALAVON
m1
N
N
m1
m2
N
m2
CÉRESTE
500 m
REILLANNE (1/25 000)
Analyse de Fracturation
à partir de photographies aériennes.
m2 Sables marneux molassiques. Helvétien
m1 Molasses calcareuses et gréseuses. Burdigalien
179
178
862
863
864



SITES DE SAINT MAIME

Situés sur le flanc nord de l'anticlinorium de Manosque , les sites 14 et 15, respectivement mesurés dans l'Oligocène et dans la molasse burdigalienne précisent les observations précédentes:

Le basculement de la série est essentiellement du à une phase compressive post-burdigalienne, ici de direction NW-SE.

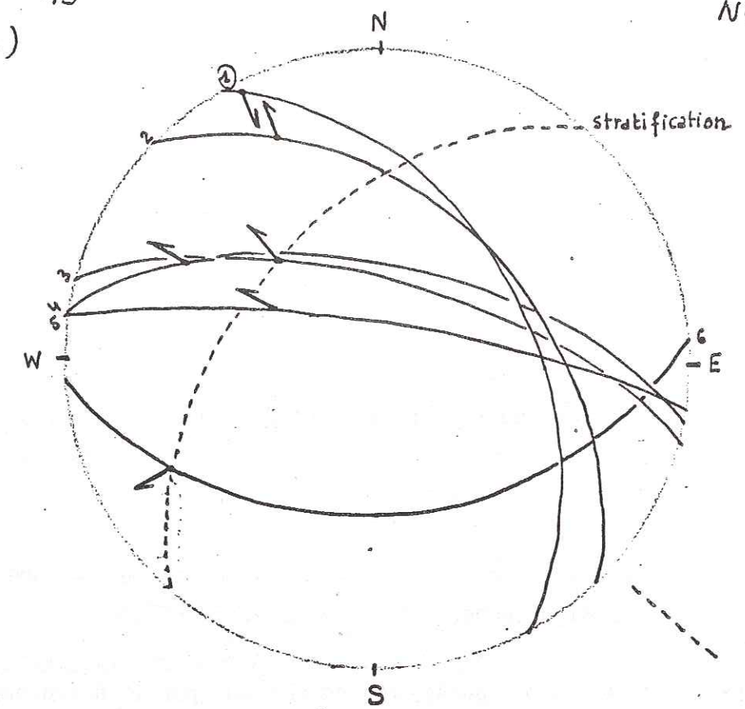
- dans le site 14, cette phase correspond au jeu 1 décrochant sur les miroirs de failles; on peut avec précision définir le dièdre aigu des failles décrochantes dextres et senestres contenant la contrainte compressive. Les pitchs de ces failles correspondent à la valeur du plongement de la stratification.

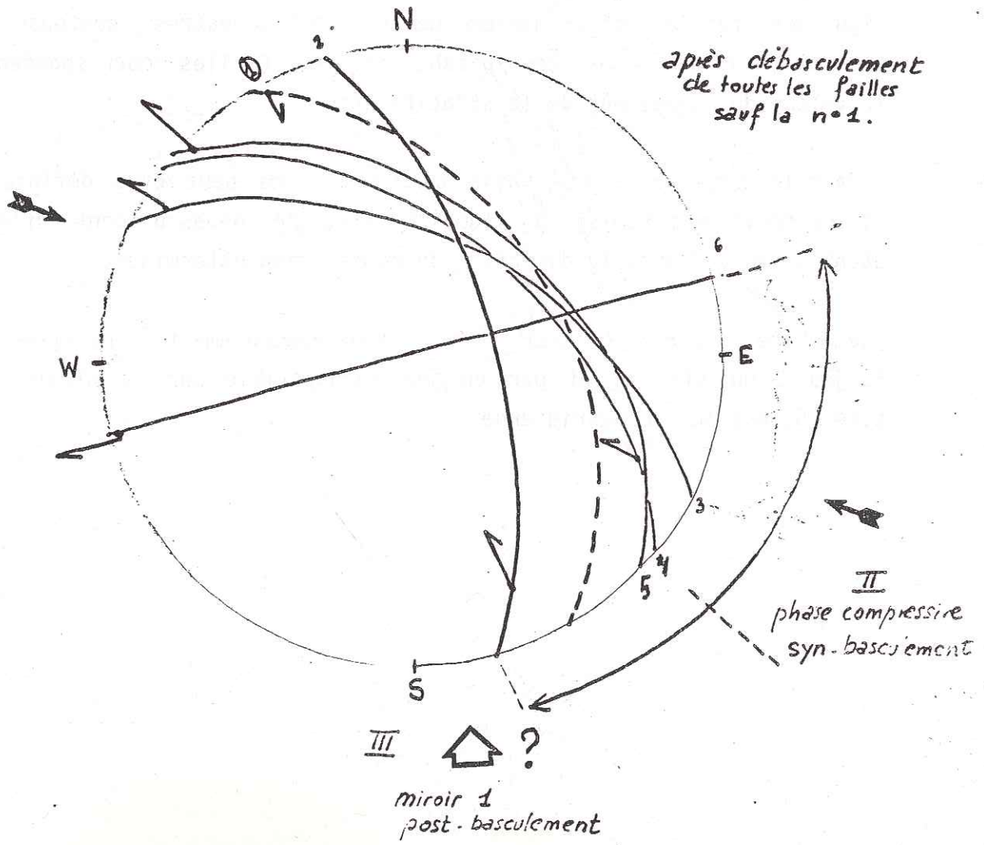
- dans le site 15, cette phase compressive ne peut être définie que si la série est remise à l'horizontale, le débasculement effectué étant en accord avec la direction de compression déterminée.

Une phase compresive postérieure (post-basculement) indiquée par le jeu 2 du site 14 et par un jeu incompatible sur le miroir 1 du site 15, est ici sub-méridienne.

Burdigalien
m_1 site n° 15
(St Maime)

N040 50 NW





Les deux compressions reconnues correspondent aux phases de serrage de direction sub-méridienne (Phase II & III) postérieures au Burdigalien.

On retrouve donc une disposition analogue à celle de Dauphin; toutefois les directions de contraintes semblent évoluer de N-S vers NW-SE pour la phase II,responsable du plissement et de NNE-SSW vers N-S pour la phase III post-basculement. Cette variation des directions compressives peut s'expliquer par la présence des discontinuités majeures que sont les failles de la Durance; après avoir controlé la subsidence du graben de Manosque, ces failles ont été réutilisées lors des compressions ultérieures.

En conclusion, la déformation de la molasse burdigalienne est due en grande partie aux phases de compression sub-méridiennes II et III.

Toutefois, les plans stylolitisés et basculés par la phase II forment un dièdre aigu (30 degrés) entre les directions N 070 et N 100 possèdant la même orientation que celui connu dans les calcaires oligocènes de Reillanne (sites 109, 110 et 111). Les deux familles sont également représentées; nous pensons donc qu'elles peuvent être contemporaines.

Dans les photographies aériennes de la région de Céreste (synclinal d' Apt) apparait une fracturation peu importante de même direction affectant le Burdigalien mais absente dans l'Helvétien; les sites microtectoniques réalisés dans des niveaux de même âge ne présentent pas non plus un tel dièdre aigu.

Ces diaclases ne s'observent donc que dans les calcaires oligocène supérieur et la molasse burdigalienne.

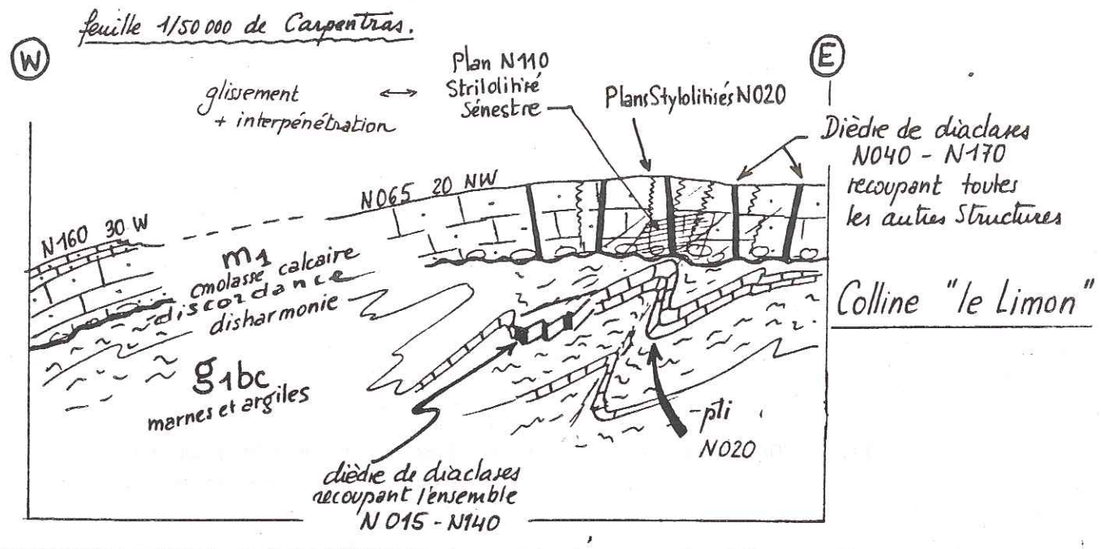
En bordure des Baronnies, 10 km au NW du mont Ventoux, L. Casagrande (thèse de 3ème cycle en cours) a reconnu ce dièdre d'environ 30 degrés dans les terrains du Burdigalien et de l'Helvétien basal: dans cette zone ,plus déformée, les plans sont striés et présentent donc un dièdre de failles décrochantes dextre et senestre indiquant une compression N 080 antérieure au basculement de la série. Celle-ci est surmontée par les sables de l'Helvétien moyen séparés par une discordances de ravinement.

Les mouvements responsables de la lacune du Langhien (Helvétien inférieur) sur les bordures du bassin de Pertuis (Aguilar & Clauzon, 1979) sont donc également enregistrés plus au Nord, dans le bassin de Valréas: ils correspondent à une phase de compression E-W, marquée seulement par ses microstructures et dans la sédimentation. Cet épisode discret est ici la première phase compressive postérieure à la distension oligo-aquitanienne. Nous retrouvons la chronologie observée dans les sites 31, 32 et 107 , et dont les caractéristiques sont celles de la phase I.

Dans le bassin de Carpentras, les traces d'une compression E-W antérieure aux phases N-S ont été reconnues : à la colline "le Limon" sur la route D 224 vers Mormoiron, des plans stylolitisés de direction N 020 dans le Burdigalien et des plis dans les calcaires oligocènes également N 020 sont recoupés par des plans de faille N 140 à N 040. Dans la molasse, un plan N 110 antérieur à ces failles, porte des stries stylolitiques indiquant un jeu senestre compatible avec une compression E-W.

Vraisemblablement le panneau étant peu déformé, les cisaillements sur les plans de "diaclase" n'ont pratiquement pas été exprimés d'où la rareté ou l'absence de stries.

De l'ensemble de ces observations, il apparait donc clairement que la phase I (compression N 080) se situe pendant le Langhien.



Se pose maintenant la question de l'interprétation du dièdre de diaclases reconnu dans les niveaux burdigaliens et oligocènes du panneau Nord-provençal; deux hypothèses s'opposent quant à l'origine de ce dièdre:

-Il est contemporain de la phase I compressive de direction E-W, témoignant d'un état de contrainte proche de l'apparition des fentes tectoniques et représente un système conjugué de décrochements potentiels (le dièdre aigu contenant la direction de 1); cette interprétation parait avoir été vérifiée par Fournier, 1980. Toutefois la faiblesse de l'angle que font les deux familles de plans s'accorde mal avec les expériences de fracturation conjuguée dans les calcaires (angle toujours supérieur à 40 degrés)((Blès et Feuga,1981)

-ou bien, apparues précocément dans un état de contrainte différent de celui de la compresion E-W (vraisemblablement pendant la distension syn-oligocène et peut-être syn-burdigalienne ?), ces diaclases ont pu être réutilisée par la suite en décrochements dextre et senestre, seulement dans les zones plus déformées.

Il nous est ici difficile de trancher; toutefois dans la pratique, ce dièdre aigu a toujours contenu la direction de compression de la phase I. Dans le contexte tectonique régional (en particulier en fonction de la chronologie des épisodes) et quelle que soit leur origine, on pourra donc les utiliser comme indice de la phase compressive I.

FACULTÉ des SCIENCES - PARIS
Géologie
Recherche
BIBLIOTHÈQUE

III EVOLUTION TECTONIQUE D'UNE PARTIE DU BASSIN SUBALPIN

RÉSULTATS DE L'ANALYSE MICROTECTONIQUE CASSANTE
APT - FORCALQUIER - PERTUIS - CARPENTRAS

ÂGE	Phases / N° sites	Compression III		Compression II		Compression I	Distension Oligocène	
			σ_1					
TORTONIEN	41	020 ± 10°	011					
	1	020 ± 5°	204					
	103	025 ± 5°	024					
	109	010 ± 10°	004					
SERRAVALLIEN	2	030 ± 30°	(014)	165 ± 5°	(160)			
	3	025 ± 15°		165 ± 10°	351			
	4	025 ± 10°	212	010 ± 10°	200			
	102	NE-SW	(059)	155 ± 5°	334			
BURDIGALIEN	15	N-S		NW-SE				
	Dauphin	(010)		NW-SE		(080 ± 10°)		
CHATTIEN	104	(010)	(012)	(170)			E-W	(080)
	108	030 ± 30°		160 ± 5°				σ_3
	100	N-S		165 ± 5°		(075 ± 15°)		
STAMPIEN (Vachères)	14	155 ± 20°		130 ± 5°			E-W	
	31	025 ± 20°		170 ± 15°		(080)	(100)	
	34	(015 ± 10°)		(165 ± 10°)		E-W	(100)	
	35	NE-SW		165 ± 15°			(120)	
STAMPIEN (Montfuron)	21	030 ± 10°		170 ± 10°				
	32	NNE-SSW		NNW-SSE		E-W	(120)	(108)
	37	N-S		NW-SE		(080)	(120)	σ_3
	101	010 ± 25°		010 ± 25°			(130)	
	107	NE-SW (?)		(160)		075 ± 10°	(145)	
CHATTIEN CARPENTRAS	110	040 ± 5°		(N-S)		(100 ± 10°)		
	111	045 ± 15°		(N-S)				

III. EVOLUTION TECTONIQUE D'UNE PARTIE DU BASSIN SUB-ALPIN.

Le tableau p97 récapitule les résultats de l'analyse microtectonique cassante réalisée dans les bassins d'Apt, Forcalquier et Pertuis. A l'aide de ces résultats et de l'interprètation de données sédimentologiques et structurales, nous préciserons ici la chronologie et les caractères généraux des épisodes tectoniques. Puis partant de cette succession d'évènements locaux, nous chercherons à intégrer ces faits dans le cadre régional plus vaste du panneau de couverture et de ses limites.

1. CHRONOLOGIE DES EVENEMENTS TECTONIQUES.

1.1. Remarque préliminaire.

Notre analyse microtectonique s'est surtout appuyée sur une chronologie déduite de l'examen des miroirs de failles (stries se recoupant) et sur le type de fracturation rencontré (failles inverses, normales, décrochantes) en fonction du niveau stratigraphique . En passant à l'échelle régionale nous espèrons mieux préciser la chronologie de ces évènements et apporter des informations sur la formation des grandes structures en liaison avec le développement des bassins oligocènes et néogènes.

1.2. Les mouvements pyrénéens sensu-lato.

Nous avons pu observer des micro-structures relatives aux mouvements pyrénéens dans les calcaires néocomiens du Lubéron: il s'agit de failles inverses compatibles avec une compression N-S. Toutefois l'absence de sites de qualité dans les formations éocènes a rendu impossible la datation précise de ces mouvements. Postérieurs au Lutétien mais antérieurs à la base de l'Oligocène (celle-ci étant affectée en premier par une tectonique en distension syn-sédimentaire (Gigot, 1977) , ces mouvements ont été datés en Basse-Provence Lutétien supérieur-Priabonien inférieur (Gieu et al, 1978).

La brèche de pente, monogénique(Urgonien), du vallon de Roque Rousse dans le Petit Lubéron (Clauzon, 1972), est plissée en un synclinal dissymétrique, discordante sur l'Urgonien du flanc nord, et verticalisée et chevauchée sur le flanc sud par l'Urgonien, tectonisée à l'abord du contact à pendage sud. Ce type de contact se retrouve le long du Lubéron où il coince du Lutétien à planorbes , n'affectant pas l'Oligocène; il s'agit de failles inverses "pyrénéennes". L'âge de la brèche peut être estimé alors Priabonien.

Le rejeu des accidents lors des phases mio-pliocènes masque le

plus souvent les tectoglyphes "pyrénéens", d'où le peu de microstructures observées. Malgré cela , il s'agit d'une phase majeure de tectogenèse.

BIUS JUSSIEU THÈSES PARIS

1.3. La distension Oligocène.

La période oligocène est caractèrisée par une tectonique syn-sédimentaire en distension. La direction moyenne d'extension, quelle que soit le niveau considéré est N 120 . Gigot et al.(1977) ont montré que la distension affectait l'ensemble des zones mammaliennes de "Montmartre"(Ludien) à "Coderet"(Chattien-Aquitanien) incluse.

1.4. Les mouvements Aquitaniens.

Des reliefs résiduels, peu élevés, correspondant à d'anciens horst oligocènes (massif de Beaumont, horst de Valensole, seuil d'Apt) sont ennoyés par le Burdigalien.

A l'Ouest du Mont Ventoux, dans le massif de Suzette et le bassin de Malaucène, l'épaisseur de la molasse burdigalienne est maximale à l'aplomb de l'ancien fossé oligocène situé dans le prolongement septentrional des failles de Nimes. A cet endroit la molasse est plus nettement discordante sur le Paléogène.

Vers le massif de la Trévaresse, au sud du bassin de Pertuis, l'Oligocène présente des ondulations que recouvre en discordance le Burdigalien (Aguilar & Clauzon, 1979). Une disposition comparable a été observée dans le Bassin de Carpentras (colline "le Limon", cf. $).

D'un point de vue microstructural, la fracturation des calcaires burdigaliens est attribuable à des épisodes compressifs post-Burdigaliens et aucune trace de distension n'a pu être décelée; ainsi la molasse ne présentant pas les traces tant sédimentologiques que micro-structurales d'un dépot syn-tectonique a donc fossilisé un paysage directement issu de la tectogenèse oligocène, distension interessant stratigraphiquement l'Aquitanien (Gigot, 1977).

Toutefois Gigot et al.(1974), Roux (1974) signalent des mouvements compressifs post-Oligocène et ante-Burdigalien dans les bassins sub-alpins des futurs nappes de Digne, bassins déjà en compression durant l'Oligocène.

D'après les caractèristiques précédentes , on peut donc dater l'arrêt de la distension dans le domaine provençal à l'Aquitanien supérieur, en relation avec les mouvements compressifs plus internes décrits par Gigot et Roux. Les discordances localisées en bordure de discontinuités actives durant la distension, seraient alors l'écho et la seule manifestation dans notre région de cette tectonique. On peut les interprèter comme les prémices de la rupture Burdigalo-Helvétienne marquée par la phase I de serrage E-W discret interessant l'ensemble du domaine sub-alpin jusqu'aux failles cévenoles (Zadeh-Kabir, 1983).

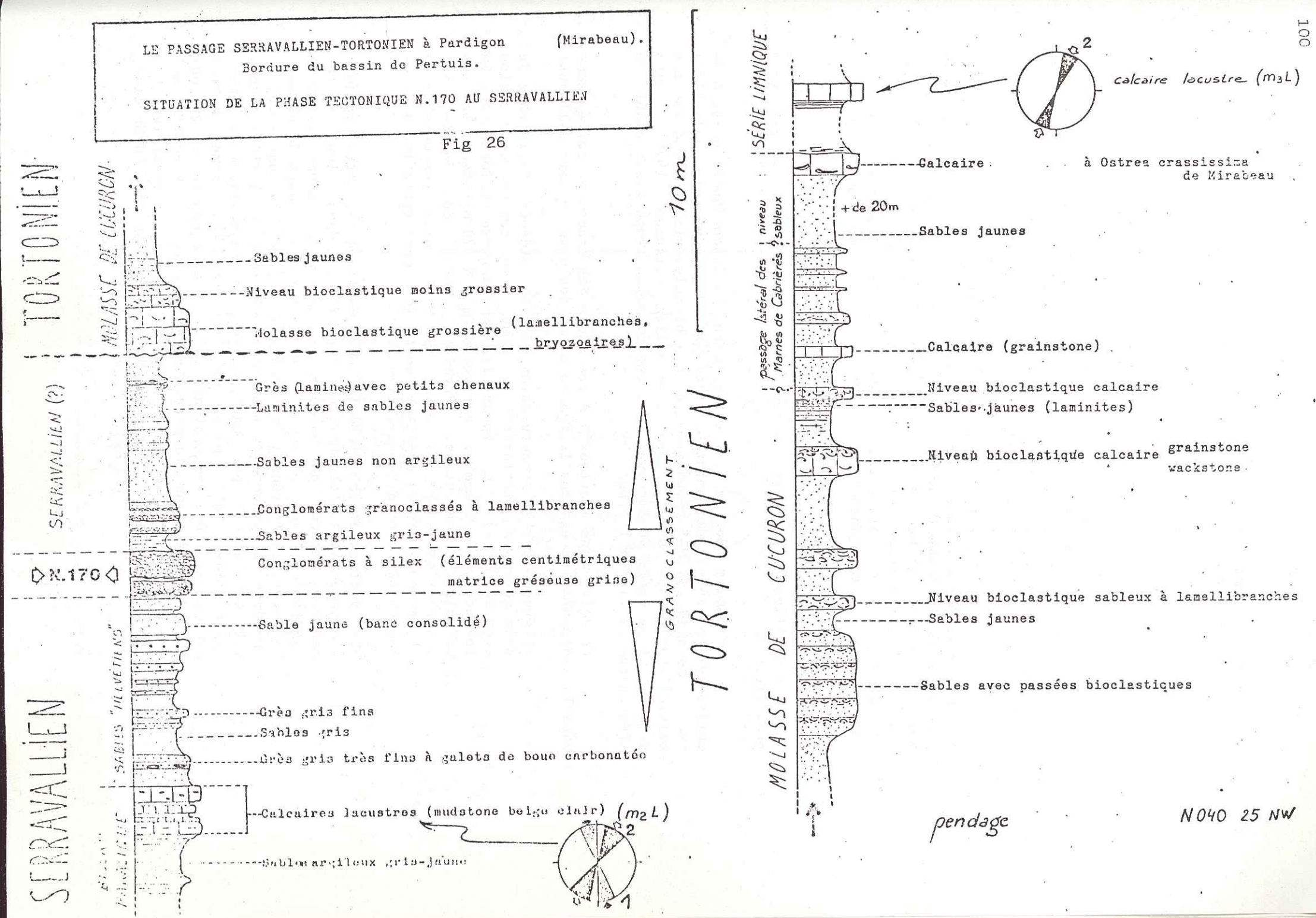
Cette période de relative pause dans la déformation de notre secteur , transition entre la tectogenèse oligocène en distension et les

Sciences de la Terre BUPMC CADIST

LE PASSAGE SERRAVALLIEN-TORTONIEN à Pardigon (Mirabeau).
Bordure du bassin de Pertuis.

SITUATION DE LA PHASE TECTONIQUE N.170 AU SERRAVALLIEN

Fig 26



compressions néogènes sensu-lato, s'accompagne d'une mise sous tension progressive de l'Est vers l'Ouest du domaine sub-alpin.

1.5. Les mouvements helvétiens.

Aguilar et Clauzon (1979) ont montré que le biseau paralique à calcaires lacustres daté du Serravallien, "frange continue depuis Mirabeau jusqu'à Lambesc" est discordant sur une série helvétienne marine réduite et lacunaire attribuée au Langhien, contrastant avec la série de même âge marine continue du centre du bassin. La base de la série serravallienne est marquée par un niveau à olistolithes (Clauzon, 1981).

Marge septentrionale du bassin de Pertuis, le Lubéron présente une disposition comparable (Clauzon, 1974); discordant sur le substratum éocène et latéralement sur un Burdigalien biseauté par une première surface d'érosion actuellement b asculée de 30 degrés vers le Sud, la série helvétienne (non datée, absence de faunes pélagiques) débute par un niveau sableux à olistolithes d'Urgonien. Ces klippes sédimentaires indiquant un faible transport se retrouvent d'ailleurs dans l'ensemble de la série.

D'après la disposition structurale symétrique de celle de la marge sud, l'âge Serravallien de cette formation discordante est très probable.

Le sommet de la série recouvre en discordance une seconde surface d'érosion (actuellement basculée de 3 degrés vers le sud). Ainsi la compression N-S responsable de ces basculements (engendrant les olistolithes) se situe dans l'Helvétien (Clauzon, 1975), plus précisément au cours du Serravallien, une émersion temporaire ayant eu lieue avant la fin de l'étage.

On doit donc s'attendre à retrouver des traces de cet épisode dans la sédimentation et dans la fracturation des niveaux serravalliens:

-l'étude de la fracturation met en évidence l'existence de deux serrages distincts: le plus récent est une compression avec un z = N 020 (phase III) postérieure au Tortonien. En revanche, le premier serrage de z = N 170 n'affecte pas les calcaires tortoniens. Première phase du doublet des compressions N-S, la phase II est de plus responsable du plissement. Elle présente donc les caractèristiques de la contraction intra-Serravallienne.

-La sédimentation traduit une mobilité à cette époque: l'existence d'olistolithes répartis dans les séries serravalliennes de bordure ; l'existence d'une décharge conglomératique, observée à la faveur d'une coupe du passage Serravallien-Tortonien à Pardigon. Précédée par une séquence gréseuse à granoclassement inverse (tendance à l'émersion), elle est suivie par une séquence à granoclassement normal (approfondissement) puis par les premiers termes marins tortoniens. Des équivalents de cette décharge détritique ont été reconnus dans le synclinal de Forcalquier (Pied d'Aulun) et la discordance du Tortonien sur le Serravallien est également visible en rive droite de la Durance (H.Mercier, 1972). (fig 26)

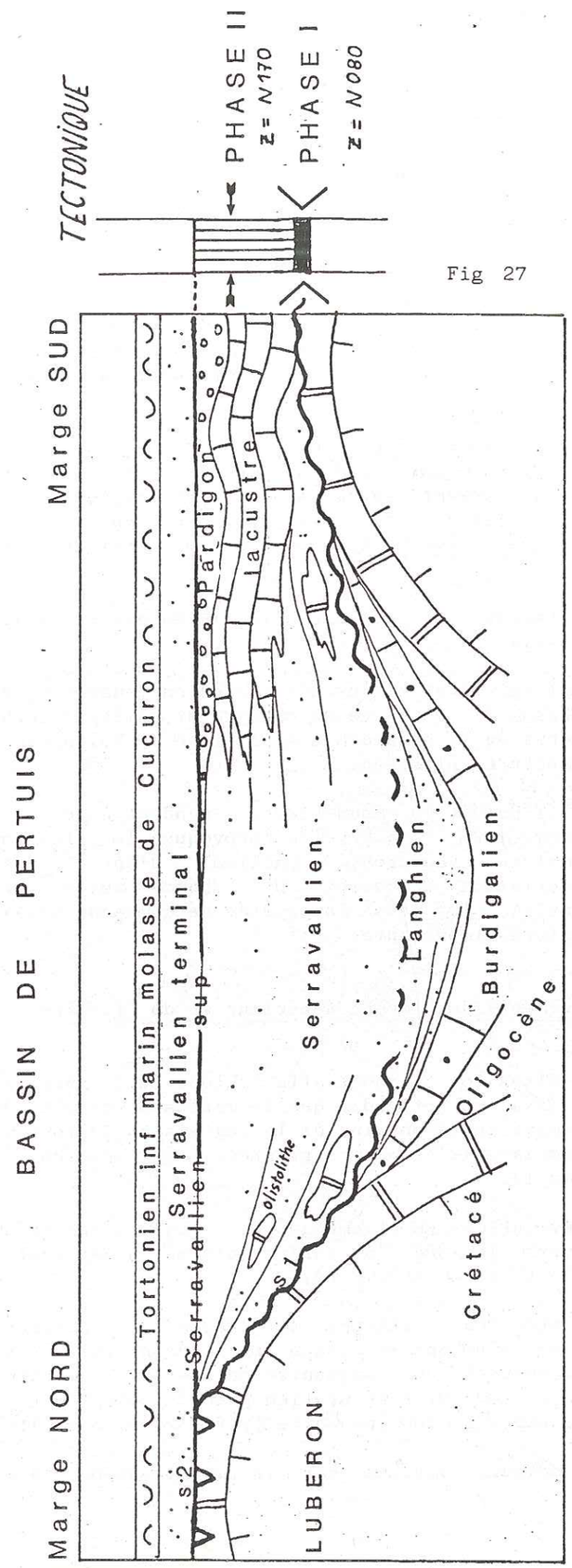


Fig 27

En résumé, la phase II, identifiée par sa fracturation indiquant un raccoucissement N 170 a débuté dès la base du Serravallien pour s'achever au Serravallien supérieur (fracturation) par un épisode d'émersion alimentant une sédimentation détritique plus grossière.

La première surface d'érosion décrite par Clauzon, post-burdigalienne est contemporaine des biseautages du Langhien de la marge sud du bassin ; elle représente le témoin d'un épisode de mobilité moins violent que la phase II mais modifiant la paléogéographie. C'est à cette période que s'individualise le bassin subsident de Valensole (Dubois & Curnelle, 1978).

Cet évènement s'accorde bien avec le caractère discret de la Phase I, compression N 080 non créateur de structures régionales plissées, mais pouvant entrainer par le rejeu des discontinuités oligocènes (failles de la Durance) un profond changement paléogéographique. L'âge de cet épisode compressif est donc Langhien.

En résumé, la période helvétienne est le siège d'importantes déformations (fig 27):

-à l'Helvètien inférieur (Langhien), une poussée E-W discrète (phase I) entraine un changement paléogéographique important (début de la subsidence de la zone de Valensole) sans créer de structures plissées.

-à l'Helvétien supérieur, pendant le Serravallien, une compression N 170 provoque le plissement de notre domaine (Lubéron, synclinal d'Apt- Forcalquier). La déformation d'ensemble du Lubéron reste jusque là de type continu, la masse carbonatée néocomienne n'ayant pas subi de ruptures importantes.

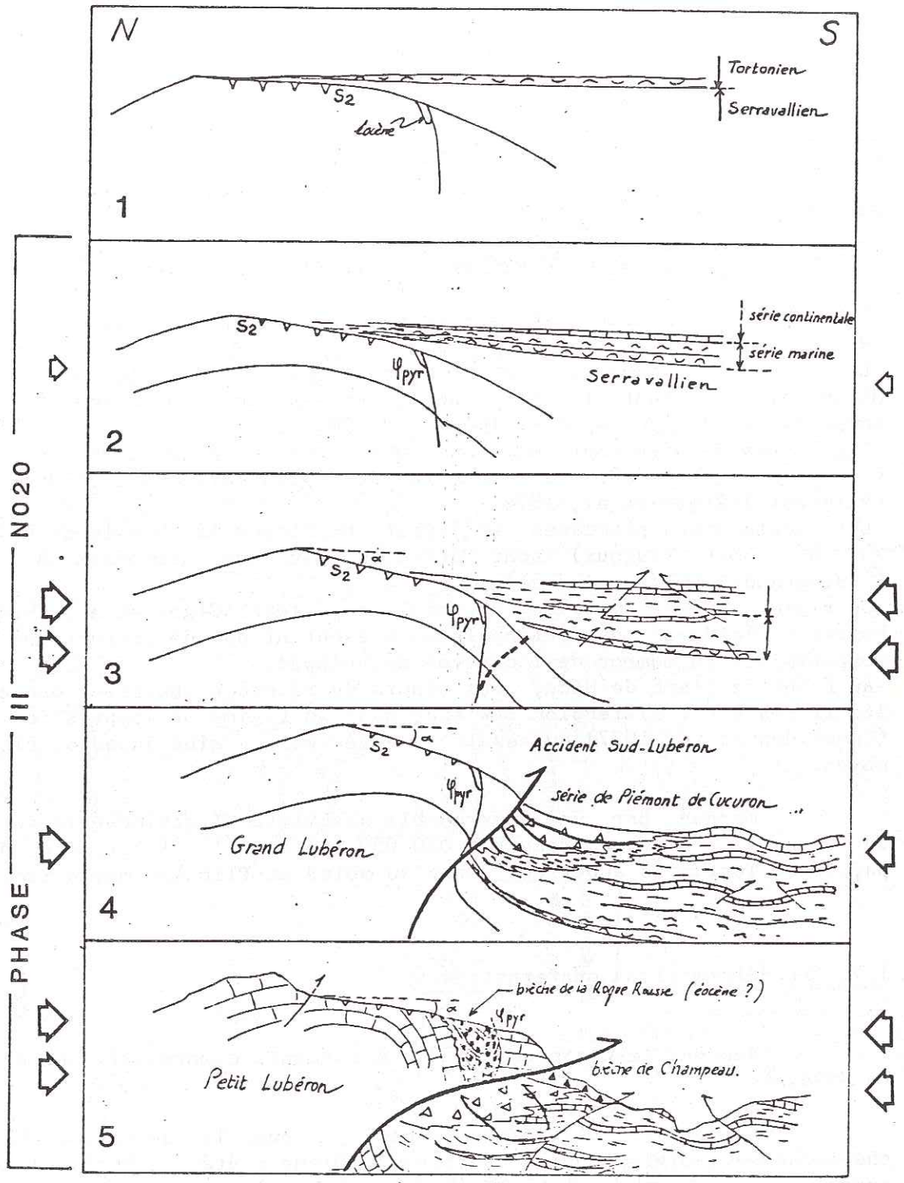
1.6. Les mouvements du Miocène supérieur et du Pliocène.

La situation chronostratigraphique de la Phase III est résumée sur la fig p106. On retiendra que la mise sous tension du panneau est vraisemblablement contemporaine de la régression du Tortonien supérieur comme en témoigne le caractère progressif et récurrent (Gigot, 1977) (fig 28 ,schéma 1).

L'évolution en flambage de l'anticlinal du Lubéron bascule légèrement vers le Sud la surface d'érosion Serravallien supérieur (Clauzon, 1975)(fig 28 ,schéma 2).

L'anticlinal atteint son rayon de courbure minimal, la déformation en flambage se bloque. Le Lubéron devient alors un môle résistant provoquant une augmentation de la contrainte dans les matériaux: un épisode de fracturation précoce intervient affectant les calcaires lacustres tortoniens (site 1)(fig 28 ,schéma 3).

Il demeure discret car la mobilisation de l'accident Sud-



Evolution du Lubéron pendant la phase III (schéma de principe, sans échelle)

Fig 28

Lubéron recoupant les contacts pyrénéens, entraine une relaxation de la contrainte; le fonctionnement de cet accident s'accompagne de l'arrêt de la fracturation dans le Tortonien et d'une reprise de la déformation souple des formations néogènes dont témoignent les synclinaux de Cucuron et de Cadenet-Villelaure contemporains de la série de piémont synorogénique de Cucuron (Aguilar & Clauzon, 1982) .(fig 28 ,schéma 4).

L'épisode majeur de fracturation survient postérieurement à la brèche synorogénique de Cucuron (site 41) et au plissement (site 1). Une brèche à éléments cyclopéens (brèche de Champeau, Petit Lubéron;Clauzon,1982), ravinante sur le substratum éocène et discordante sur les sables helvétiens, a été attribuée au Messinien par cet auteur. Elle serait par sa nature grossière l'écho de cet évènement. Cette brèche est scellée par les marnes plaisanciennes (Pliocène supérieur marin). (fig:28.5)

La compression N 020 affecte le Pliocène inférieur:

-la brèche de Champeau est chevauchée par le Petit-Lubéron (Clauzon, 1982).
-Les plis situés dans la partie Nord du plateau de Valensole (Aiglun, Mirabeau) affectent le pliocène inférieur conglomératique et sont compatibles avec une compression N 020.
-Les nappes de Digne ont été initiées sous un régime compressif N 030 (Horrenberger, 1980) contemporain des plis affectant l'autochtone (Valensole)(Gigot et al, 1974).
-Les conglomérats pliocènes inférieur de Vinsobres (bassin de Valréas, NW du mont Ventoux) sont affectés par une compression NE-SW (Casagrande, thèse en cours).
-Ce régime s'interrompt au Pliocène supérieur (Gigot et al, 1974); le bassin "résiduel" de Valensole ne présentant pas de structures syn-compressives au moment de l'arrivée des nappes.
-Au front de l'arc de Nice, les dépots du Pliocène supérieur présentent les traces d'une distension E-W succèdant au régime de compression N 030 (Campredon et al, 1977) qui avait affecté les terrains jusqu'au Pliocène moyen.

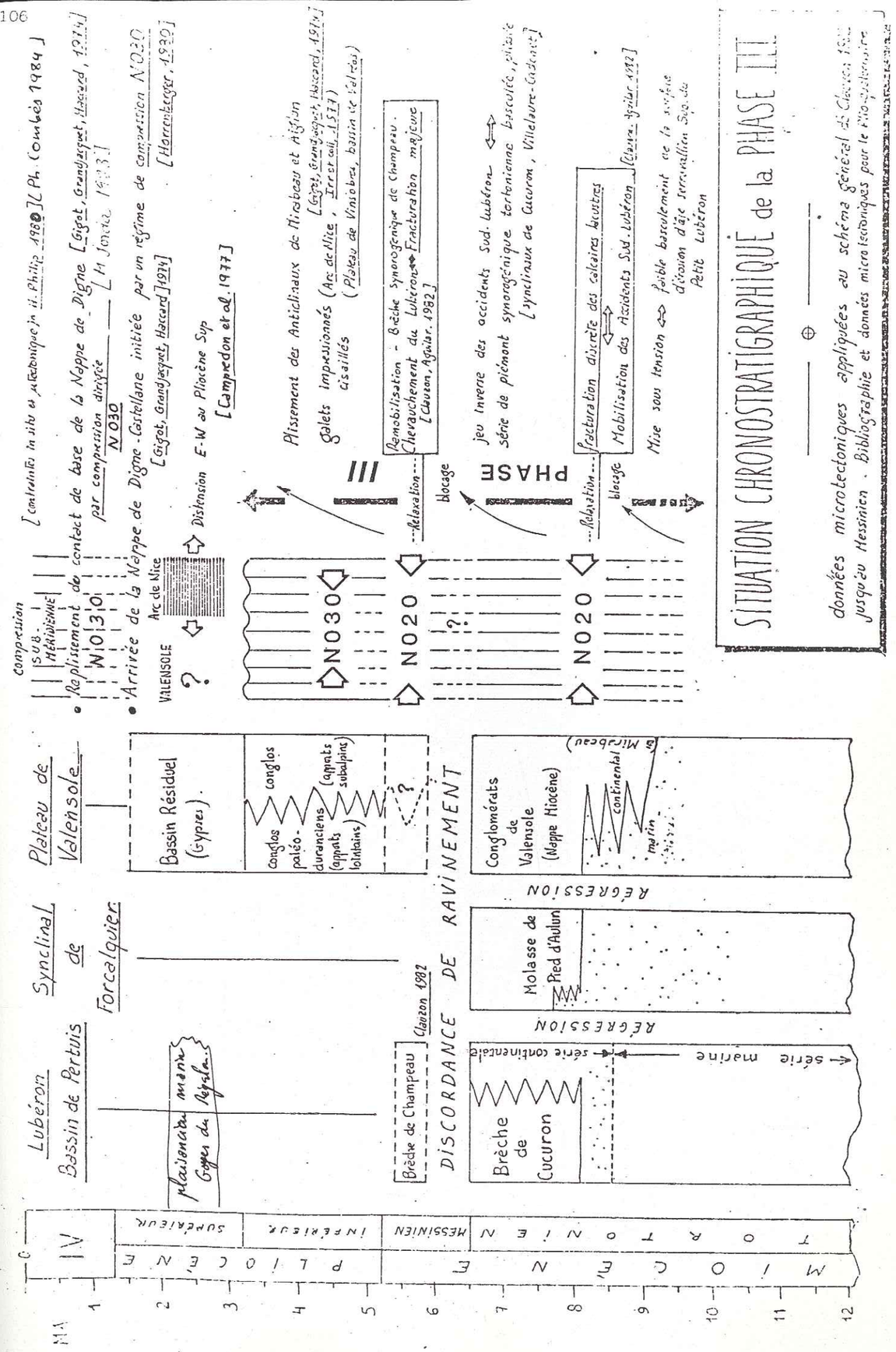
Marqué par une remarquable stabilité directionnelle au cours du temps, le régime compressif N 020-030 (phase III) fonctionne donc à partir du Tortonien supérieur jusqu'au moins au Pliocène moyen inclus.

1.7. Les déformations quaternaires.

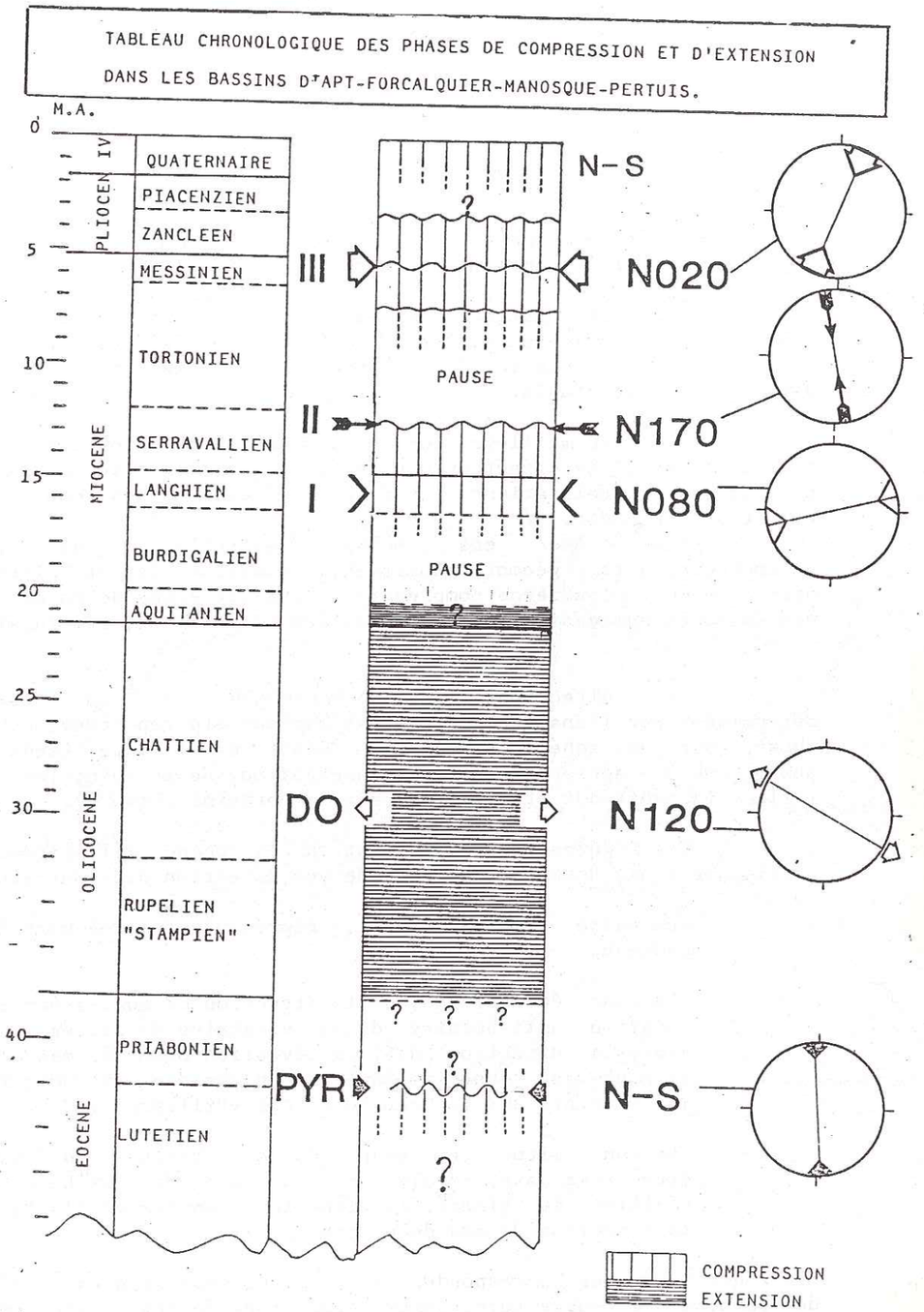
Pendant le Quaternaire, des mouvements compressifs ont été mis en évidence:

-Gigot et al.(1974), signalent que la surface de base du chevauchement épiglyptique des nappes de Digne a été plissée suivant un grand rayon de courbure (synclinal de la Robine).

-Au front des nappes subalpines, Jorda (1982) a précisé l'importance de cette phase tectonique pléistocène, responsable de l'évolution géomorphologique de la région de Digne et dont l'analyse structurale (Combes, 1984) indique une direction compressive N 030 jusqu'au Quaternaire moyen, vraisemblablement héritée de la phase III.



-Une étude sismotectonique de la provence (Combes, 1984) a révélé une compression actuelle sub-méridienne. En bordure de la Montagne de Volx (Villéger, 1983), sur les failles de la Durance, j'ai pu observer une faille décrochante senestre N 020 affectant des éboulis cryoclastiques attribués au Würm (H. Mercier, 1972). Cette observation s'accorde avec les conclusions précédentes.



1.8. Bilan local des phases reconnues.

Nous pouvons donc maintenant regrouper l'ensemble des phases reconnues dans un tableau chronologique général. (p 108)

Les directions des contraintes . sont les directions moyennes observées; nous verrons que la trajectoire de la contrainte maximale horizontale (proche de 1) peut être déviée ou réfractée par des discontinuités majeures (Ventoux, accident durancien).

Avant de commenter ce tableau, revenons sur les phénomènes appréhendés et les termes utilisés pour les définir:

-La fracturation correspond à un instant précis où la contrainte engendre des failles ou réutilise des failles existentes. Le jeu ou rejeu de ces accidents provoque la relaxation des contraintes dans le matériau étudié.

Dans les meilleurs cas, nous avons pu observer une persistence dans le temps de la direction des contraintes principales se manifestant par plusieurs relaxations successives liées à des compressions de direction constante.

Dans les cas moins favorables, des arguments sédimentologiques, géomorphologiques, attestent la stabilité de la direction en l'occurrence compressive. Nous parlerons de phases incluant des épisodes successifs de la déformation (plissement, fracturation...).

Les directions de compression -ou d'extension- déterminées par l'analyse microtectonique ont été reportées, pour chaque phase, sur un schéma structural déduit de l'image Landsat, des photographies aériennes et des observations de terrain; les jeux de failles indiqués ont été vérifiés sur le terrain. (fig 29).

Les figures se rapportant à la phase III permettent de distinguer trois domaines du point de vue direction des contraintes: (fig 29.4; 30)

-un vaste domaine stable, représentant la majeure partie du panneau.

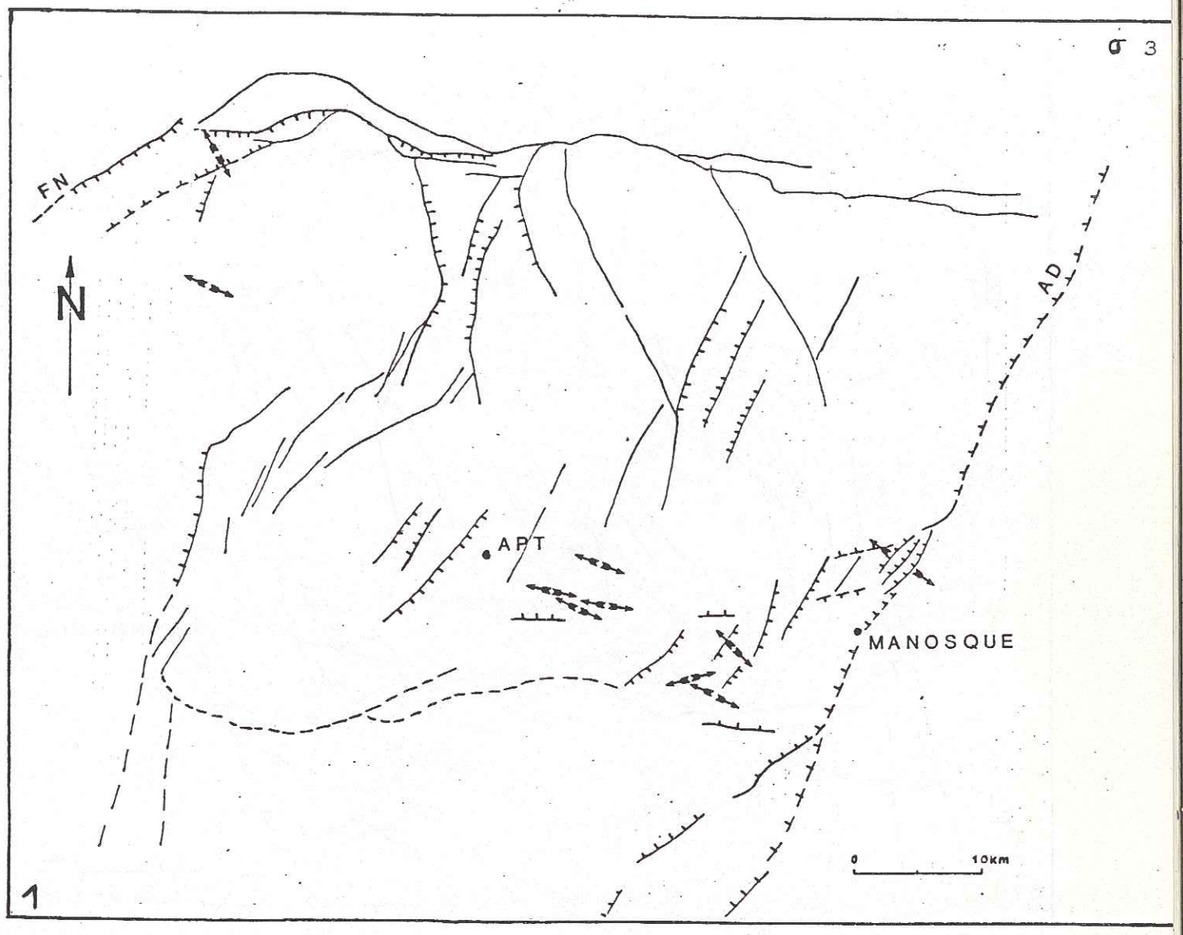
-La zone durancienne, où la direction de contrainte subit une rotation anti-horaire d'une vingtaine de degrés: elle prend alors la direction N-S; la déviation observée est compatible avec un jeu senestre-inverse des accidents N 030 duranciens, jeu constaté sur le terrain à Volx (Villéger, 1983).

-La zone située en avant du mont Ventoux, où dominent les directions structurales N 100 (axe Ventoux-Lure) et N 060 (failles de Nimes), la direction compressive s'alignant dans la direction de ces dernières.

Ces zones anormales correspondent aux limites géométriques et mécaniques du panneau de couverture. Nous essaierons de les interpréter à la lumière de l'évolution tectonique que nous venons de retracer pour la partie "calme" du panneau Nord-provençal.

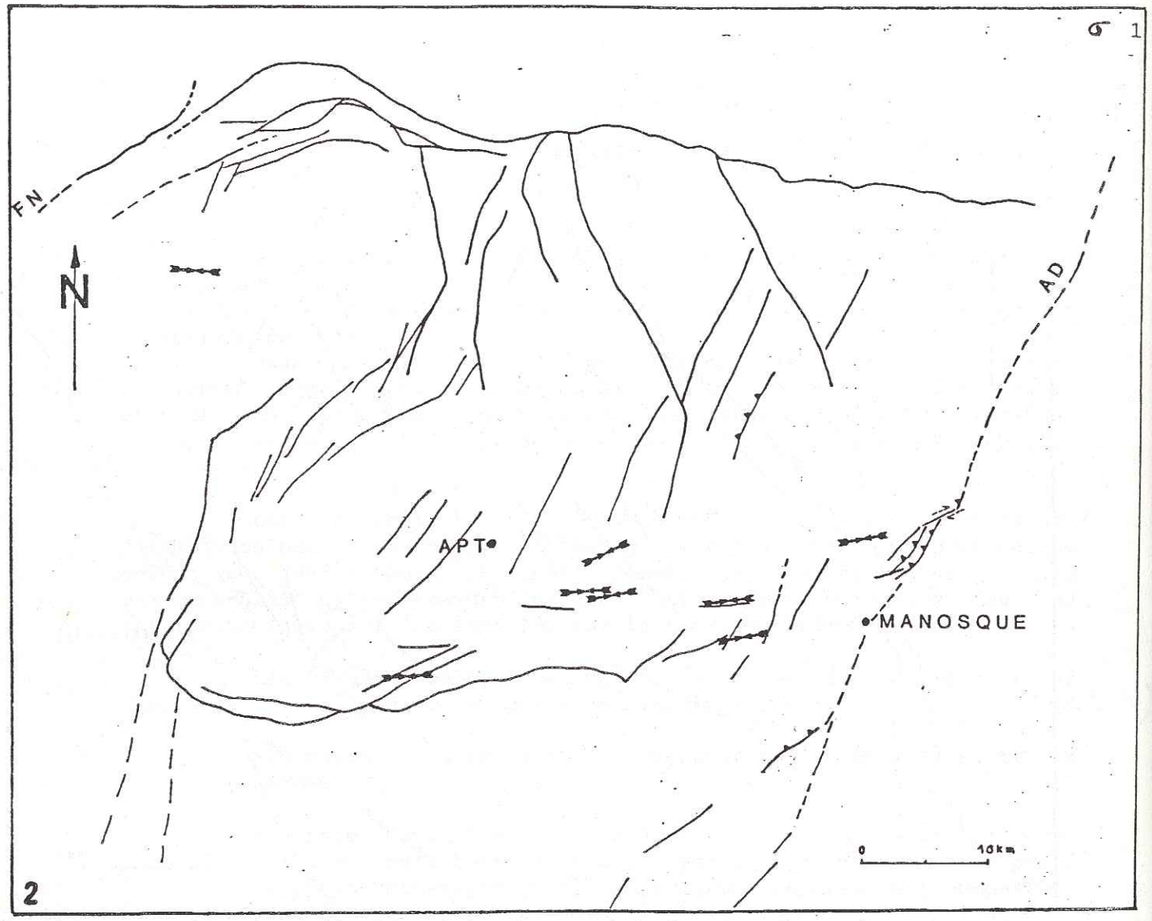
Fig 29

DISTENSION OLIGOCENE (σ_3)

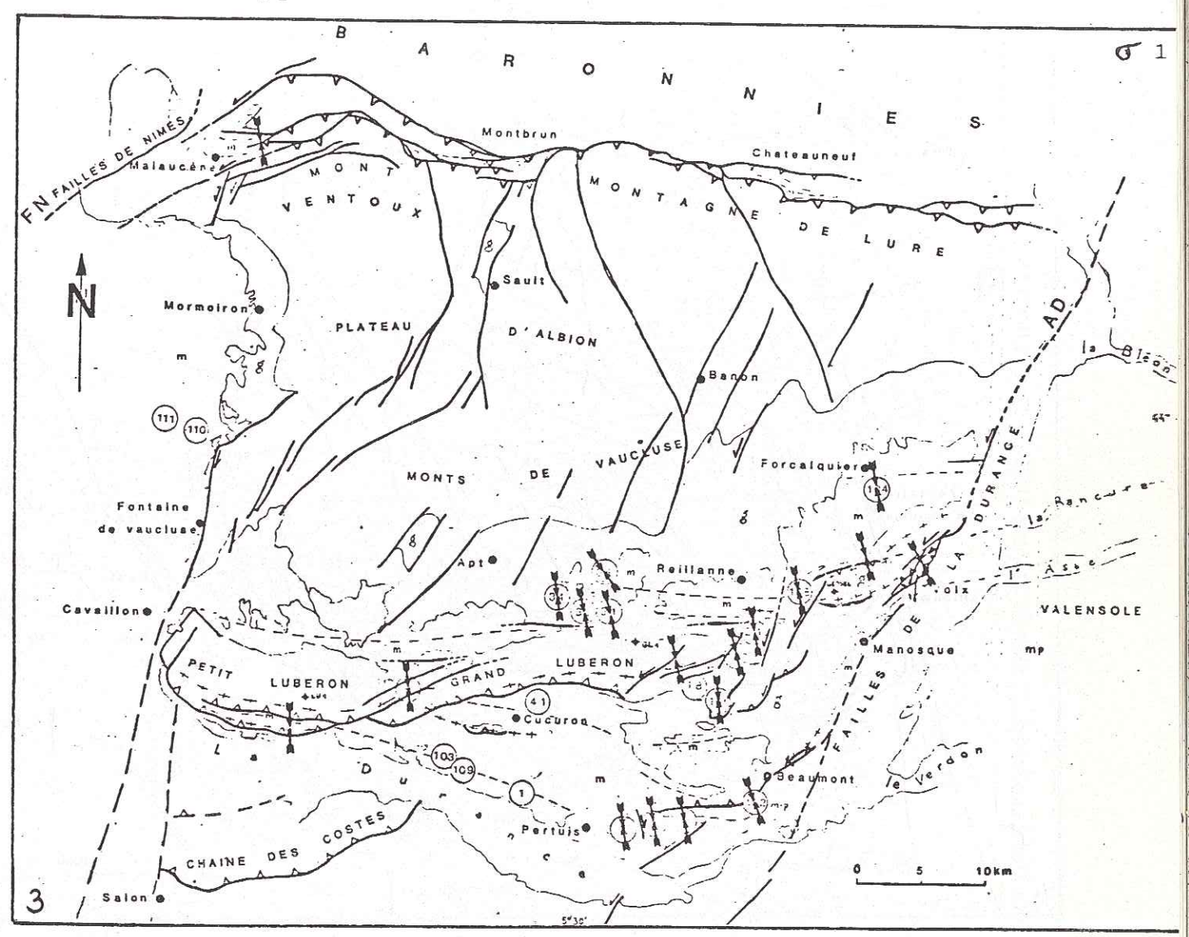


1

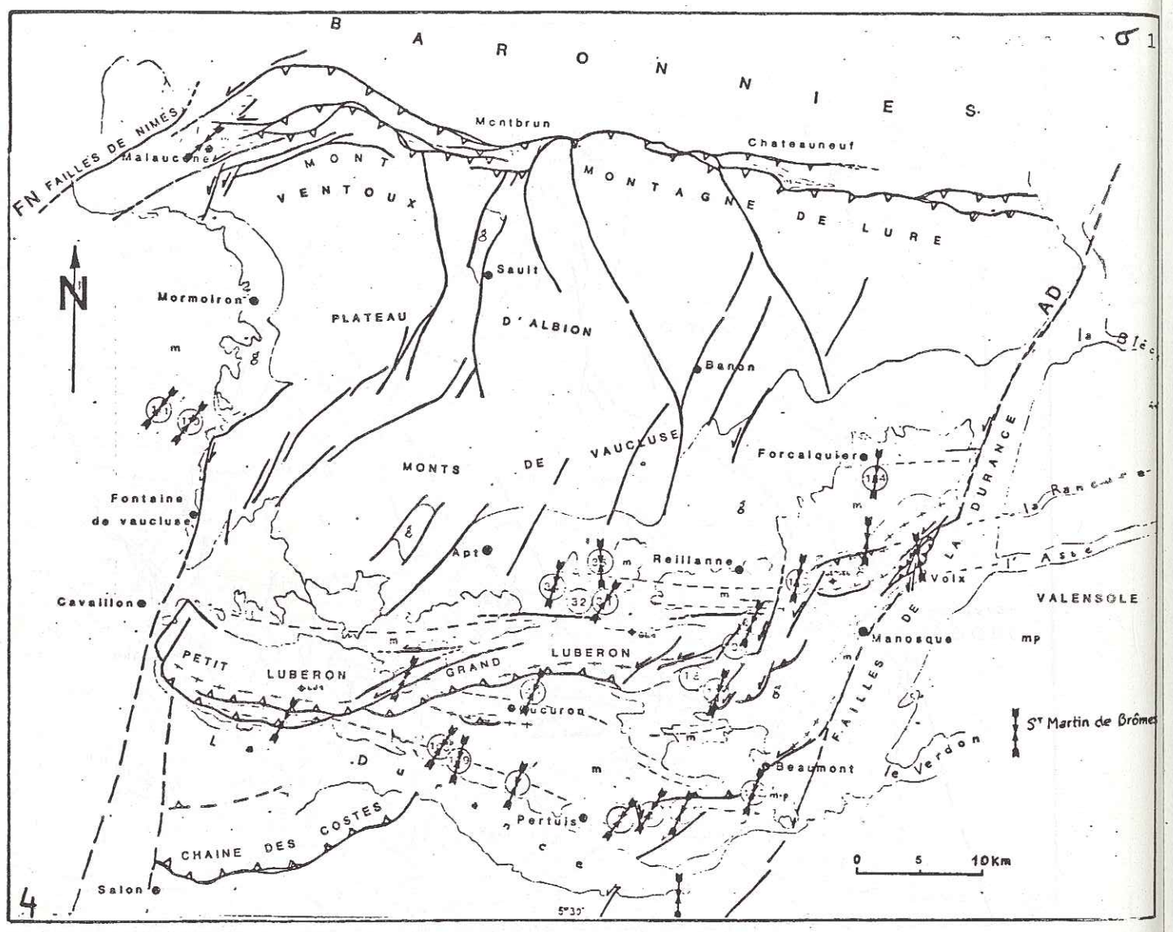
PHASE I LANGHIEN σ_1

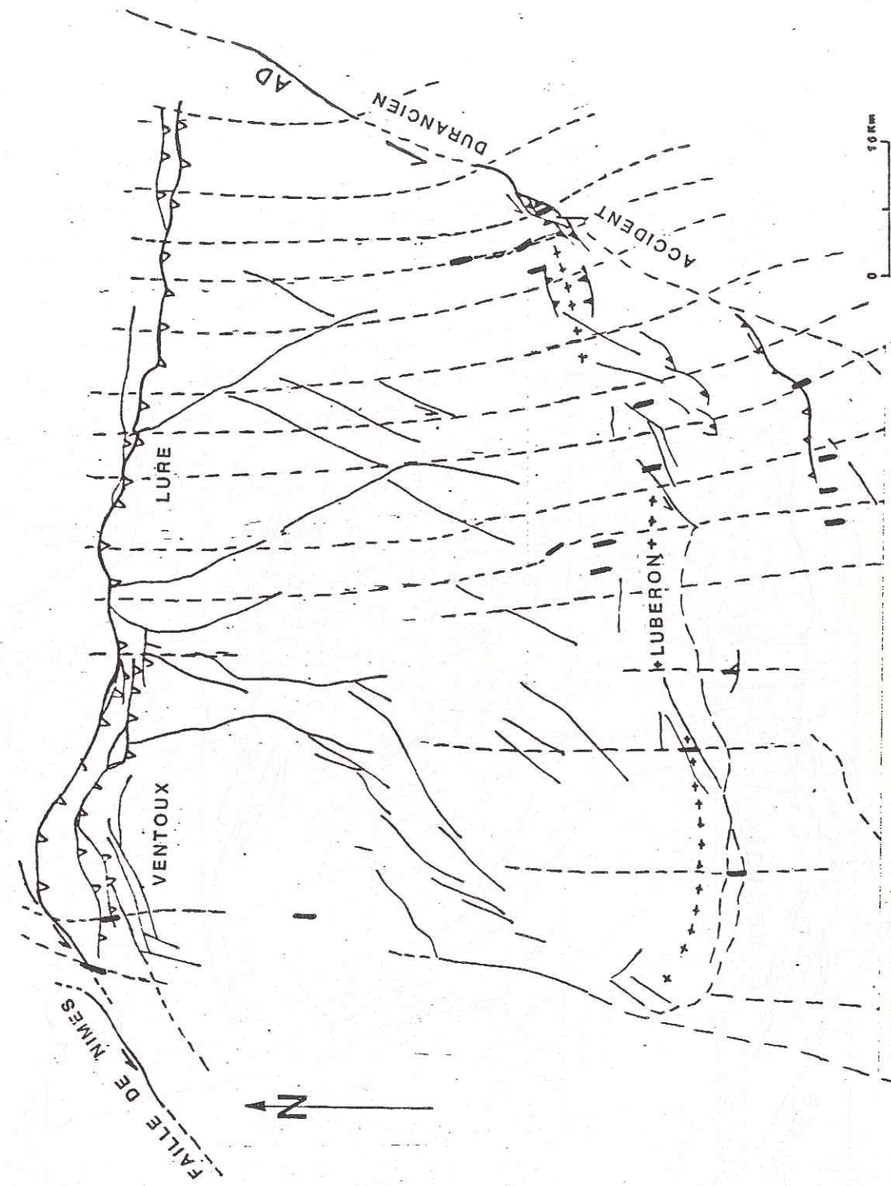


PHASE II SERRAVALLIEN SUP σ_1



PHASE III TORTONIEN SUP PLIOCENE INF





SCHEMA STRUCTURAL SIMPLIFIE ET TRAJECTOIRE DE LA CONTRAINTE PRINCIPALE COMPRESSIVE DE LA PHASE II' Serravallien

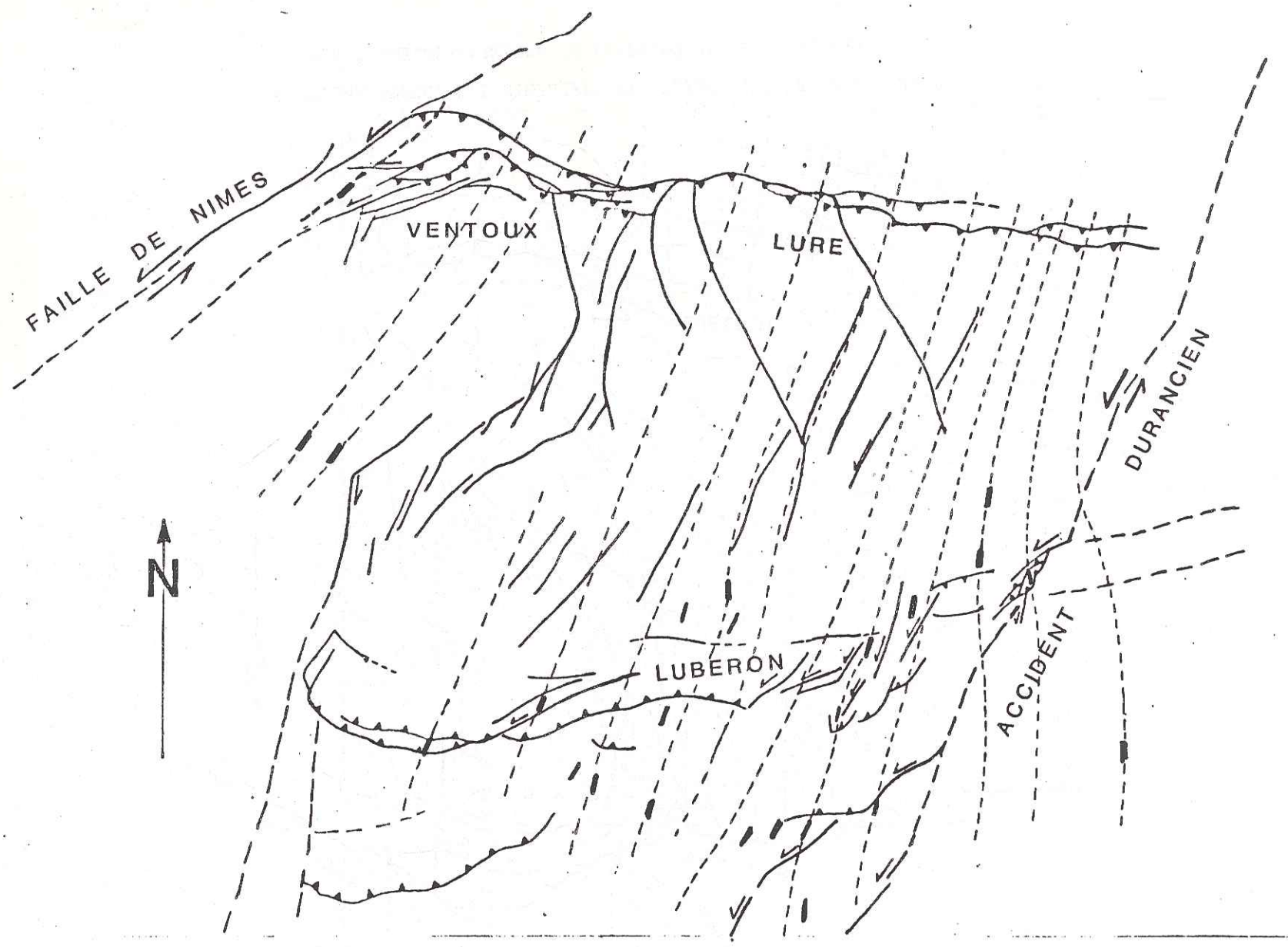


Fig 30 SCHEMA STRUCTURAL SIMPLIFIE ET TRAJECTOIRE DE LA CONTRAINTE PRINCIPALE COMPRESSIVE DE LA PHASE III (Tortonien supérieur-Pliocène inférieur).

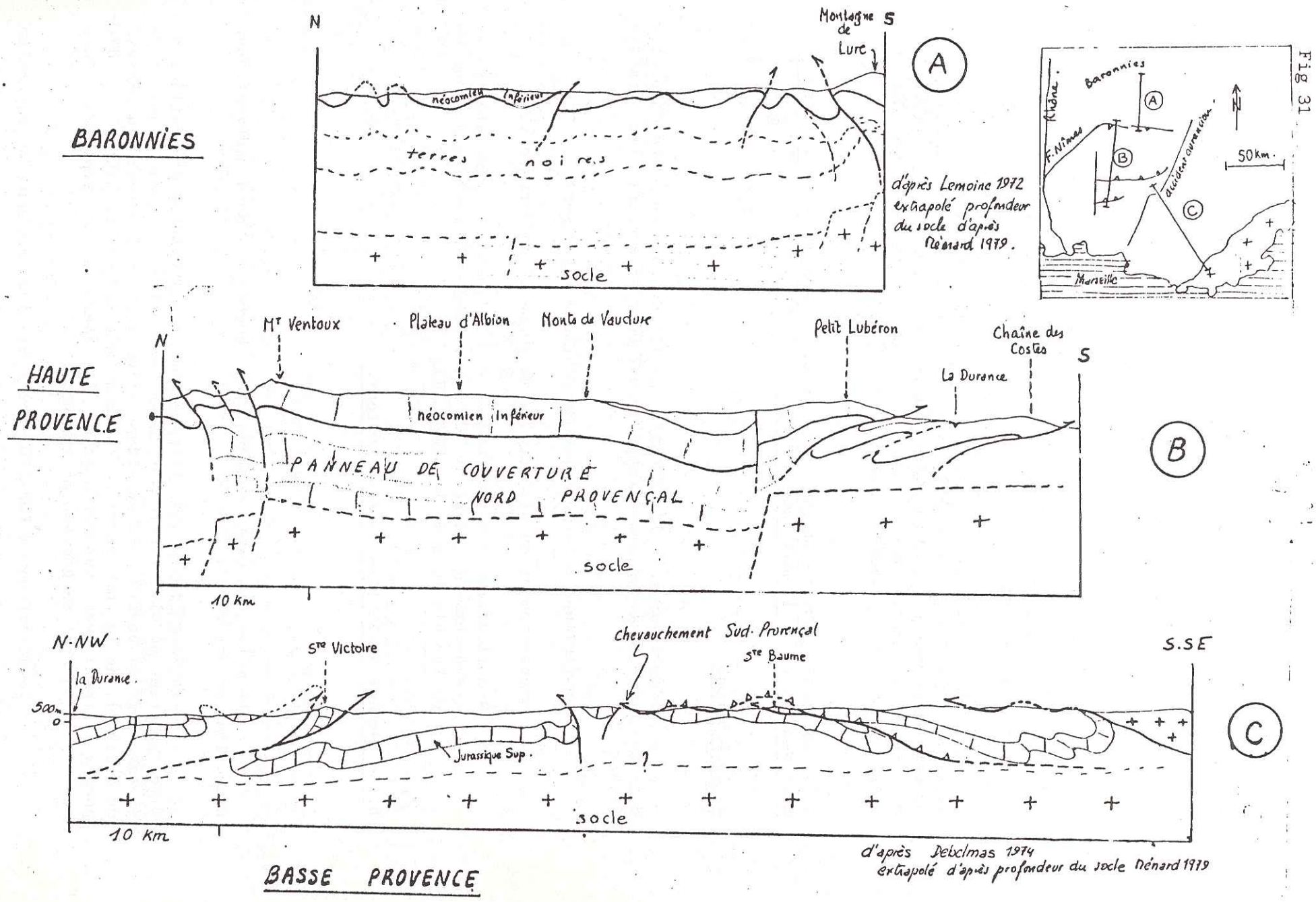


Fig 31

2. LES LIMITES REMARQUABLES DU PANNEAU NORD-PROVENCAL.

2.1. Panneau de couverture et style tectonique.

Dans le bassin du Sud-Est de la France, chaque domaine paléogéographique hérité de l'histoire mésozoique a réagi aux sollicitations tectoniques en fonction de sa nature lithologique et de ses limites géomètriques.

Une telle approche des différences de style tectonique a permis à Arthaud et Séguret (1981) de proposer une vision cohérente des structures pyrénéennes du Languedoc. Dans notre région, elle permet de distinguer le panneau Nord-provençal rigide peu déformé, des domaines voisins (Baronnies et Basse-Provence)(fig. 31).

2.2. Les limites chevauchantes: le Lubéron et le système de failles du mont Ventoux et de la montagne de Lure.

A. Le Lubéron.

L'évolution de l'anticlinal faillé du Lubéron a été en partie décrite précédemment; nous rappellerons donc brièvement les grandes étapes:

-anticlinal à large rayon de courbure (pyrénéen).

-resserrement du pli lors de la phase II du Serravallien.

-mobilisation de l'accident Sud-Lubéron entrainant le chevauchement (surtout du Petit-Lubéron) sur le synclinorium de Pertuis lors de la phase III.

B. Le système de failles du mont Ventoux.

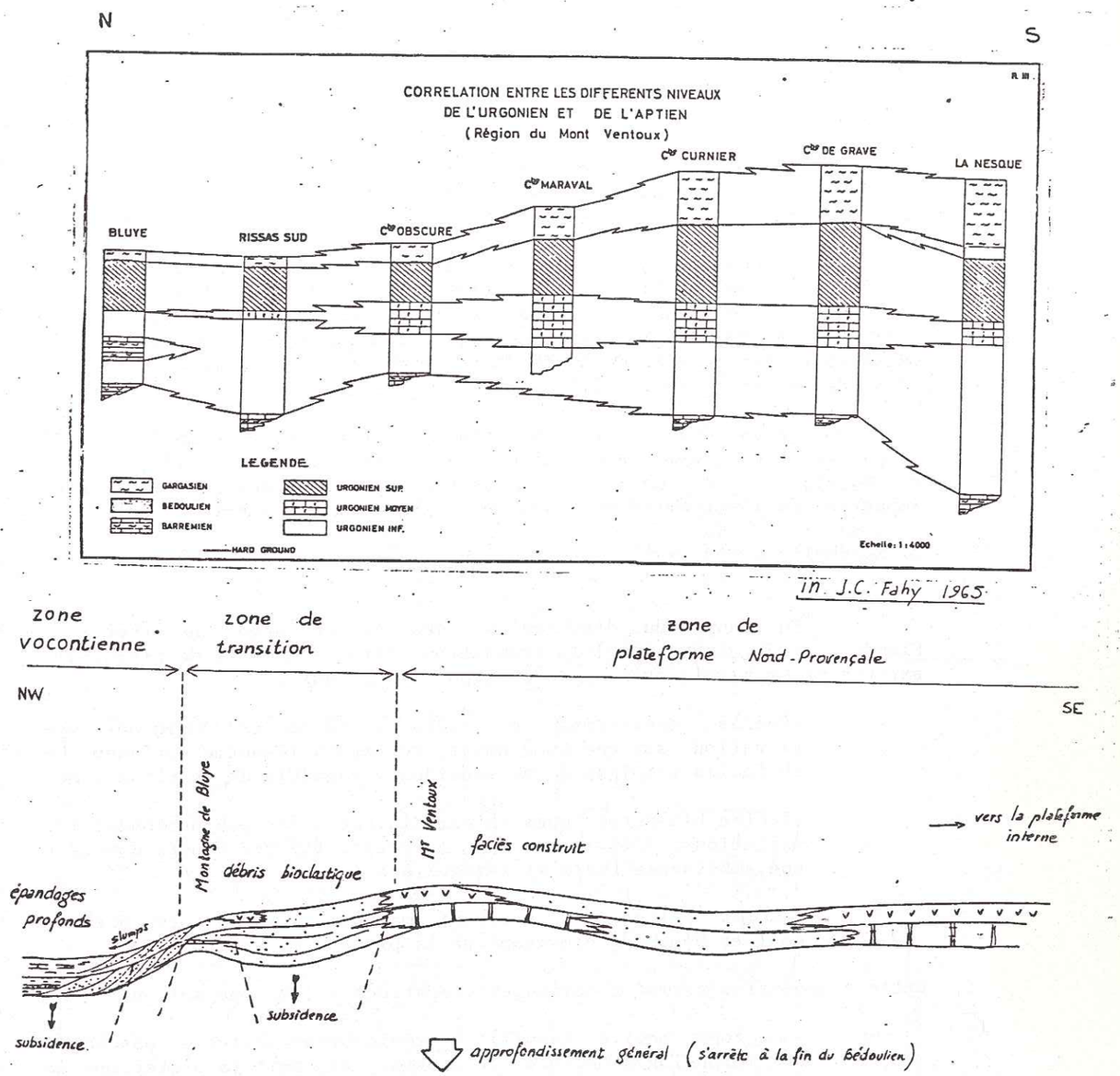
1. Présentation.

Le môle du mont Ventoux est bordé au Nord suivant deux directions structurales:

-la direction N 060, terminaison septentrionale des failles de Nimes séparant un diverticule du bassin vocontien au mésozoique et le prolongement du bassin très subsident oligocène (à l'aplomb du massif de Suzette), de la zone haute du Ventoux (Arthaud et al. 1981). Lors des phases compressives sub-méridiennes (pyrénéennes et alpines), ces accidents joueront en décrochement senestre.

-la direction N 100-110, parallèle aux isopiques du Barrémien

Fig 32



MORPHOLOGIE DE LA MARGE VOCONTIENNE :

le seuil du Mt Ventoux pendant le Barrémo-Bédoulien

(d'après Fahy 1965. Feuy-Flandrin 1979)

de Lure (Arnaud, 1981). Malgré le caractère chevauchant de ces accidents -à fort pendage en surface et en profondeur (sondage ML 1, feuille de Séderon)- , la transition entre les faciès de plateforme (Barrémo-Bédoulien) du Ventoux et les faciès pélagiques profonds des Baronnies peut encore être observée; elle s'effectue sur environ 5 km, les faciès intermédiaires bio-détritiques étant conservés (Fahy , 1965; Flandrin et al. 1979).

Il semble donc que le système de faille étudié soit situé à l'aplomb des accidents majeurs vocontiens (failles normales à regard Nord), essentiellement actifs du Jurassique supérieur au Néocomien.

En conséquence, le système de faille du Ventoux ne correspond pas à de simples écailles chevauchantes; la morphologie des accidents et la prédominance d'une composante verticale dans le mouvement de ces failles inverses nous incite à rechercher dans la structure ancienne de cette zone, les raisons du comportement mécanique de cette bordure lors ds serrages pyrénéens et alpins.

La bordure de la montagne de Lure présente un dispositif comparable bien que moins marqué dès le Mésozoique (cf. $ 2.2 ,fig); en outre, il est moins bien visible du fait du chevauchement plus important de l'extrèmité occidentale de la crête de Lure.(cf. carte).

2. Morphologie des seuils au Néocomien.

En dépit du diachronisme des faciès urgoniens (Ferry & Flandrin, 1979; Fahy, 1965) la transition entre le domaine de plateforme externe et le bassin profond se décompose comme suit:

-faciès construits à rudistes (Urgonien) exigeant une situation sur une zone haute; toutefois l'énorme épaisseur de ce faciès témoigne d'une subsidence générale de la plateforme.

-faciès bio-détritiques intermédiaires d'eau peu profonde; les variations d'épaisseur et la rythmicité des dépots dénotant une subsidence forte et irrégulière.

-faciès pélagiques, profonds marqués par la présence de coulées boueuses provenant de la plateforme escarpée.

Cette disposition permet d'envisager une structure du type suivant:

-une zone mobile (seuil) tectoniquement active et possèdant une morphologie de rides et bassins, séparait la plateforme du bassin profond. Les variations d'épaisseur de la série intermédiaire (fig 32) se superposent à la paléogéographie de cette marge (fig 33), le système de faille du Ventoux se localisant à l'aplomb de ce domaine intermédiaire.

Un tel dispositif n'est pas sans rappeler ceux imaginés par Arnaud et al.(1978) séparant les bassins liasiques du domaine sub-alpin.(fig 34). Il se maintient jusqu'au Cénomanien (Porthault, 1978).

3. Analyse structurale du système de failles du mont Ventoux.

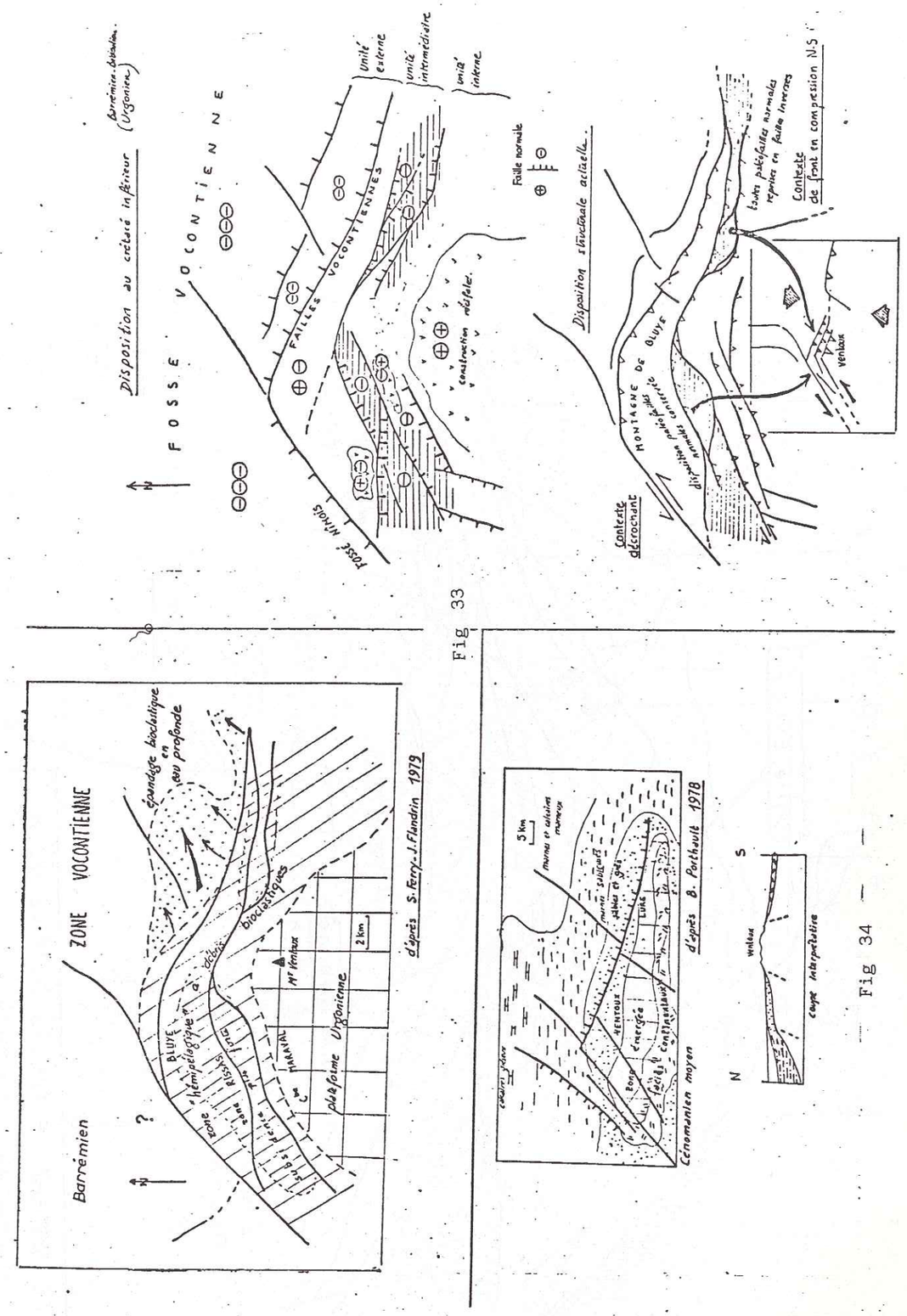
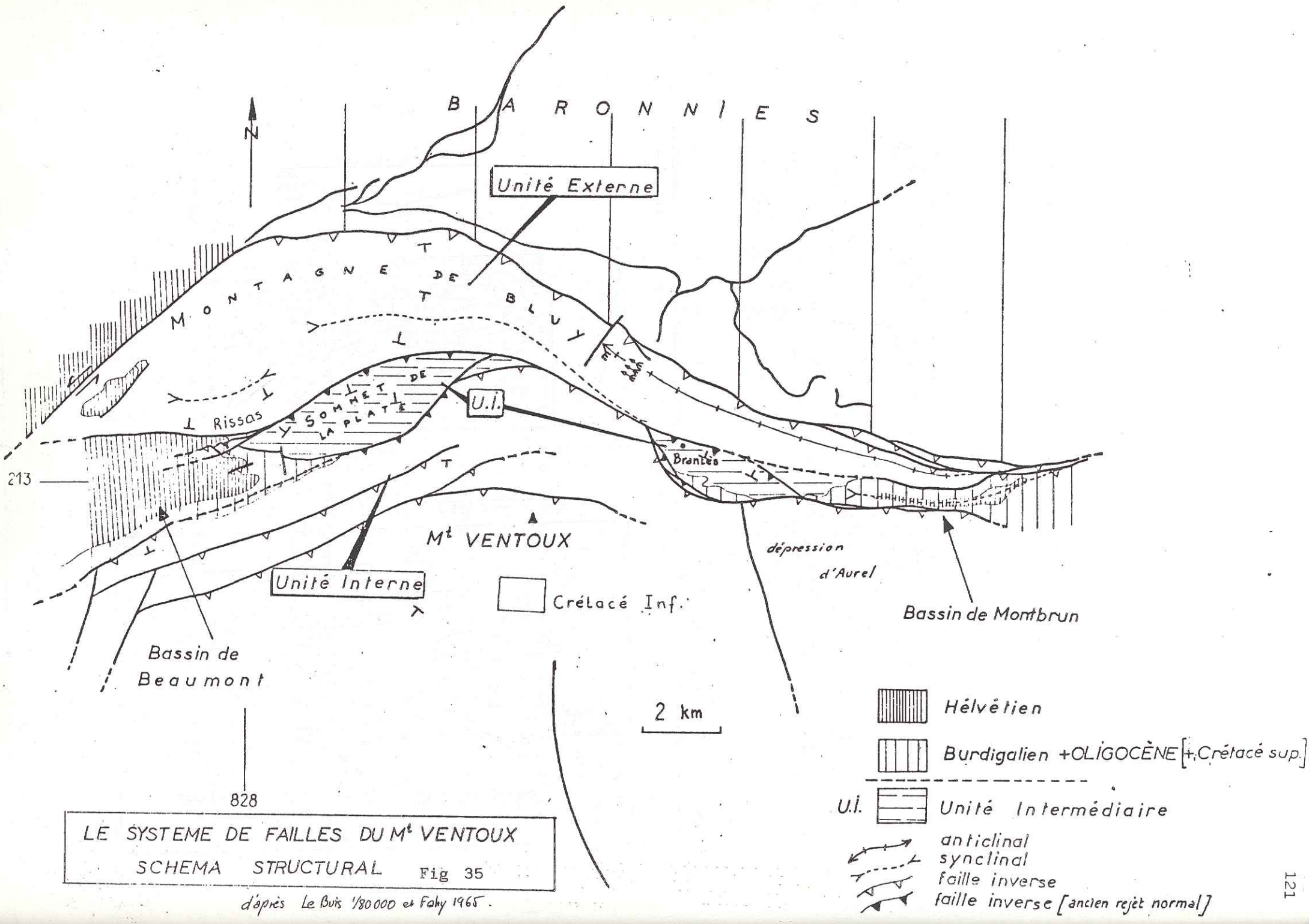


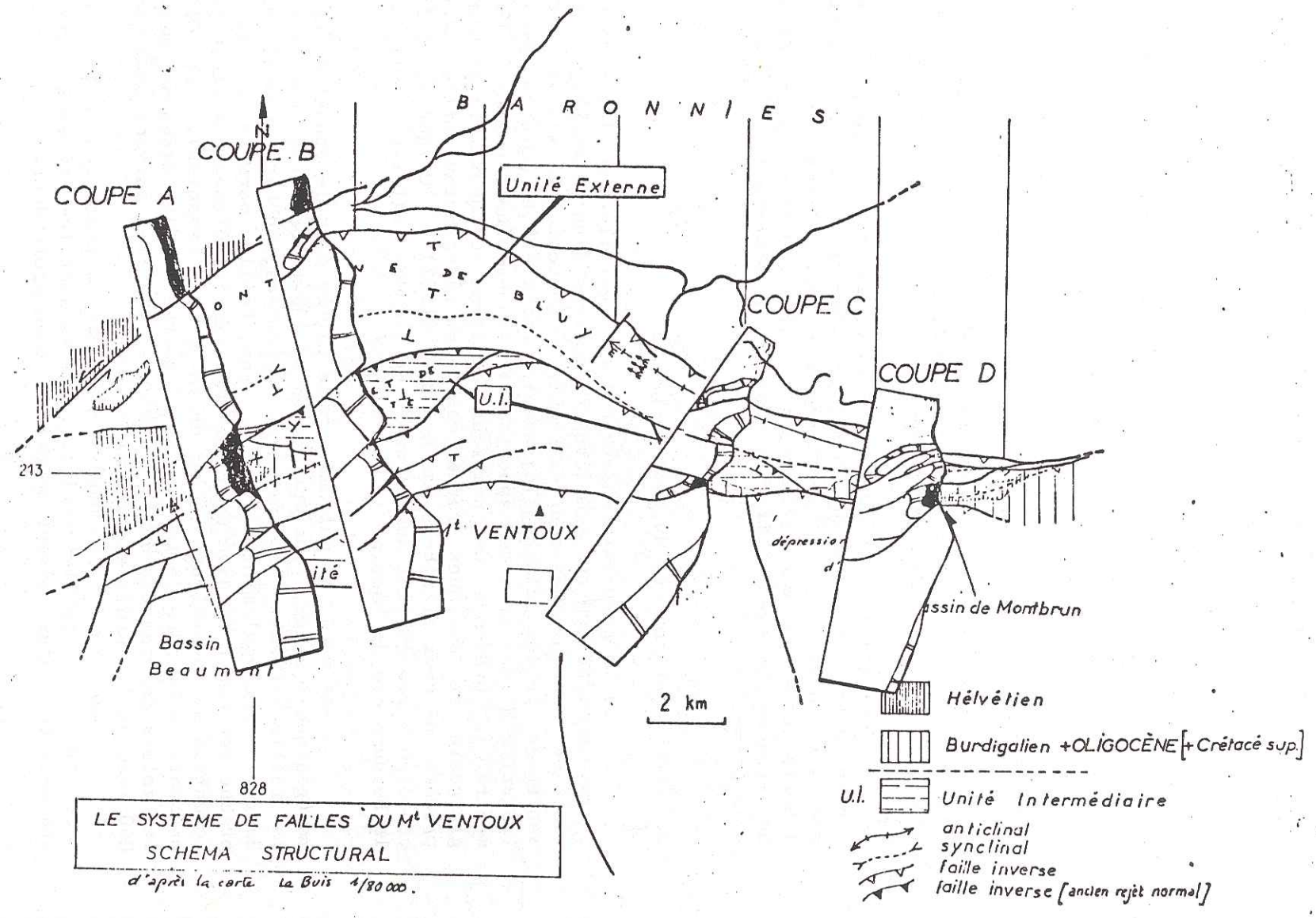
Fig 33

Fig 34



LE SYSTEME DE FAILLES DU Mt VENTOUX
SCHEMA STRUCTURAL Fig 35

d'après Le Buis 1/80000 et Fahy 1965.



LE SYSTEME DE FAILLES DU Mt VENTOUX
SCHEMA STRUCTURAL

d'après la carte Le Buis 1/80000.

Le schéma structural et les coupes (fig35) permettent de distinguer l'unité intermédiaire discontinue, faillée, où se localisent les bassins tertiaires de Malaucène et de Montbrun (plus tectonisé).

Elle est encadrée au Nord et au Sud par deux unités structurales plus simples: unité externe de la montagne de Bluye- unité interne du môle du Ventoux. Les coupes montrent que la branche dirigée N 100 de l'unité intermédiaire, bien que plus tectonisée, présente la même disposition que la branche occidentale N 060.

3.1. Déformations dans le bassin de Malaucène (1).

Encadré par deux grands accidents verticaux N 060, l'accident du Groseau au Sud (A) et l'accident de Mollans (B) au Nord, ce bassin présente la disposition suivante:

La colline de Coumpara (Helvétien) est chevauchée vers le Sud tandis qu'au Nord elle chevauche; les deux éléments sont découplés par une faille dextre N 015 (rebroussement des directions cartographiques de l'horizontale des couches). Compatible avec une compression NE-SW post-helvétienne, ce dispositif , le plus récent observable, est à attribuer à la phase III.

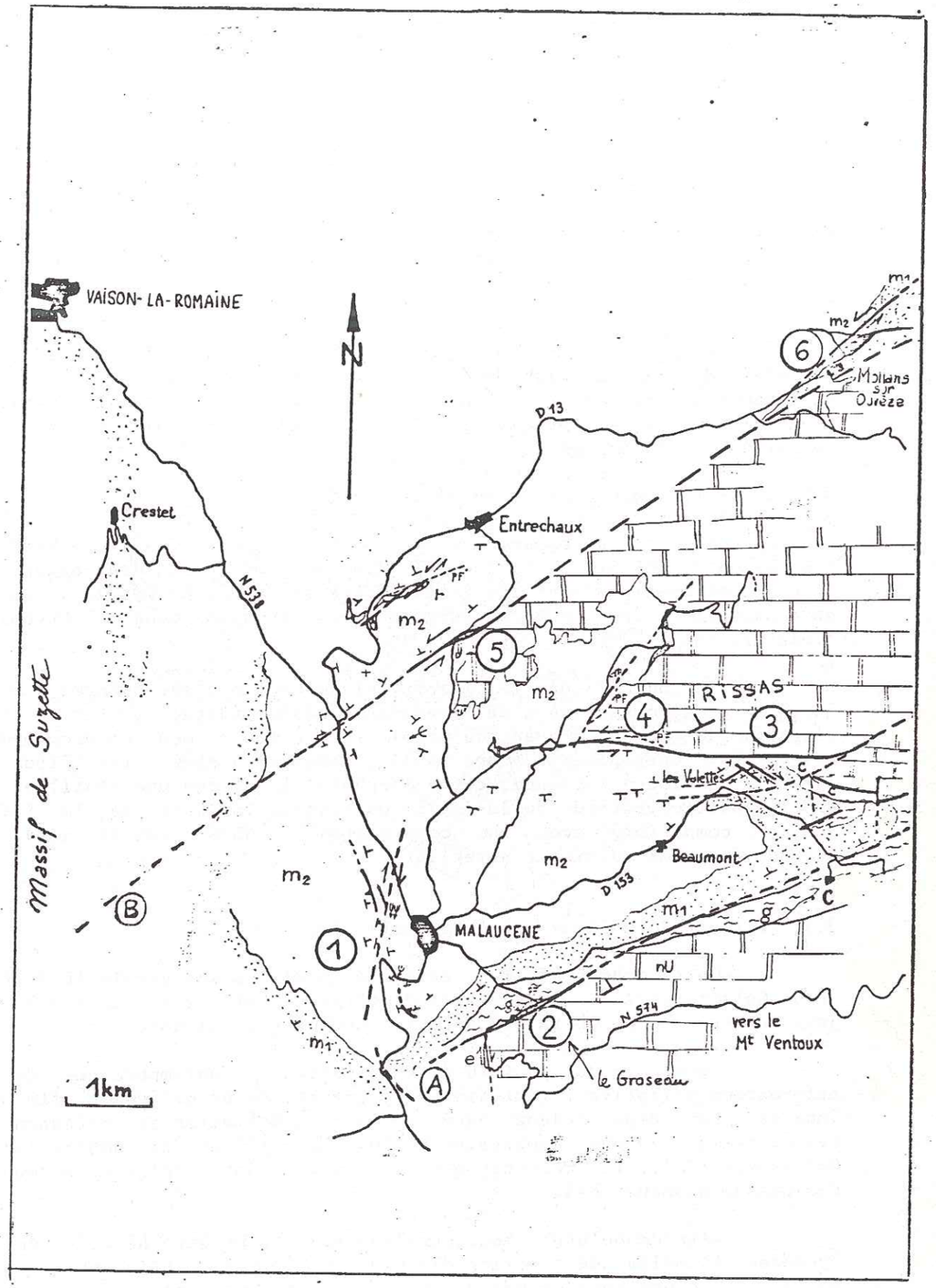
3.2. Coupe des sources du Groseau (2).

a) La structure observée a été assimilée par les auteurs de la carte au 1/80 000 aux remplissages éocènes d'un paléo-karst également visibles non loin des sources (route du Ventoux). Il s'agit de marnes sableuses grises (altérées, jaunes) stratifiées en bordure d'un talus (polarité N vers le S des apports détritiques plus grossiers). Un lavage montre la présence de nombreux cristaux de quartz bipyramidés, de glauconie et quelques rares characées indiquant un milieu lacustre; proches de ceux attribués par Brasseur (1962) à l'Oligocène inférieur, ces dépots ressemblent aux marnes bleutées des Argiliers (Oligocène) de la bordure sud du bassin.

-au Nord, un paléomiroir de faille normale enduit d'une brèche monogénique à silex, plus épaisse en bas du talus formé par le rejet de la faille affecte les calcaires barrèmiens; un"hard-ground" dans le Barrémien est également décalé par une faille normale analogue. Cette brèche est restriée avec un jeu normal par des éléments striateurs de la formation marno-sableuse (silex de la brèche, remaniés). Cet Oligocène présente en bordure de talus, des micro-failles de tassement mais aussi les galets des passées détritiques sont cisaillés suivant des plans N 060 avec un jeu senestre-inverse.

-au Sud, le Barrémien broyé atteste un rejeu inverse-décrochant de la faille verticale, chevauchant les niveaux oligocènes; les deux fractures doivent se rejoindre en profondeur.

L'accident du Groseau a donc présenté un premier jeu probablement ante-pyrénéen en faille normale à pendage Sud; peut-être décrochant au"pyrénéen", il a rejoué en faille normale à l'Oligocène puis a été repris en décrochement senestre-compressif durant les phases alpines.



b)-Les poches de remplissage karstique éocène sont affectées par des failles indiquant une compression NE-SW post-Eocène (pyrénéen ?).

3.3. Le hameau des Valettes (3).

Le Burdigalien forme un anticlinal faillé et chevauche les sables helvétiens. Cette faille inverse compatible avec une compression N 170, rejoint vers l'Est la faille du Rissas; ce chevauchement est pris en relai par des failles cartographiques N 150 jouant en décrochements dextres vers le Rissas, tandis qu'à l'Ouest dans le bassin, on ne retrouve que l'ébauche d'un anticlinal dans les sables helvétiens.

Ces structures sont postérieures aux joints stylolitiques basculés de la molasse burdigalienne; les failles des Valettes correspondent à la réactivation en faille inverse de la faille du Rissas sous l'effet de la compression N-S (phase II) qui a également provoqué le plissement du Miocène.

3.4. La faille du Rissas à San Sébastien (4).

L'Urgonien présentant un faible pendage vers le Nord est tranché par un miroir de faille à pendage Sud, carié par des organismes lithophages dont les terriers sont remplis de sables helvétiens. Ce jeu ante-helvétien est normal (figures de blocages dans l'Urgonien: riedels).

Au contact de ce miroir, l'Helvétien n'est déformé que par quelques micro-failles de tassement sédimentaire; toutefois une vingtaine de mètres en avant du miroir les sables forment un escarpement orienté E-W correspondant à une faille, senestre d'après les riedels R associés. De toute évidence, cette morphologie indique une réutilisation de la partie profonde de la faille du Rissas, la trace de la faille active, compatible avec une compression NE-SW (phase III), se situant en avant du miroir antérieur.

3.5. Accident de Mollans à la cave Gély (5).

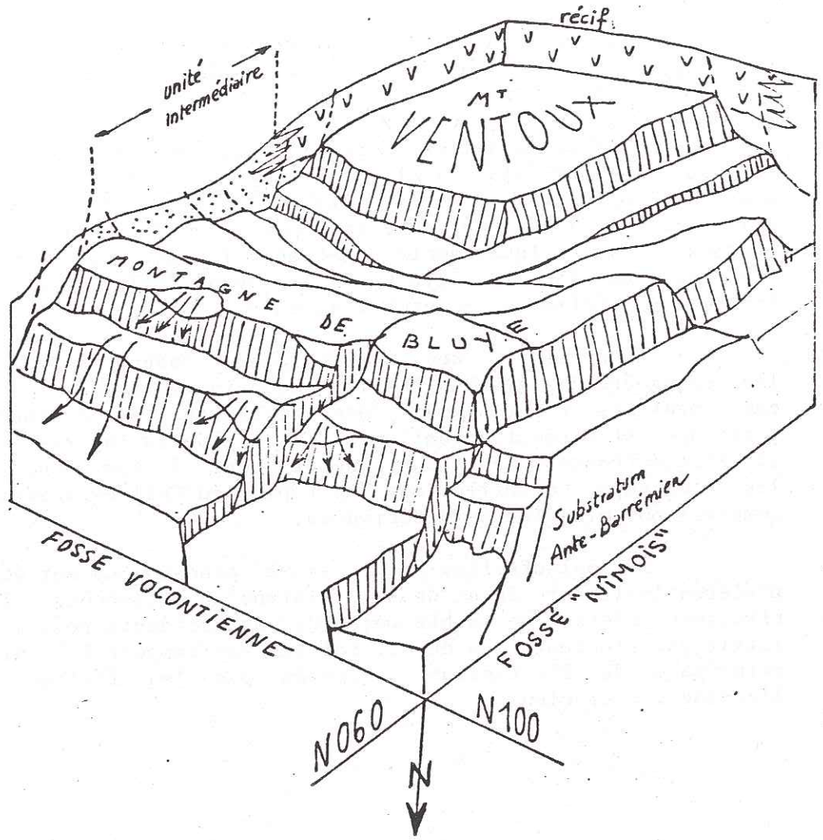
Cette grande faille présente un miroir analysable (F 3) à la "cave Gély"; vertical à cannelures mètriques et stries, il révèle des jeux sénestres à pitch faible avec la chronologie suivante:

-des stries guillochées courtes (contemporaines de la déformation plicative ?)antérieures à des stries de glissement fines et longues. Les deux rejeux sont syn à post-Helvétien et correspondent respectivement à une compression N 010 (phase II) et une compression N 045 (phase III)., les tectoglyphes associés étant typiques du doublet des phases néogènes N-S.

-les cannelures horizontales sont peut-être héritées du jeu pyrénéen (lunules de traction-dissolution restriées indiquant un jeu senestre), la présence de balanes et de perforations conservées sur des miroirs annexes indiquant l'existence d'un paléorelief ante-Helvétien.

3.6. Accident de Mollans à Mollans sur Ouvèze. (6)

LE SYSTÈME DE FAILLE DU MONT-VENTOUX AU BARRÉMIEN.



Les miroirs mesurés dans le Burdigalien et l'Helvétien sont visibles en bordure de la route " des princes d'Orange"(D5) et représentent la fracturation majeure de cette zone de faille. L'accident de Mollans joue en décrochement senestre-inverse après le basculement du Burdigalien. La chronologie observée est en accord avec celle reconnue à la cave Gély.

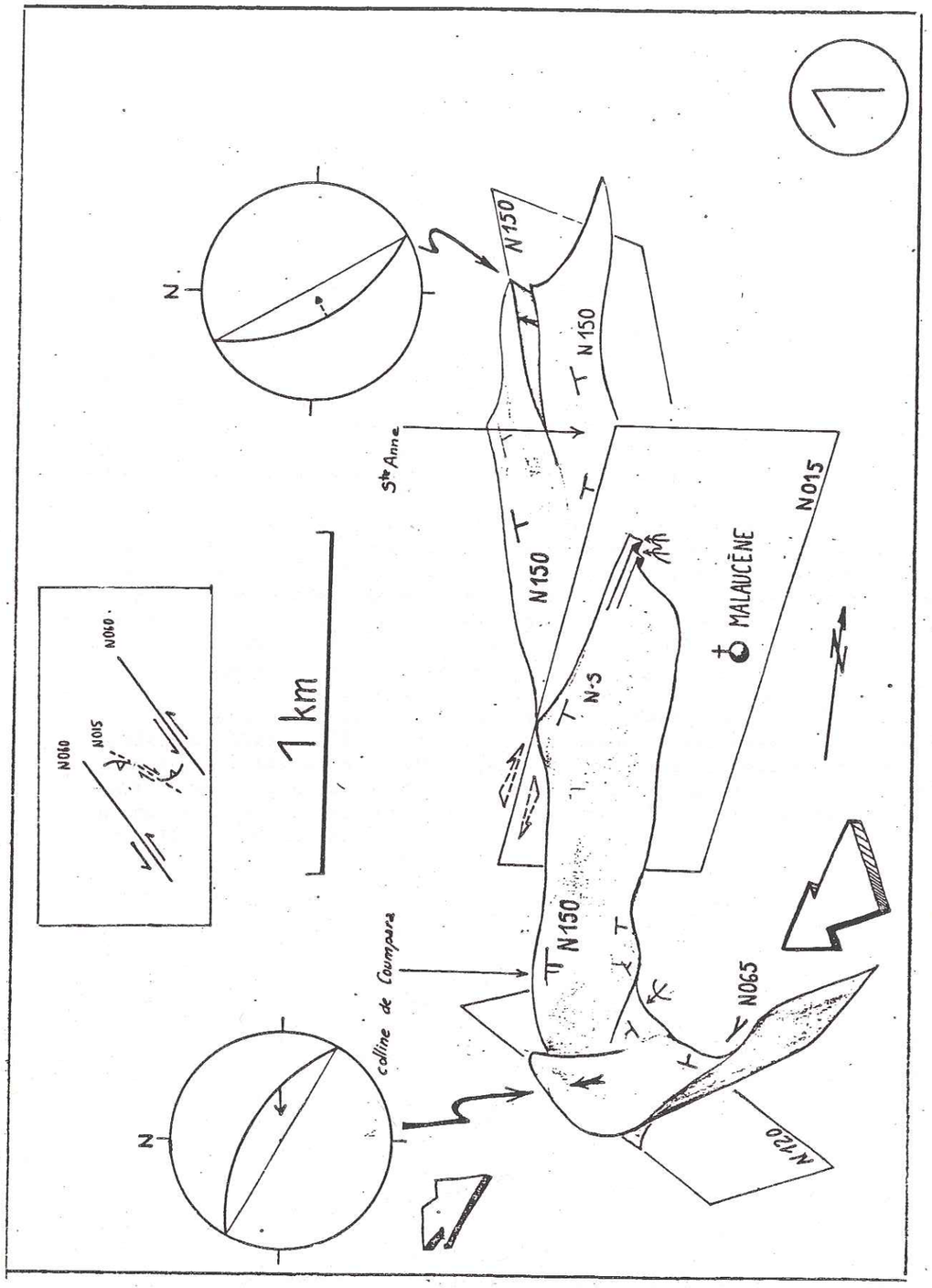
4. Conclusion sur le dispositif structural du mont Ventoux.

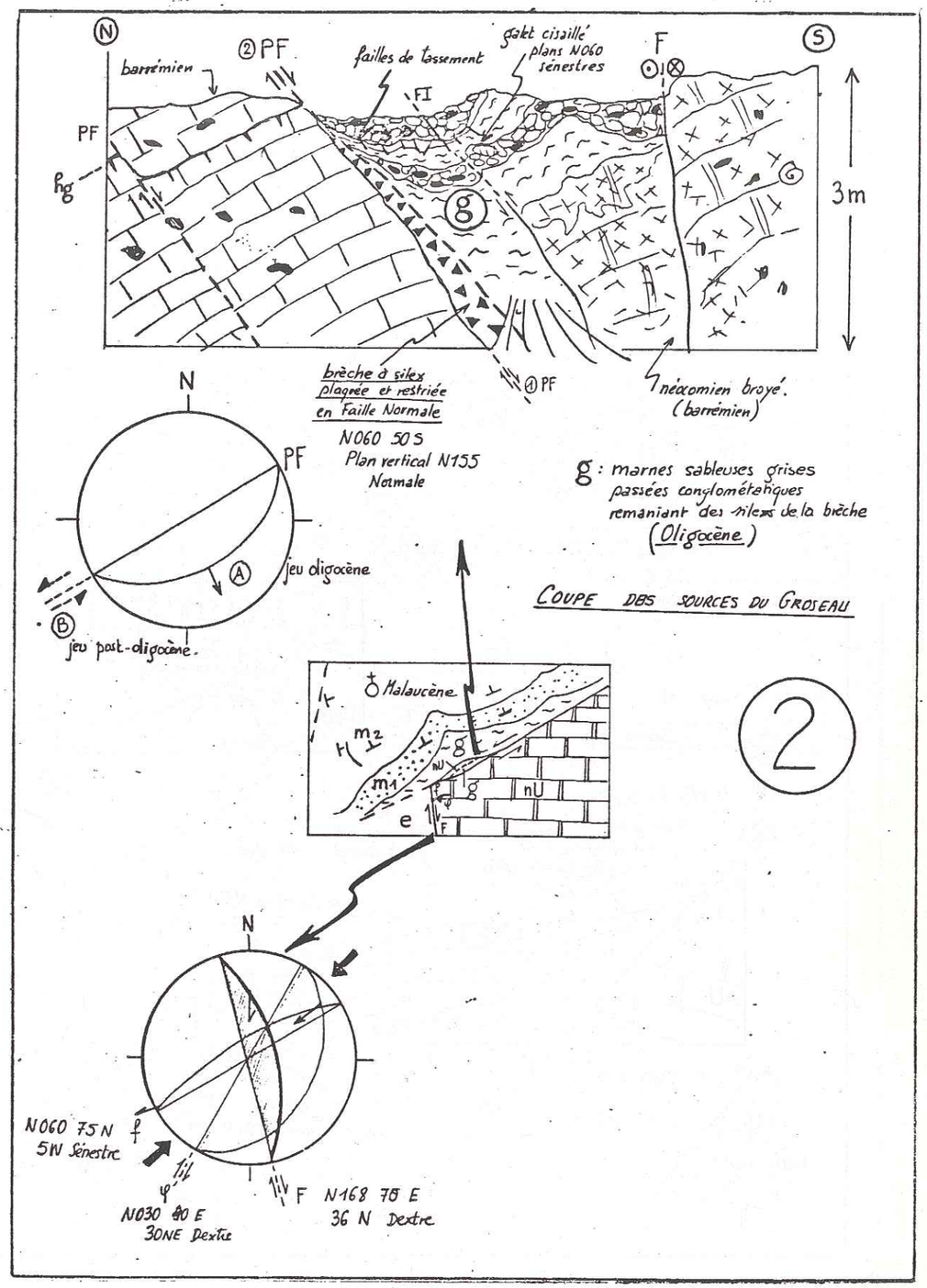
L'étude de terrain a permis de retrouver la trace de structures antérieures préservées malgré l'histoire compressive pyrénéenne puis alpine:

-Des paléofailles normales ont été observées (faille du Groseau, faille de Rissas); leur pendage vers le Sud est incompatible avec l'effondrement du compartiment vocontien Nord. Toutefois, leur existence peut s'accorder avec la répartition des séries de transition (faciès bio-détritiques dont l'épaisseur irrégulière traduit l'existence d'un système en ride et bassin en avant de la plateforme externe), failles syn-sédimentaires probables au Barrèmien .

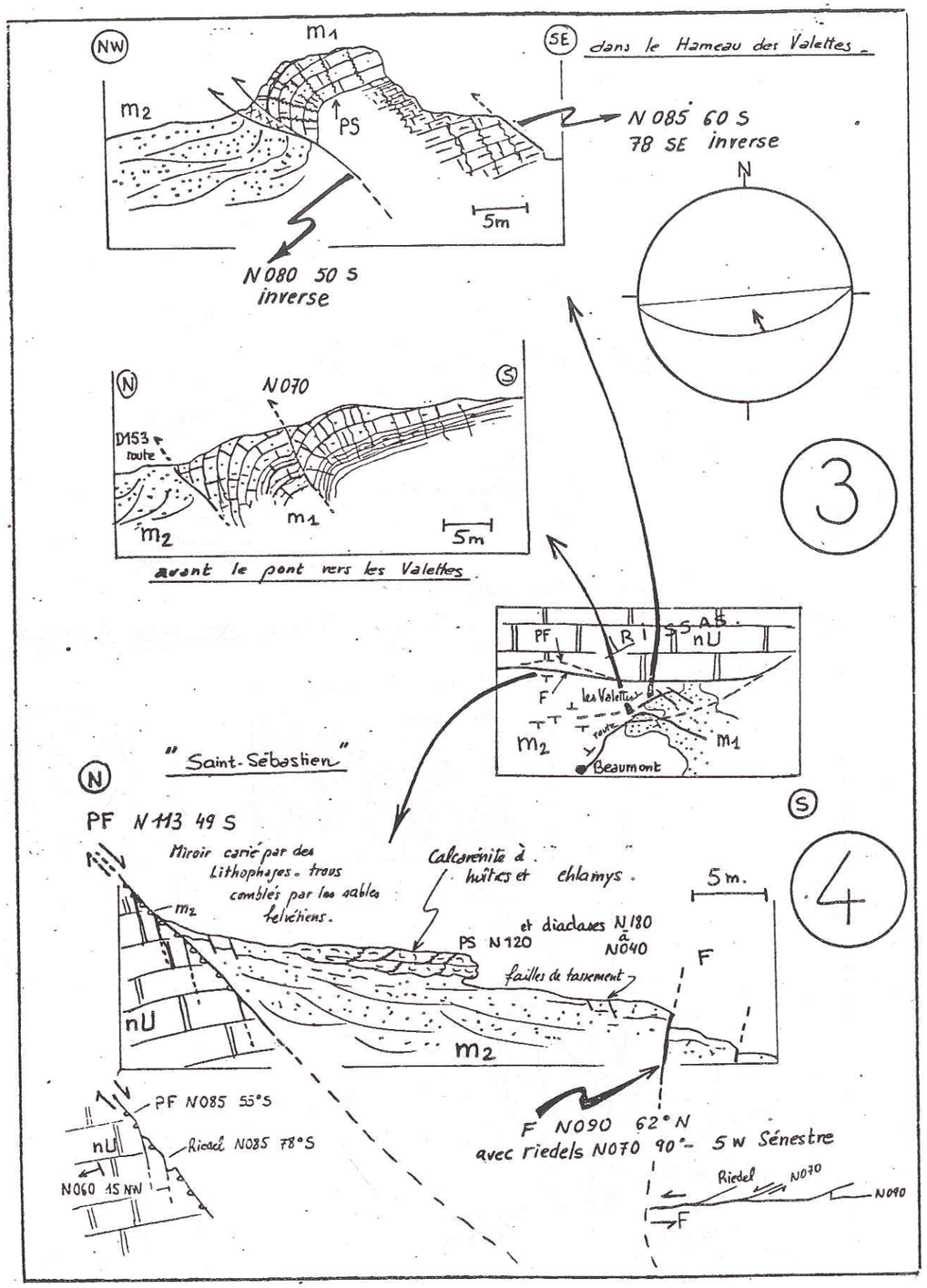
En ce cas , ces failles annexes peuvent s'interprèter comme les conjuguées des grandes failles vocontiennes normales à regard Nord; ces dernières n'ont jamais été retrouvées et à leur emplacement théorique se situent actuellement des accidents inverses raides, comme la faille frontale de la montagne de Bluye. Il faut donc admettre que les accidents vocontiens ont été repris en failles inverses lors des compressions méridiennes ultérieures.

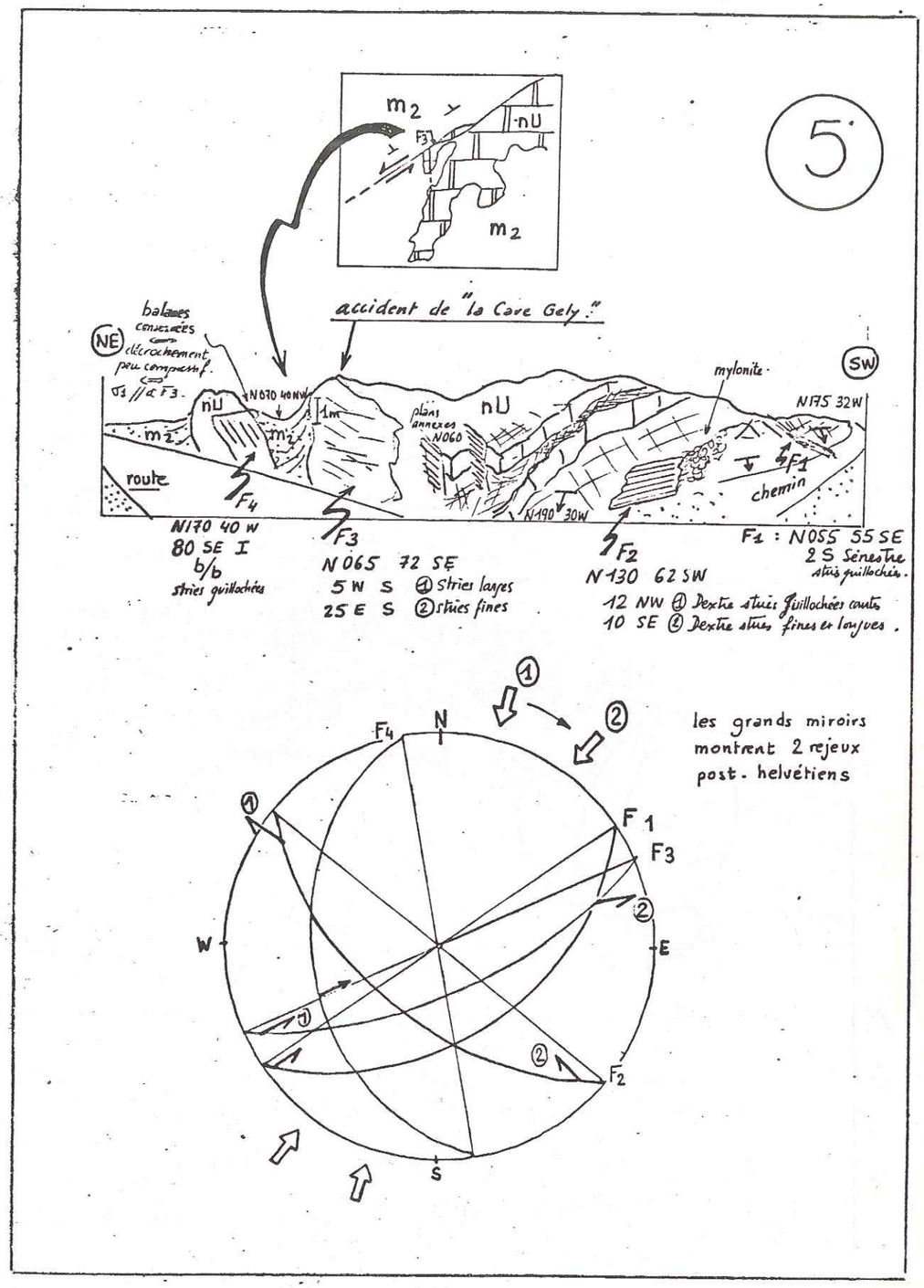
Les paléofailles normales à pendage Sud ont été réutilisées préférentiellement lors de la distension Oligocène; la rareté des structures liées à un faible rejeu de ces accidents peut s'expliquer en partie par l'orientation de ces failles par rapport à la direction N 120 principale de l'extension controlée par les failles cévenoles et l'accident durancien.

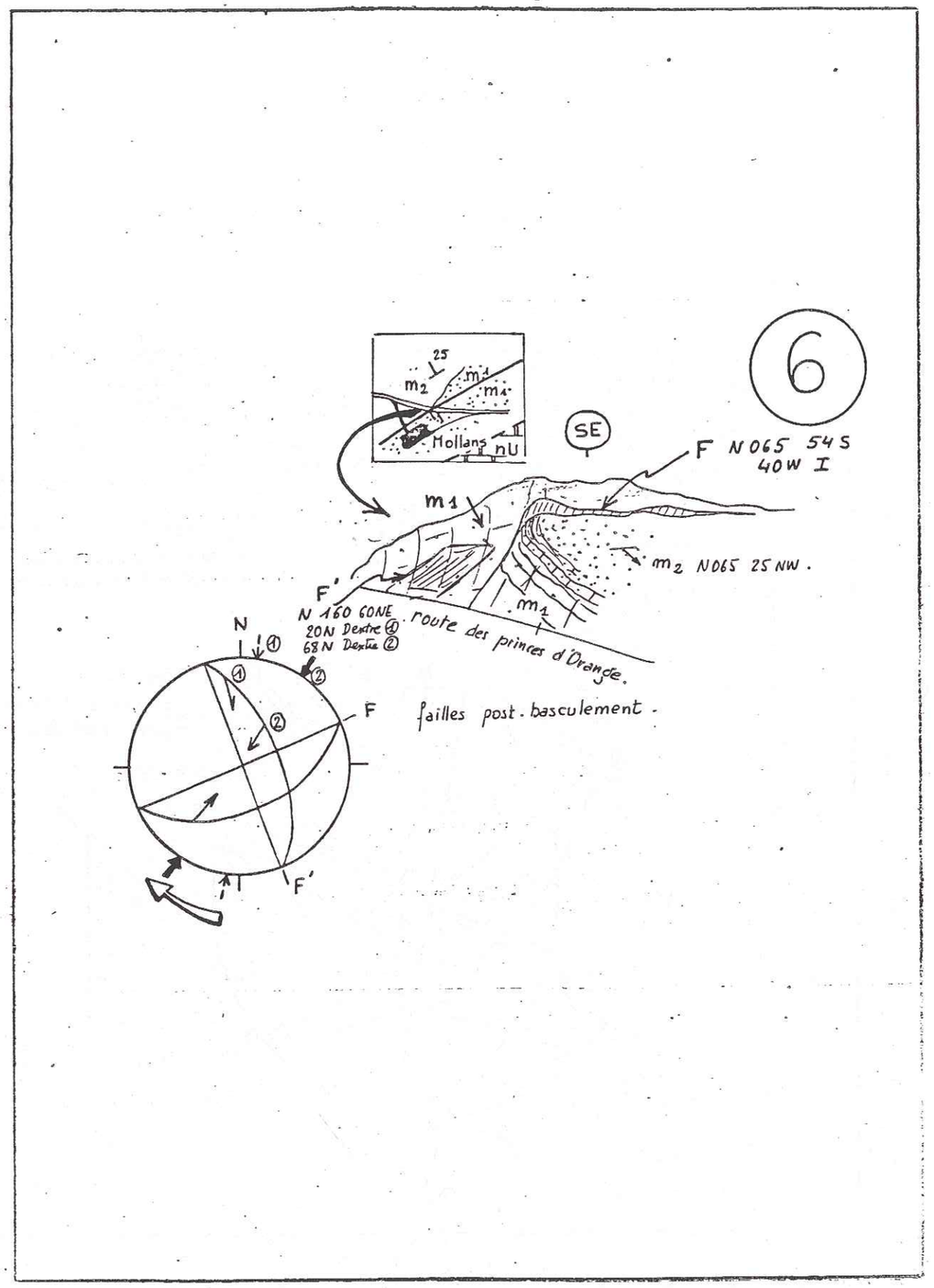




FACULTÉ des SCIENCES - PARIS
Géologie
Recherche
BIBLIOTHÈQUE


NW
SE
dans le Hameau des Valettes
m1
m2
PS
N 085 60 S
78 SE inverse
5m
N 080 50 S
inverse
N
N
S
N070
D153
route
m2
m1
5m
avant le pont vers les Valettes
3
PF
RISSAS
nU
F
les Valettes
m2
m1
Beaumont
"Saint-Sébastien"
N
S
PF N 113 49 S
Miroir carié par des Lithophages. trous comblés par les sables helvétiens.
Calcarénite à huîtres et chlamys.
5 m.
4
m2
PS N 120
et diaclases N 180 à N040
failles de tassement
F
nU
m2
PF N085 55°S
nU
Riedel N085 78°S
N060 15 NW
F N090 62° N
avec riedels N070 90°- 5 W Sénestre
Riedel
N070
N090
F


m2
nU
F3
m2
5
accident de "la Cave Gely."
NE
SW
balaves conservées
décrochement peu compressif.
σ1 // à F3.
nU
N070 40 NW
1m
m2
m2
plans annexes N060
nU
mylonite
N175 32W
F1
chemin
route
F4
N190 30W
N170 40 W
80 SE I
b/b
stries guillochées
F3
N 065 72 SE
5 W S ① stries larges
25 E S ② stries fines
F2
N 130 62 SW
12 NW ① Dextre stries guillochées courtes
10 SE ② Dextre stries fines et longues.
F1 : N055 55 SE
2 S Sénestre
stries guillochées.
1
2
F4
N
F1
F3
W
E
F2
S
les grands miroirs montrent 2 rejeux post-helvétiens



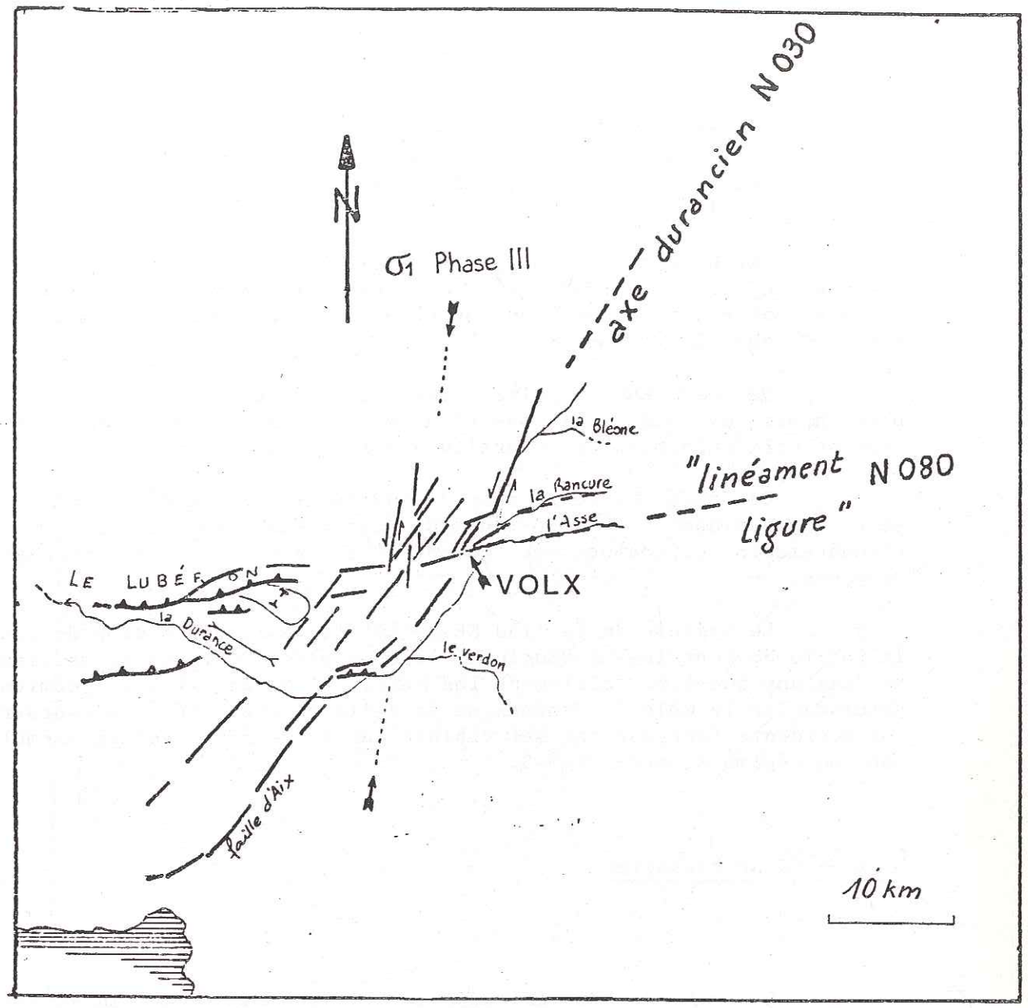


Fig 36 LOCALISATION DE LA STRUCTURE DE VOLX A L'INTERSECTION DE L'AXE DURANCIEN ET DU LINEAMENT LIGURE.
d'après une photographie SKYLAB (NASA SL 3 . 86.260)

2.3. Les limites décrochantes: faille de Fontaine-de-Vaucluse et Accident durancien.

A. La faille de Fontaine-de-Vaucluse.

Appartenant à la zone de faille de Salon-Cavaillon, la faille de Fontaine-de-Vaucluse sub-méridienne sépare le substratum crétacé du panneau Nord-provençal à l'Est du domaine rhodanien effondré (bassins oligocènes) à l'Ouest.

Des brèches de talus de faille indiquent un jeu en faille normale de ces accidents antérieur aux compressions pyrénéennes. Ces brèches sont restriées avec un jeu normal et tranchées par des failles normales individualisant des grabens oligocènes.

De nombreux miroirs dans le Crétacé indiquent des jeux décrochants dextres pour des plans N-S. Toutefois ces mouvements ne peuvent être rapportés avec certitude aux phases reconnues.

Quelques microstructures indiquant un jeu décrochant dextre selon des plans N 015 (route de Murs à Vénasque), postérieurs aux effondrements oligocènes et compatibles avec les compressions néogènes.

Le système de failles NE-SW qui relie la dépression de Sault à la faille de Fontaine-de-Vaucluse, accidents d'importance secondaire car ne décalant que très faiblement les calcaires de la dalle néocomienne , désolidarise le môle du Ventoux de la dalle de Lure. Un jeu senestre de ces accidents (supposé car mal visible sur le terrain) est vraisemblable dans un régime compressif N-S.

B. L'accident durancien.

Les failles de la Durance constituent dans la couverture l'expression en surface d'un accident majeur affectant le socle. Pourtant à l'affleurement, seules quelques structures jalonnent cette zone de failles. Parmi elles, le bassin de Manosque (Oligocène) et la Montagne de Volx, situés à l'intersection des structures en surrection du "linéament ligure" (Carrère, 1981) et des failles duranciennes, permettent de préciser la cinématique de la bordure orientale du panneau Nord-provençal. (Fig 36)

1. Le bassin Oligocène de Manosque.

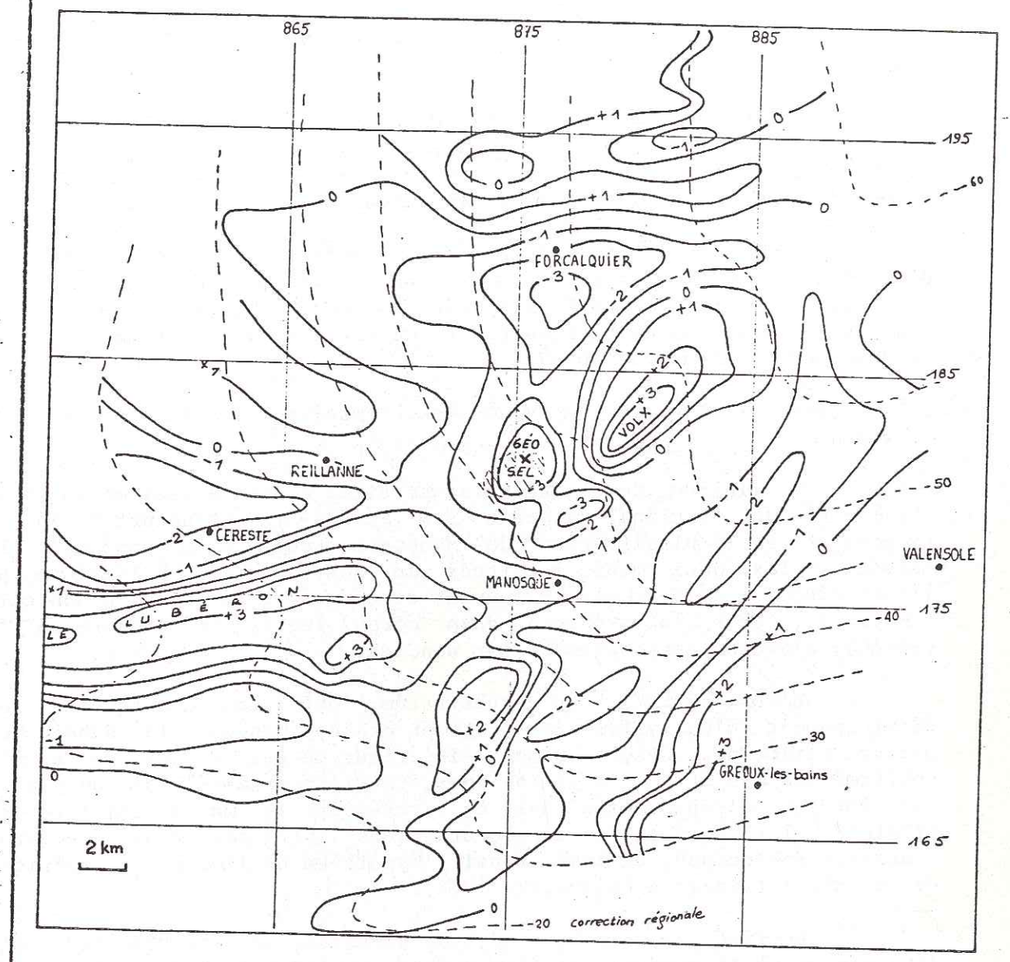


Fig 37 CARTE DE L'ANOMALIE RESIDUELLE GRAVIMETRIQUE

(in Rapport Géostock)
d'après la carte de Forcalquier 1/80000

1.1. Données gravimètriques.

La carte de l'anomalie résiduelle gravimètrique (anomalie de Bouguer, fig 37) permet de définir trois domaines influencés par les directions structurales majeures et la nature du matériel:

Ainsi un domaine occidental est caractèrisé par une direction N 080 liée à une forte anomalie positive à l'aplomb du Lubéron, les bassins d'Apt et de Pertuis se traduisant par une légère anomalie négative, le substratum mésozoique étant situé plus profondément.

Un domaine oriental est dominé par une anomalie faiblement négative allongée suivant la direction durancienne N 030 (fort alluvionnement de la vallée). Le tracé émet des digitations E-W au niveau des vallées de l'Asse et de la Rancure.

Enfin un domaine intermédiaire montre l'imbrication des deux directions structurales se traduisant par un tracé plus tourmenté de l'anomalie, individualisant des minimas ponctuels est des maximas localisés à l'aplomb des affleurements du substratum mésozoique (massif de Beaumont, montagne de Volx).

1.2. Interprètation de la zone intermédiaire: le bassin salifère Oligocène.

Le minimum de Forcalquier se situe à l'intersection de l'axe structural du synclinal miocène E-W et de la structure N 030 se raccordant à l'anticlinorium de Manosque (substratum profond). En revanche, les deux minimas situés au S-E de Volx, à l'aplomb de l'anticlinorium de Manosque ne peuvent être dus, étant donné le contexte structural, qu'à la présence d'un corps léger, en l'occurence la présence d'évaporites confirmée par sondage.

L'abaissement du substratum est la conséquence du développement d'un système de horsts et grabens pendant la subsidence active oligocène. L'âge Oligocène inférieur de ces évaporites a été confirmé par des études palynologiques (in Gigot et al. 1975); de plus , les forages d'exploration ont pu traverser la masse salifère et atteindre les formations conglomératiques infra-salifères, prouvant l'absence de"racine", excluant ainsi l'hypothèse de l'origine diapirique de sel alors triasique (Géostock, 1976).

Destiné au stockage d'hydrocarbures, le site "Géosel" a été implanté là où la réserve salifère paraissait la plus importante et à la profondeur la plus faible. Le minimum de l'anomalie situé au Sud de Volx et donc très proche de la marge du bassin doit recèler de nombreuses passées détritiques témoins du rejeu syn-sédimentaire des failles duranciennes et donc se révèlerait d'une exploitation plus délicate.

1.3. Interprétation des cartes en isobathes du mur et du toit de la formation salifère (document Géostock, 1976).(Fig 38-39)

La carte du mur de la formation salifère (base de la série) permet d'avoir une image de la topographie du substratum crétacé-éocène. On distingue clairement l'interpénétration de deux réseaux principaux N 030 et N 080 définissant une mosaique de panneaux losangiques disposés en marches d'escalier parfois séparés par des seuils.

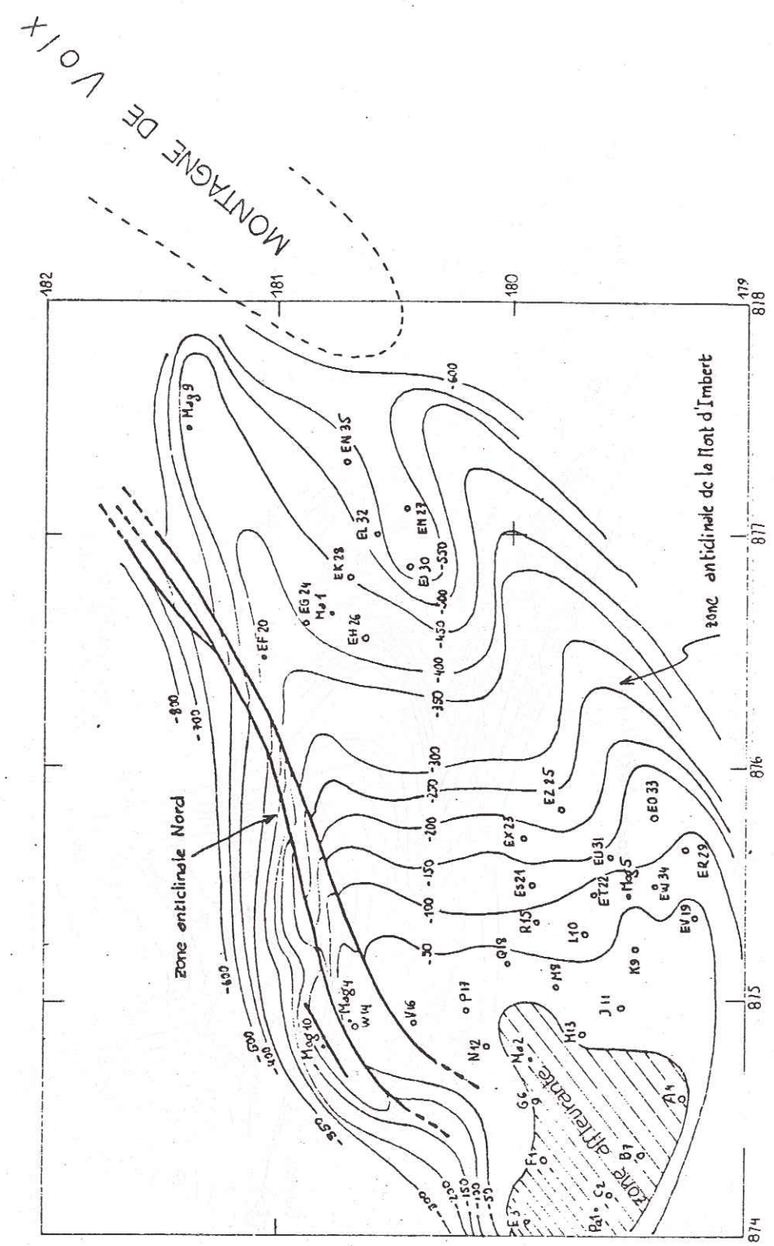


Fig 38 Site Géosel : Carte des isobathes du toit de la formation salifère.

(document Géostock 1976)

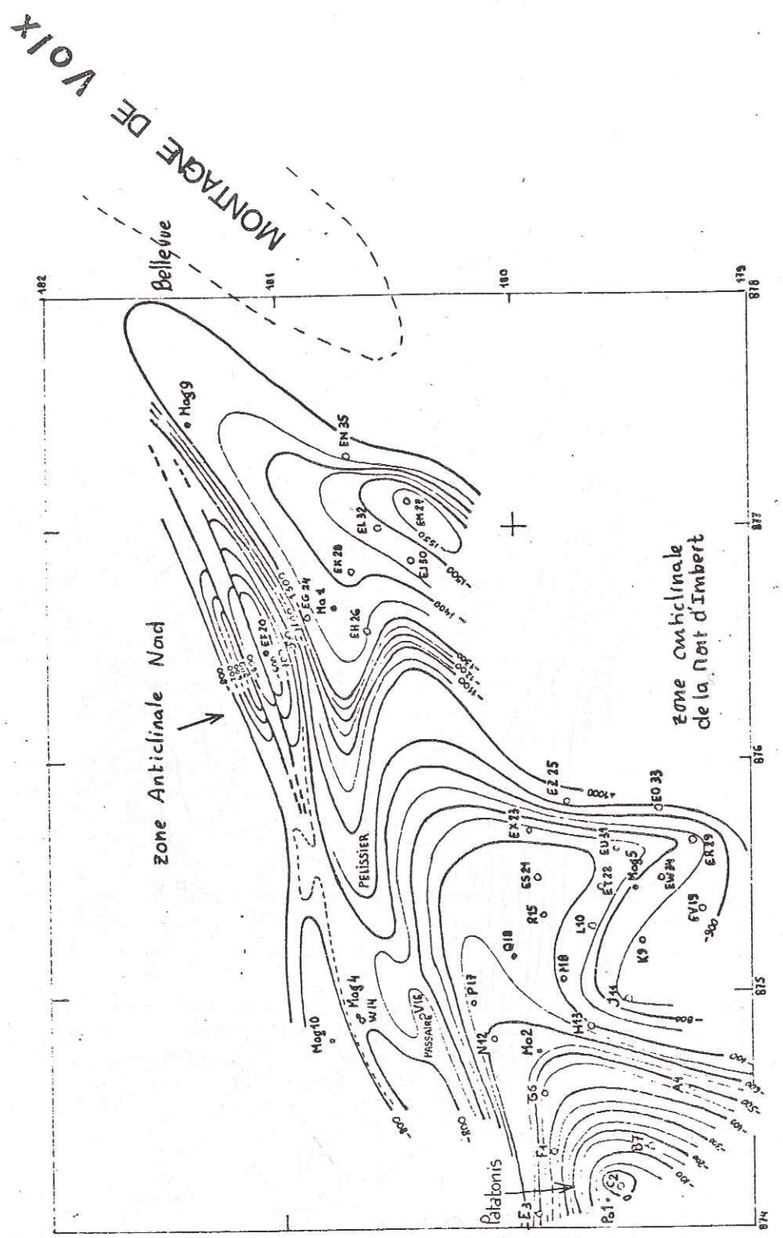


Fig 39 Site Géosel : Carte des isobathes du mur de la formation salifère

(document GÉOSTOCK 1976)

Une telle disposition explique les variations d'épaisseur brutales, aussi bien N-S qu' E-W en première approximation, des formations oligocènes, liées au controle tectonique de la subsidence par les fractures majeures.

Le domaine actuel est encadré par deux "axes" anticlinaux (zone Nord et de la Mort d'Imbert) se prolongeant de part et d'autre de la montagne de Volx. Cette dernière étant bordée par un bassin salifère N 030 (sondage Mag 9), on vérifie ici l'enracinement profond de celle-ci dès le rocher de Bellevue.

La carte du toit de la formation salifère offre un payasage certes dominé par les directions structurales précédentes, mais fortement déformé, indiquant le rôle de discontinuité mécanique majeure des formations évaporitiques dont l'analyse des échantillons prélevés par forage montre l'intense brèchification (Géostock, 1976).

Les isopaques totales de l'Oligocène présentent des variations analogues , témoignant de la permanence du controle tectonique de ces discontinuités.

2. La montagne de Volx.

TECTONIQUE. — *Une nouvelle interprétation tectonique de la montagne de Volx (Alpes-de-Haute-Provence).* Note (*) de **Marc Villéger**, présentée par Jean Aubouin.

Dans les chaînes subalpines du SE de la France « l'anticlinal de Volx » tient une place toute particulière; situé en bordure des failles de la Durance, cet antiforme est divisé par deux accidents chevauchants vers le S.-E. Ces accidents représentent d'anciennes failles normales syn-sédimentaires bordant deux gradins orientaux du Graben Oligocène de Manosque-Forcalquier, reprises avec un jeu sénestre-inverse lors des dernières phases alpines (Miocène moyen, Pliocène). Le polyphasage est confirmé par l'analyse microstructurale.

La structure originale observée dans la couverture est située à l'intersection de deux accidents de socle tardihercyniens : l'accident durancien N 030 et le « linéament ligure » N 080.

TECTONICS. — Volx Moutain: A New Interpretation of the Tectonics.

In South Eastern subalpine french Alps, the "anticlinal of Volx" is a peculiar structure. Located near the Durance faults, this antiform is divided by two thrusts of S.E. vergence. These accidents represent older normal faults that were running along the border of the Oligocene graben of Manosque-Forcalquier, which have been reactivated with a sinistral-reverse movement during the latest alpine phase (Middle Miocene-Pliocene) as shown by a microstructure tectonic analysis.

Broader considerations show that the antiform of Volx is situated near the intersection of two major late-hercynian faults, "L'accident durancien" (N 030) and the "Ligurian lineament" (N 080); the present structure in the sedimentary cover reflects the combination of these two deeper accidents.

1.1. Situation. — Deux structures régionales majeures caractérisent le domaine provençal (Alpes-de-Haute-Provence, Vaucluse) situé au Nord de la basse vallée de la Durance :

— l'anticlinal E-W du Lubéron, à ossature de Crétacé inférieur dont la continuité jusqu'à Volx a été maintes fois affirmée [7]; son relief actuel, d'âge Mio-pliocène, est le fruit du rajeunissement d'une structure « pyrénéenne » [12];

— les failles de la Durance, dirigées N 030 passant au niveau du cours actuel de la rivière entre Sisteron et la confluence du Verdon, séparant le bassin Oligo-miocène de Manosque-Forcalquier à l'Ouest du bassin Mio-pliocène de Valensole à l'Est; ce seuil a constamment été actif depuis la fin de l'époque hercynienne [3].

Des problèmes posés par les relations entre ces deux structures nous ont conduit à nous intéresser à la montagne de Volx, située à leur intersection.

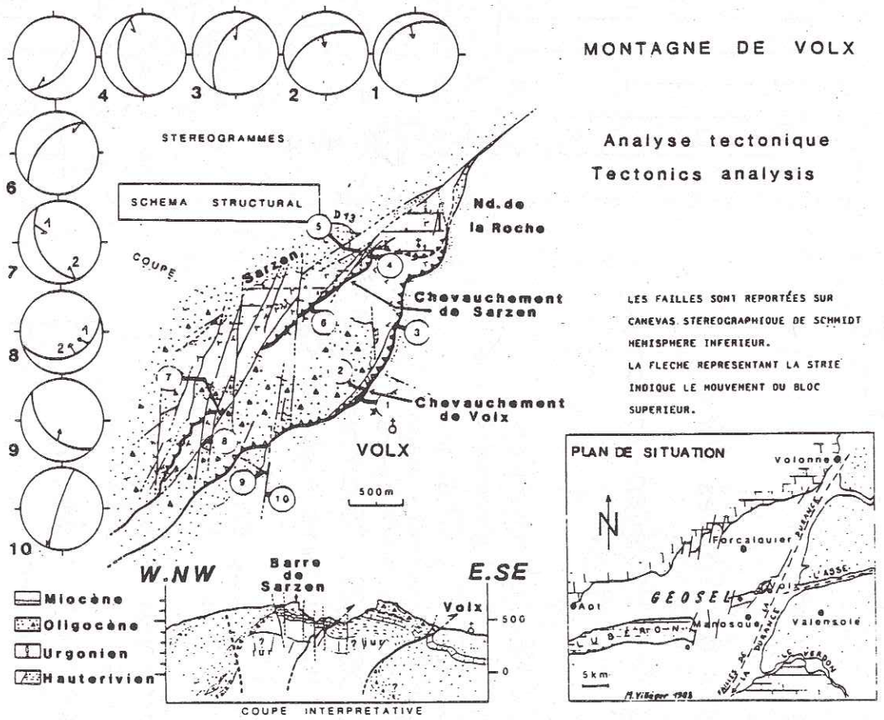
La montagne de Volx s'élève sur la rive droite de la Durance à 5 km au NE de Manosque. Longue de 4 km, large de 2, elle est allongée selon la direction N 050. Elle apparaît en boutonnière dans l'anticlinorium de Manosque constitué par une épaisse série oligocène. Cette formation a fait l'objet d'études détaillées ([1], [2]) depuis la découverte en 1958 d'un complexe salifère Ludien, utilisé pour le stockage d'hydrocarbures (Géosel).

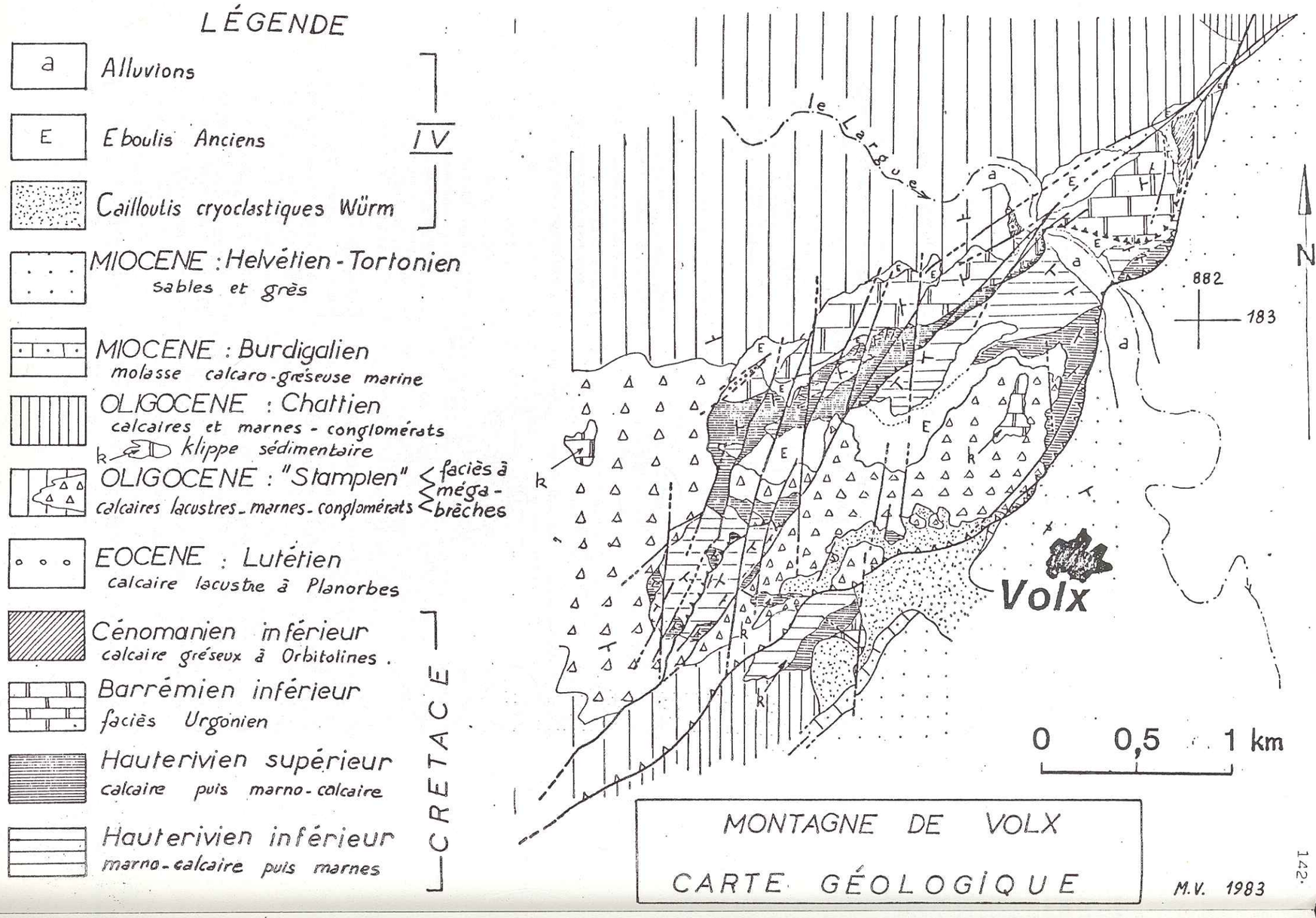
1.2. Le matériel stratigraphique. — La montagne de Volx est constituée de terrains néocomiens comprenant de haut en bas : un Barrémien inférieur de faciès Urgonien (200 m), un Hauterivien supérieur calcaire (150 m) et un Hauterivien inférieur marneux (200 m) [7]. Cette série par son épaisseur et ses faciès est intermédiaire entre celle plus développée du Lubéron et celle réduite du « haut fond du Moyen-Verdon » [3]. Recouvrant ce Néocomien, les dépôts continentaux marno-calcaires oligocènes passent latéralement vers l'Est à des formations conglomératiques, comportant même des termes « mégadétritiques » qui jalonnent la rive droite du cours actuel de la Durance sur plus de 20 km de long, entre Manosque et Volonne. Dans ces formations détritiques ont été identifiées des « klippes » de calcaires crétacés dont l'origine synsédimentaire a été reconnue par J. Goguel [4] et précisée par P. Gigot [2]. Ce dernier a montré en particulier que la crête dominant Volx, classiquement attribuée à l'Urgonien [5] était, en réalité, une mégabrèche synsédimentaire à

éléments barrémiens, en somme « un faciès Urgonien reconstitué » d'âge oligocène. Avec cet auteur nous interprétons l'ensemble de ces faciès comme le résultat du démantèlement d'une zone haute orientale (horst de Valensole) pendant l'Oligocène. A cette époque, l'effondrement du graben étroit de Manosque était limité par des failles « duranciennes » N 030-040 jouant en extension [9].

1.3. Tectonique. — La boutonnière de Volx a classiquement été interprétée comme un anticlinal d'axe N 050 à cœur d'Hauterivien inférieur, représentant l'extrémité du Lubéron mio-pliocène [6]; les flancs étant constitués au SE par les calcaires de l'Hauterivien supérieur coiffés par la mégabrèche chevauchant le Miocène de la plaine de la Durance, et au NW par un Hauterivien supérieur tectonisé réduit (20 m) et surmonté par l'Urgonien enchassé dans la série oligocène. Cette disposition curieuse avait conduit P. Gigot à interpréter la barre urgonienne de Sarzen - Notre-Dame-de-la-Roche comme un pan entier de falaise glissé sur les marnes, sorte d'olistolite synsédimentaire géant; l'Hauterivien basal réduit étant l'expression de la semelle de glissement. La carte nouvellement levée permet de préciser cette structure m'amenant à modifier sensiblement les interprétations antérieures.

2.1. Les données cartographiques. — La montagne de Volx est constituée par deux compartiments principaux limités chacun par un accident chevauchant (*cf.* planche). Le chevauchement de Volx déjà repéré [7] amène le Crétacé inférieur sur le Miocène de la Vallée de la Durance et limite l'unité de Volx.

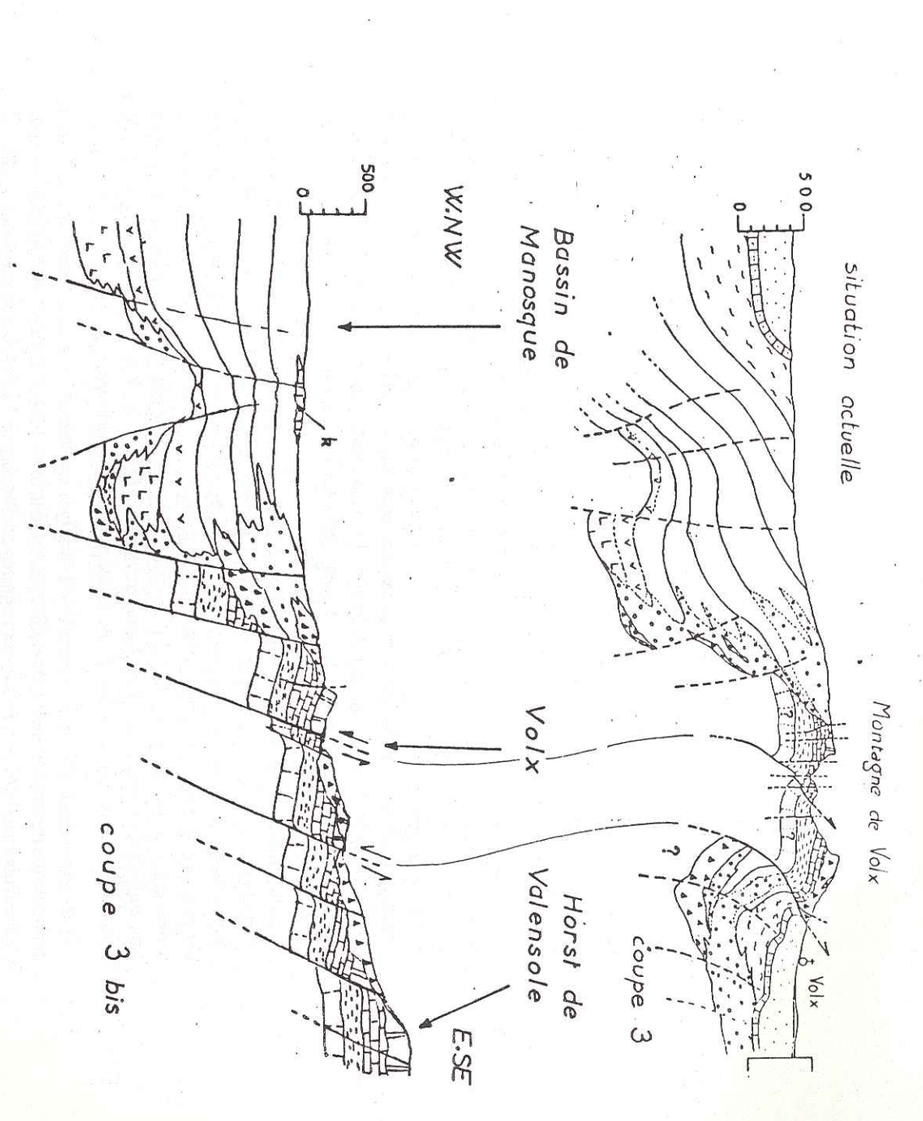




MONTAGNE DE VOLX

CARTE GÉOLOGIQUE

M.V. 1983

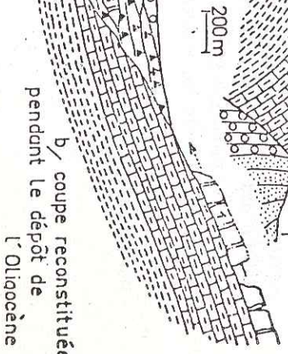


LE BASSIN DE MANOSQUE A L'OLIGOCÈNE

pendant le dépôt des mégabrèches (-30 MA)

M.V. 83

fig. 2



in P.Gigot (1975)

En outre j'ai pu suivre un second accident, l'accident de Sarzen; il fait reposer l'Hauterivien supérieur calcaire et parfois même directement l'Urgonien, comme à Notre-Dame-de-la-Roche, sur les marnes hauteriviennes de l'unité précédente. En bordure de la D 13, cet accident passe au niveau de l'Hauterivien supérieur tectonisé, rebroussant les marnes hauteriviennes en induisant dans ces dernières une schistosité de fracture constante le long de l'accident. En poursuivant le contact vers l'Ouest, l'Hauterivien supérieur atteint sa puissance totale et les premières passées marneuses d'Hauterivien inférieur apparaissent. Les stratifications dans la barre urgonienne de Sarzen - Notre-Dame-de-la-Roche ont des pendages qui s'accordent avec ceux des calcaires et marnes hauteriviens. Il s'agit donc d'une séquence stratigraphique complète dont la barre urgonienne représente le sommet. Les pendages indiquent un plongement général de cette unité vers l'Est non conforme au schéma anticlinal. Si la disposition géométrique de ce contact est celle d'une faille normale, le rebroussement des marnes hauteriviennes sous l'accident atteste pourtant un jeu nettement inverse.

Cette unité est découpée tardivement par des failles subverticales N 010 à N 030 qui décrochent le contact mis en évidence; toutefois rares sont celles qui affectent le chevauchement de Volx. Aux extrémités NE et SW de la structure, les deux accidents chevauchants se rejoignent en se redressant dans les formations oligocènes. Enfin, les deux unités étant couronnées par la mégabrèche oligocène, dont la surface de base correspond à une surface d'érosion, une zone haute devait exister plus à l'Est; le chevauchement de Volx apparaît donc lui aussi hérité d'une faille normale antérieure.

2.2. Données microtectoniques. — L'analyse du miroir des failles permet de préciser la cinématique des unités et en particulier confirme le caractère polyphasé de leur mise en place. (Les miroirs reportés sur les stéréogrammes correspondent à des failles plurimétriques dont les cannelures ou/et les stries présentent un jeu univoque.) Les diagrammes 1, 2 et 3 se rapportent à des plans annexes le long du chevauchement de Volx : ils montrent un jeu sénestre-inverse unique lié à un raccourcissement local N-S.

Le jeu sénestre des failles N 010-030 et le jeu dextre des rares failles N 150 sont compatibles avec cette direction compressive. Toutefois, les plans N 030 sont décrochés par les failles N 010-020 plus récentes, comme la faille 10; celle-ci, sénestre, affecte également des éboulis d'origine glaciaire attribués au Würm [7], soulignant la direction subméridienne probable du raccourcissement récent. Les stréréogrammes 7 et 8 se rapportant à des accidents décalés par les précédents montrent en revanche, deux mouvements : la faille 7 d'azimut N 150 possède d'abord un jeu sénestre puis un jeu dextre impliquant une évolution de la direction compressive Sud-Est vers le Sud, évolution également visible sur le miroir 8. Ainsi un raccourcissement NW-SE paraît être responsable du jeu inverse de l'accident de Sarzen et des failles N 030 sénestres; puis un raccourcissement Nord-Sud entraîne le rejeu de ces failles et le jeu du chevauchement de Volx et de décrochantes sénestres tardives. J'ai pu mettre en évidence régionalement ces deux phases tectoniques : la première est d'âge serravalien supérieur et avec Z en direction N 170; la seconde, vraisemblablement contemporaine de la mise en place des nappes de Digne et située au Pliocène moyen [11] correspond à un raccourcissement N 020. Les directions des contraintes sont déviées à l'abord des failles de la Durance (rotation « antihoraire » de 20° amenant la contrainte compressive principale perpendiculairement au plan de faille), la déviation observée étant compatible avec un jeu sénestre-inverse de ces accidents.

2.3. Conclusion. — La montagne de Volx est formée par deux unités limitées chacune par un chevauchement. Les terrains néocomiens constituant les unités de la boutonnière

possèdent un plongement général vers l'Est incompatible avec le schéma anticlinal classique de la terminaison du Lubéron actuel.

Ainsi l'accident chevauchant de Sarzen dirigé N 040 (direction durancienne) met en contact de l'Urgonien avec les marnes de l'Hauterivien inférieur; mais le jeu inverse de cet accident ne compense pas un rejet antérieur entre ces deux unités, conséquence d'un jeu important en faille normale à regard NW. De plus, la sédimentation oligocène atteste la présence d'une zone haute à l'Est, soumise à l'érosion, impliquant une géométrie similaire du chevauchement de Volx. Cette disposition antérieure n'est autre que celle de la marge orientale du bassin oligocène de Manosque-Forcalquier. Dans ce schéma, ces deux structures s'interprètent comme les failles normales limitant deux gradins du graben oligocène, reprises en failles inverses pendant la tectonique alpine majeure (Serravalien Supérieur-Pliocène moyen).

La structure de Volx a cartographiquement une valeur de « pointement anticlinal » séparant deux bassins d'âges différents : le bassin oligocène de Manosque-Forcalquier et le bassin néogène de Valensole; l'articulation entre les deux bassins se situe au niveau des failles de la Durance, accidents de couverture N 030-040, traduction en surface d'un accident de socle tardihercynien [8]. Suivant cette direction, ont été reconnues et décrites par M. Gidon [13] d'autres structures remarquables dans la couverture, plus au Nord à partir de Sisteron jusqu'au front des nappes de Digne. Celles-ci jalonnent l'accident durancien et montrent des dispositifs de failles précoces normales reprises par une compression.

Les âges de ces dispositifs s'étalent du Lias à l'actuel soulignant la longue histoire de la limite durancienne et son importance structurale.

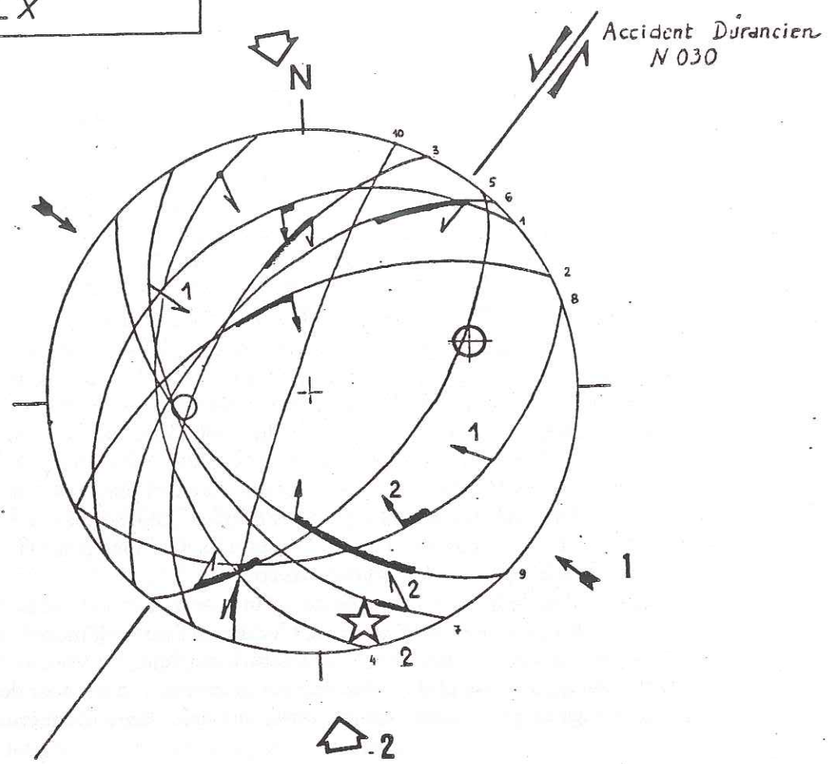
L'originalité de Volx est de se situer à l'intersection de ces accidents principaux et de failles N 080 regroupées sous le terme de « linéament ligure » [8] dont la trace suit la vallée de l'Asse, ces accidents limitant la « structure losangique de Volx ». Bien que les failles duranciennes soient les plus représentées sur le terrain, l'importance des accidents N 080 a été reconnue en profondeur 1 km à l'Ouest lors des forages d'exploration du sel [10].

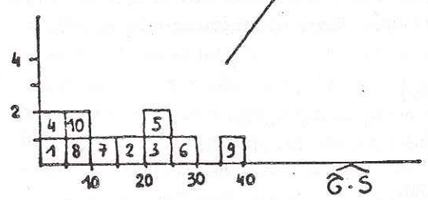
(*) Reçue le 20 juillet 1983, acceptée le 19 septembre 1983.

[1] J. P. Destombes, *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, LVIII, n° 266, 1962, p. 461-569.
[2] P. Gigot, In *IXe Congrès international de sédimentologie*, 2, Nice, 1975, p. 5-13.
[3] A. Baudrimont et P. Dubois, *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 1, n° 1, 1977, p. 26-308.
[4] J. Goguel, *Bull. Soc. géol. Fr.*, I, (7), 1959, p. 594-597.
[5] *Carte géologique de la France au* 1/80 000, Forcalquier, 1965.
[6] M. Gignoux et L. Moret, *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, XV, fasc. 2, 1930, p. 1-45.
[7] H. Mercier, *Feuille de Manosque* 1/50 000 (*Notice explicative*), B.R.G.M., n° 969, 1972, 16 p.
[8] V. Carrere, *Thèse de 3e cycle*, Université Pierre-et-Marie-Curie, Paris, n° 81-36, 1981, 160 p.
[9] P. Gigot, Y. Gubler et J.-M. Schlund, *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 1, 1977, p. 17-20.
[10] Geostock, *Synthèse géologique des travaux d'extension du site de stockage du Géosel-Manosque*, Campagne de forages Manosque-II, Rapport interne, 1976.
[11] R. Campredon et coll., *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 1977, fasc. 2, p. 75-77.
[12] J. P. Aguilar et G. Clauzon, *Comptes rendus*, 294, série II, 1982, p. 915.
[13] M. Gidon, *Géologie Alpine*, 58, 1982, p. 53-68.

Laboratoire de Géologie historique, bât. n° 504,
Université Paris-Sud, 91405 *Orsay*.

SITE VOLX





N	C	VP	Az	P	Calcul ... jeu 2
9	☆ 1	-0,83	169	6°	
	⊕ 2	0,30	074	39°	
	o 3	0,53	266	50°	
		R = 0,16			

****

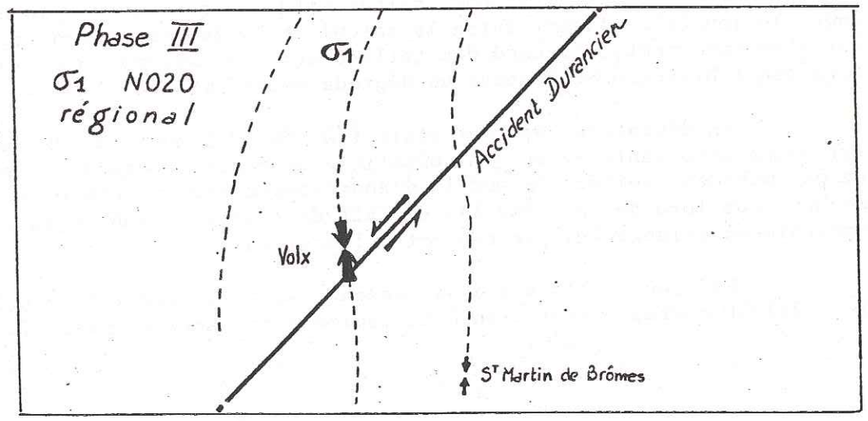
1	50.00*	32.00*N*	62.00*N*	0.00*I*	001				
2	65.00*	60.00*N*	83.00*N*	0.00*I*	002				
3	28.00*	56.00*W*	42.00*N*	0.00*S*	003				
4	170.00*	42.00*W*	15.00*N*	0.00*S*	004				
5	40.00*	60.00*E*	16.00*S*	0.00*S*	005				
6	45.00*	55.00*N*	10.00*N*	0.00*S*	006				
7	150.00*	48.00*W*	12.00*S*	0.00*D* (2)	007	35	NW	S	(1)
8	70.00*	40.00*S*	80.00*S*	0.00*I* (2)	008	50	E	I	(1)
9	135.00*	55.00*S*	67.00*S*	0.00*I*	009				
10	19.00*	84.00*W*	25.00*S*	0.00*S*	010				

L'analyse numérique des failles mesurées à Volx indique une compression N-S cohérente avec la détermination graphique. Ces phases sub-méridiennes post-Oligocène correspondent aux phases du doublet néogène.

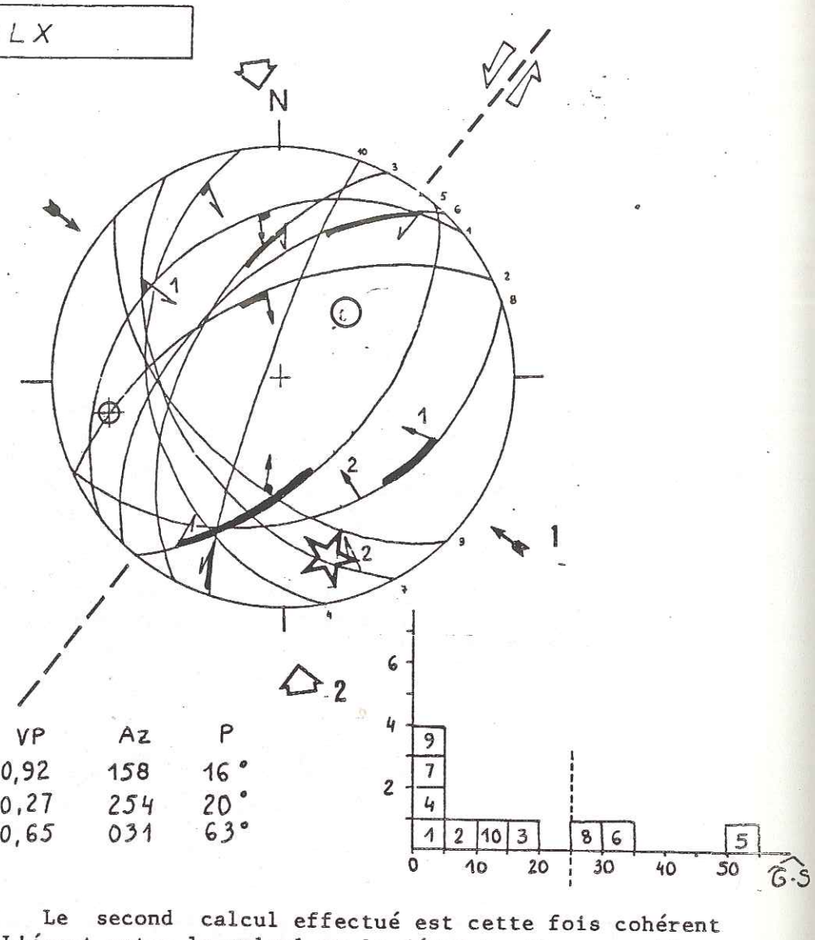
Le premier calcul cohérent avec le jeu (2) montre que l'azimut du $\sigma 1$ de la phase III (N 169) a donc subi une rotation antihoraire d'une vingtaine de degrés par rapport à la direction moyenne régionale.

Cette déviation de la contrainte compressive principale à l'abord d'un accident décrochant senestre, s'effectue suivant un modèle proposé en 1951 par Anderson (Blès et Feuga, 1981). Les jeux (1) indiquant une compression N 140 sont compatibles avec la direction de compression de la phase II également réorientée par l'accident durancien.

Le tenseur calculé est satisfaisant, car bien que l'histogramme $\widehat{T,S}$ soit plat, deux stries seulement présentent un écart supérieur à 25 degrés.



SITE VOLX



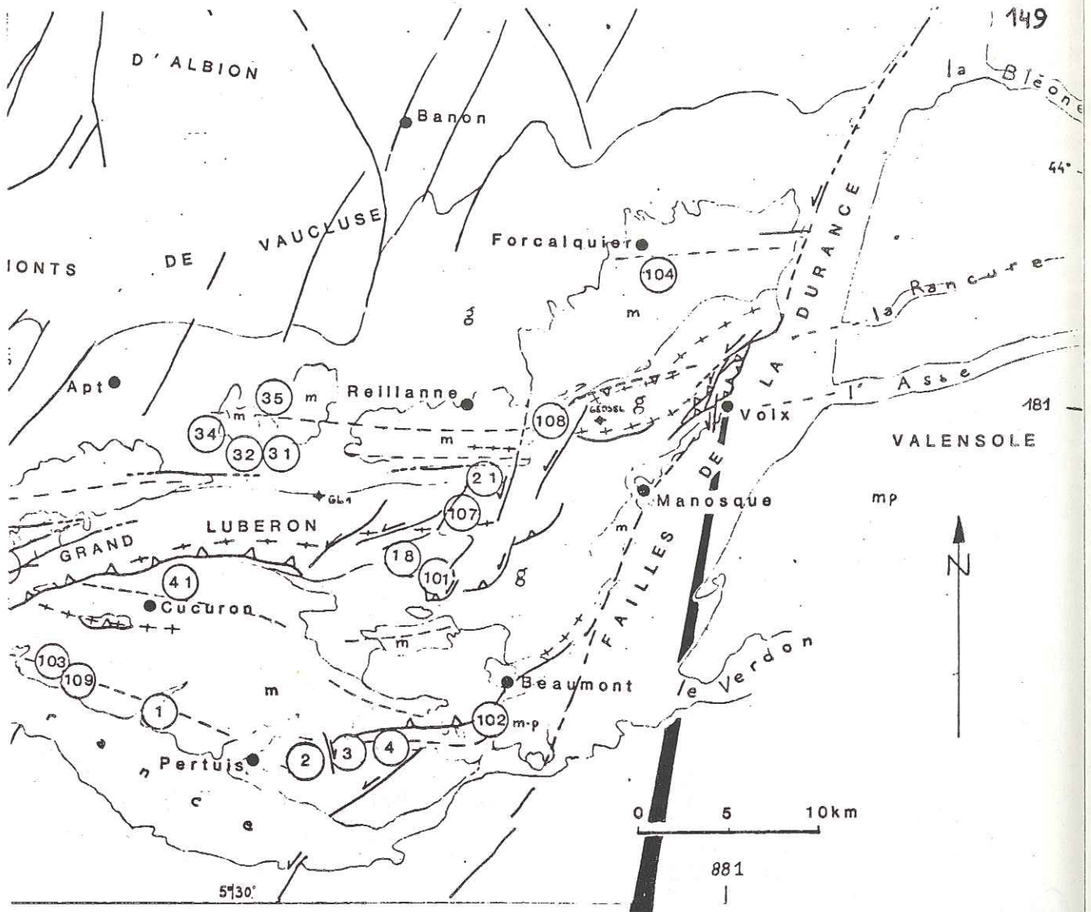
N	C	VP	Az	P
8	1	-0,92	158	16°
	2	0,27	254	20°
	3	0,65	031	63°

R = 0,24.

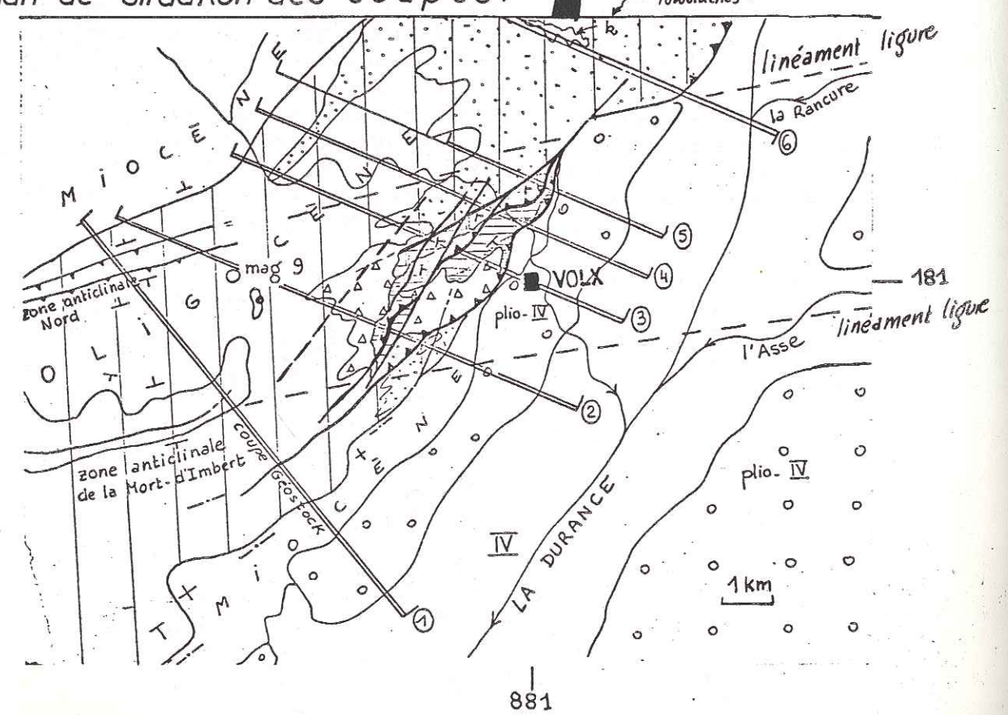
Le second calcul effectué est cette fois cohérent avec le jeu (1). L'écart entre le calcul et la détermination graphique est plus important, l'accord des failles avec le tenseur est moins bon bien que l'histogramme possède un dégradé satisfaisant.

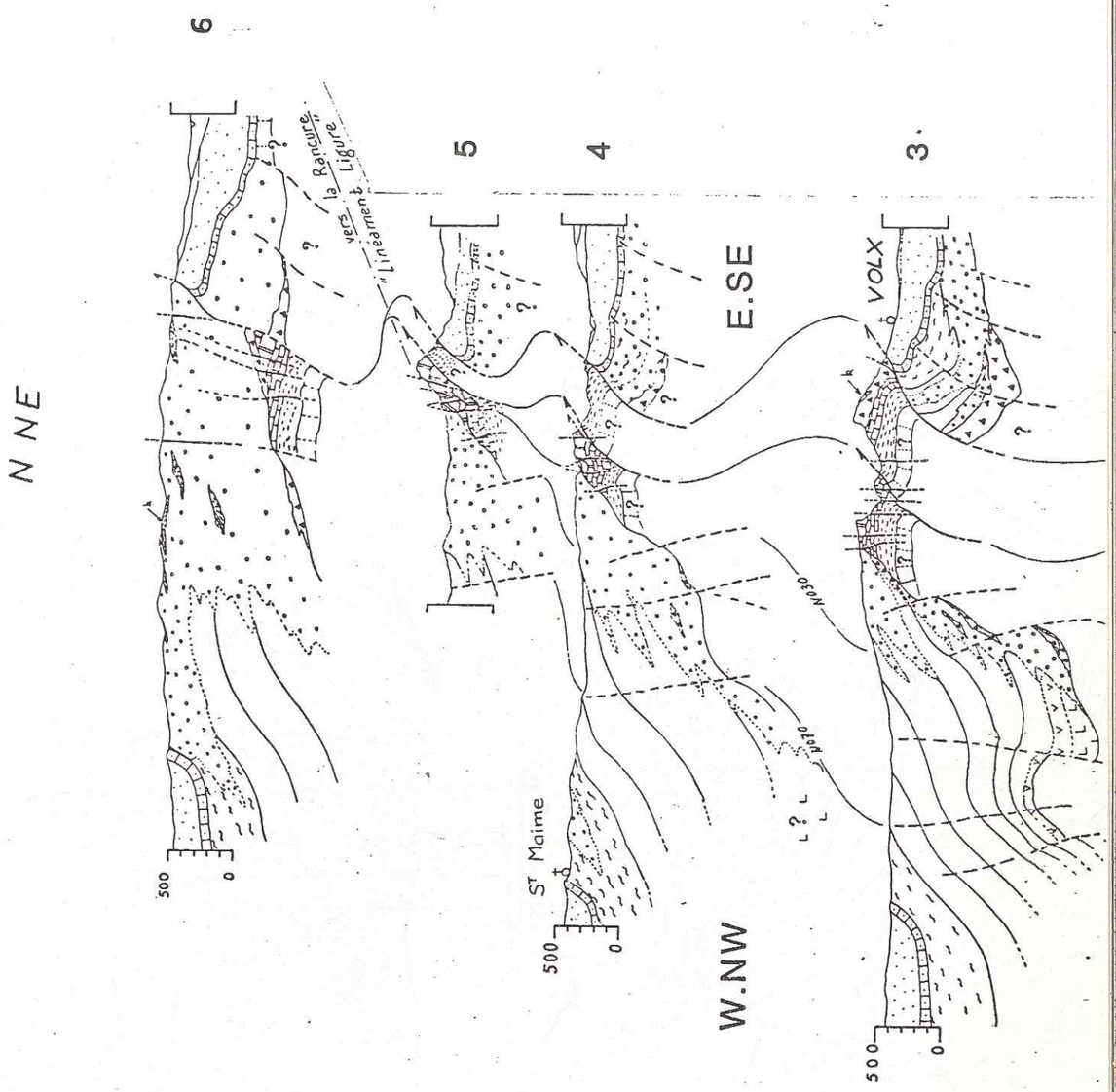
La déviation de contrainte (N 158 au lieu de N 170 régional) est moins importante: bien que compatible avec une composante senestre de décrochement suivant le modèle d'Anderson; cette dernière est moins marquée que lors de la phase III du fait de l'orientation régionale des contraintes principales par rapport à l'accident.

Les rapports R des deux tenseurs sont voisins (R 2= 0,16 et R 1= 0,24) et correspondent bien à un régime décrochant compressif.



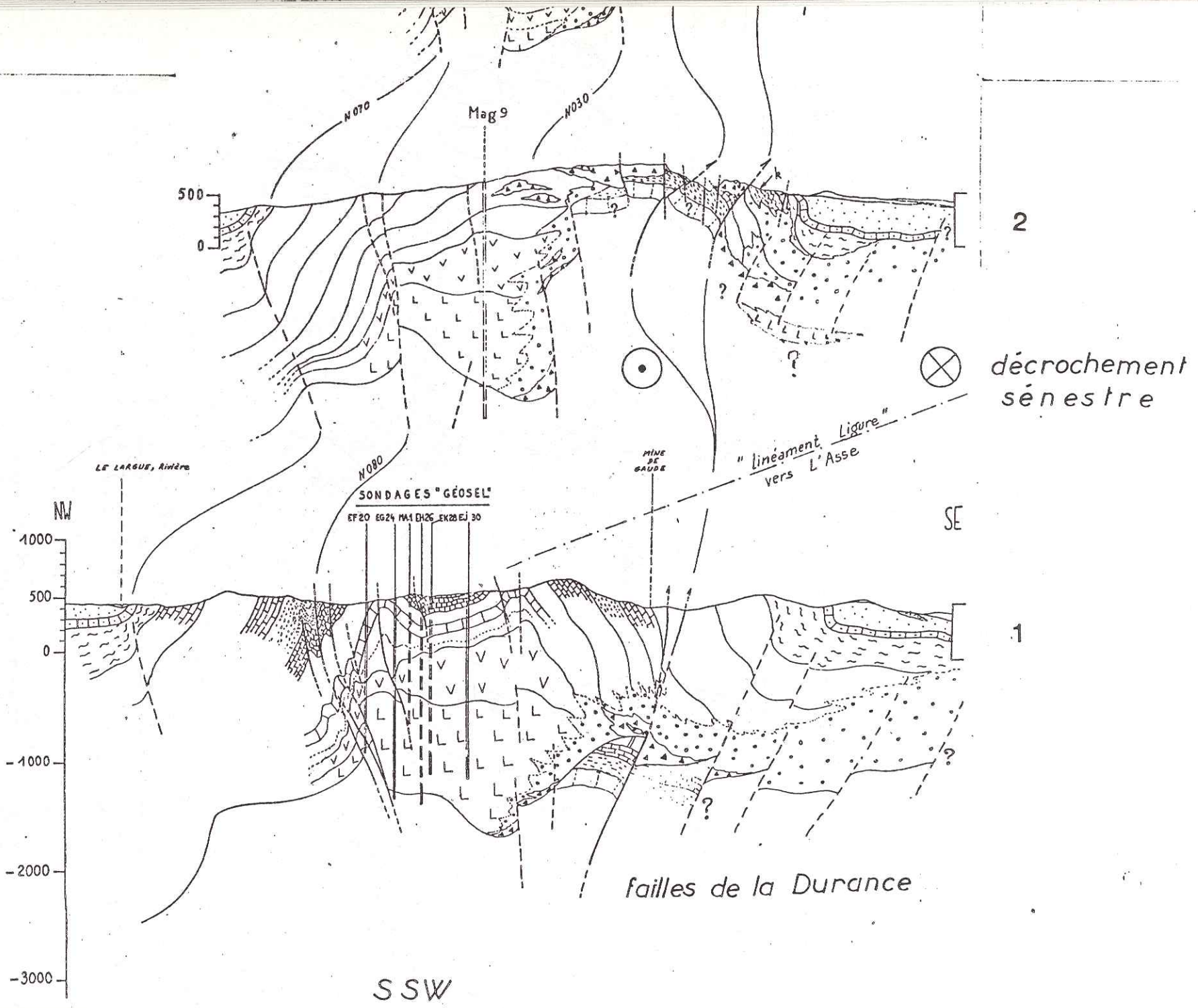
plan de situation des coupes.





COUPES TECTONIQUES

DANS LA MONTAGNE DE VOLX



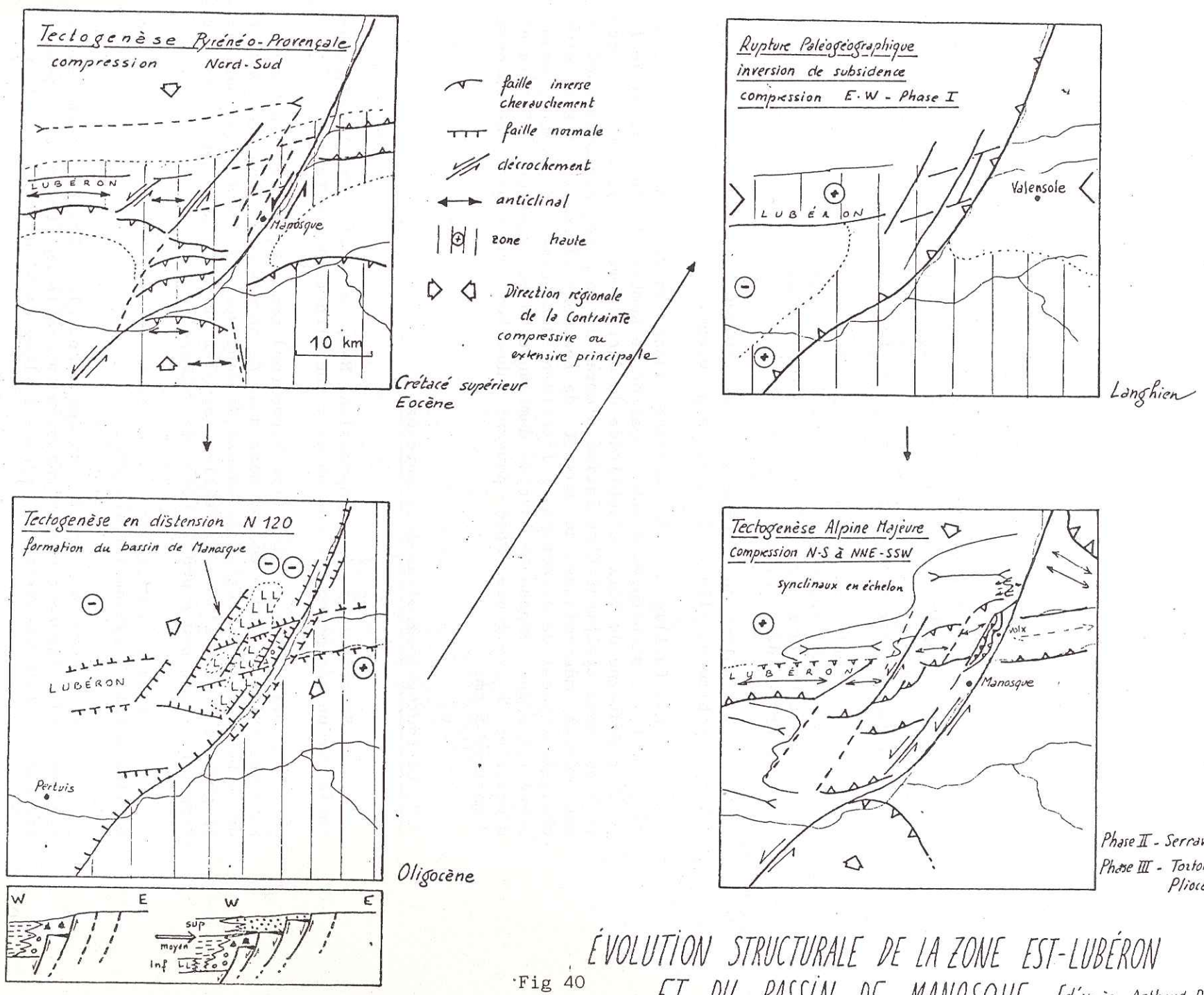


Fig 40 ÉVOLUTION STRUCTURALE DE LA ZONE EST-LUBÉRON ET DU BASSIN DE MANOSQUE [d'après Arthaud, Dubois, Masse in P. Gigot 1975]

3. SYNTHESE: L'EVOLUTION DU PANNEAU NORD-PROVENCAL. (Fig 40).

3.1. La tectogenèse pyrénéo-provençale.

La principale tectogenèse affectant le panneau de couverture édifié pendant le Mésozoique se situe pendant les phases compressives N-S pyrénéo-provençales (Crétacé supérieur-Eocène).

Le panneau, en fonction de l'épaiseur et de la lithologie calcaire rigide du bâti mésozoique, se déforme suivant des ondulations à grand rayon de courbure (bassin de Carpentras, monts de Vaucluse). Des ruptures fragiles mineures définissent des compartiments secondaires (môle du Ventoux par rapport à la dalle de Lure).

La reprise en failles inverses des anciennes failles normales vocontiennes entrainera la surrection de la dalle calcaire Ventoux-Lure , en formant un anticlinal faillé; à l'Ouest du Ventoux , les failles N 060 joueront en décrochement senestre.

A l'aplomb du "linéament ligure" N 080, s'individualise un môle allongé faiblement plissé, le Lubéron pyrénéen.

Les failles de la Durance jouant en décrochement senestre, décaleront les structures N 080, séparant le bombement du Lubéron de la future montagne de Volx. L'amplitude du décrochement pyrénéen de ces failles peut également être estimé d'après le taux de raccourcissement des séries mésozoiques du massif de Beaumont situé au front d'un changement local de direction de l'accident durancien. Le jeu coulissant passe ici à une composante inverse dominante, d'où création de plis et d'écailles à vergence Nord pouvant absorber un rejet décrochant d'environ 5 km.

3.2. La tectogenèse Oligo-Aquitanienne.

Succèdant à la compression N-S, s'établit dès l'Oligocène inférieur un régime en distension avec une direction d'extension N 120.

Des zones stables (Apt-Mormoiron) contrastent avec la zone de Manosque qui s'effondre en une mosaique de horsts et grabens en bordure de la Durance. L'évolution du bassin de Manosque est controlée par la progradation vers l'Est des failles normales duranciennes au cours du temps, entamant peu à peu le horst de Valensole.

Pendant l'Oligocène, les cassures du panneau rejouent en failles normales syn-sédimentaires .

Au niveau du seuil Ventoux-Lure, les failles normales à pendage Sud présentent une orientation favorable au glissement normal, favorisant l'installation de bassins le long de l'unité intermédiaire.

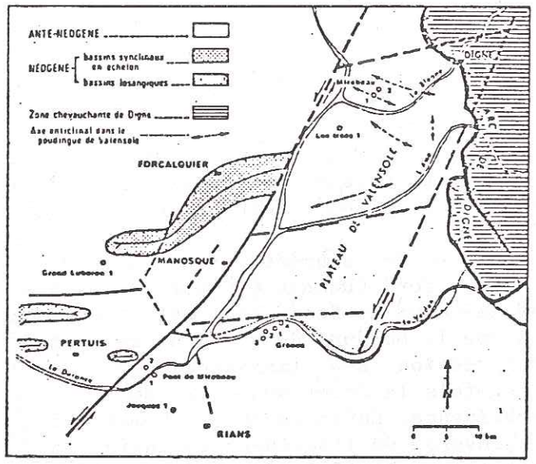


Fig. 1. — Plan de situation.

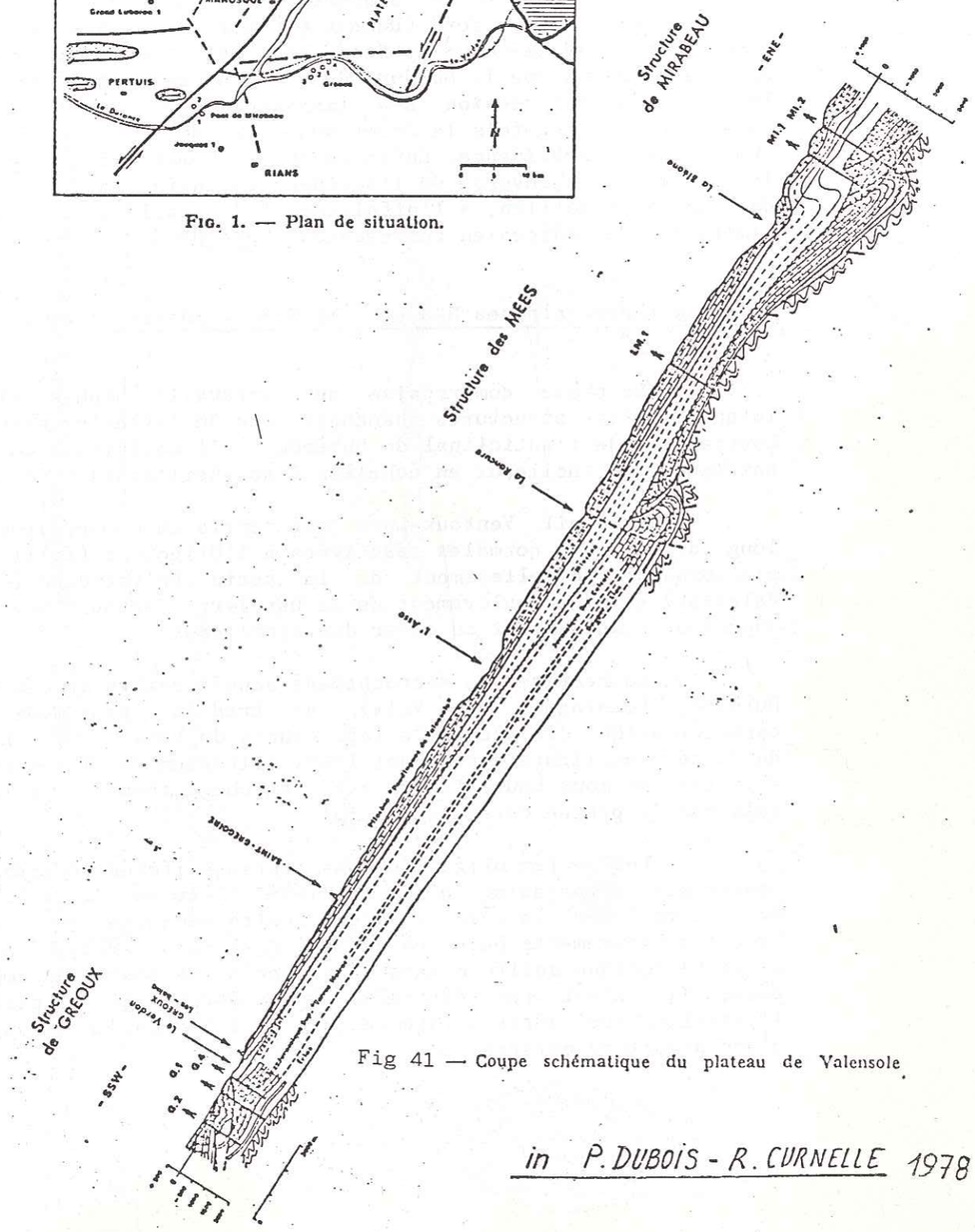


Fig 41 — Coupe schématique du plateau de Valensole

in P. DUBOIS - R. CURNELLE 1978

En revanche, les anciennes failles normales vocontiennes ne semblent pas avoir rejoué (bloquées après la reprise en compression pyrénéenne ?). Ces rejeux certes secondaires, contribuent à l'affaissement de notre panneau par rapport aux Baronnies, dans le contexte d'un effondrement régional controlé par les accident N 030 cévenols et durancien.

3.3. La compression E-W du Langhien.(phase I).

Après une période de relative pause dans la déformation au Burdigalien, les phases alpines débutent par un serrage E-W, discret, ne créant pas de structures plissées régionales mais se manifestant par des modifications paléogéographiques importantes:

-l'inversion de subsidence de la zone de Valensole débutant dès le Burdigalien au Nord (Dubois & Curnelle, 1978), provoquée par la structuration de la marge du front sub-alpin (chevauchements, Gigot et al. 1974) tandis que la bordure durancienne restait passive, se poursuit lors de la compression E-W langhienne qui remobilise les failles duranciennes. Toutefois le front sub-alpin demeure le moteur principal provoquant la subsidence. Enfin le chevauchement des nappes de Digne et le jeu senestre-inverse de l'accident durancien contribueront ensemble dès le Serravallien, à l'affaissement du bassin de Valensole, bassin limité par des marges en compression. (Fig 41)(42)

3.4. Les phases alpines N-S et N.NE-S.SW .(phases II et III).

La phase compressive du Serravalien (phase II) plisse plus intensément les structures ébauchées lors de la tectogenèse pyrénéenne: contraction de l'anticlinal du Lubéron, de l'anticlinorium de Manosque, naissance de synclinaux en échelon (Apt-Reillanne, Forcalquier).

Le seuil Ventoux-Lure est repris en compression; le rejeu le long des failles normales réactivées à l'Oligocène (faille de Rissas) s'accompagne du plissement de la série helvétienne (structure des Valettes) et d'un soulèvement de la barrière Ventoux-Lure (l'helvètien supérieur étant absent au coeur des synclinaux).

La reprise en décrochement senestre-inverse des failles de la Durance (montagne de Volx) se traduit par une morphologie caractéristique des accidents (cf. coupes de Volx). Les accidents du "linéament ligure" encadrant l'anticlinorium de Manosque contribuent à isoler une zone haute favorisant le chevauchement de la montagne de Volx sur la plaine durancienne.

Les séries oligo-miocènes supra-salifères réagissent comme une couverture (déformation souple complexe, flexures ...) la présence des évaporites jouant le rôle de discontinuité mécanique majeure (brèche de friction, mouvements halocinétiques , Destombes, 1962; Géostock ,1976). Cette tectonique salifère sans doute principalement contemporaine de la phase II, n'est pas étrangère à la morphologie si particulière de l'anticlinorium, sorte d'intumescence dont les bordures rappelent celles d'une structure coffrée.

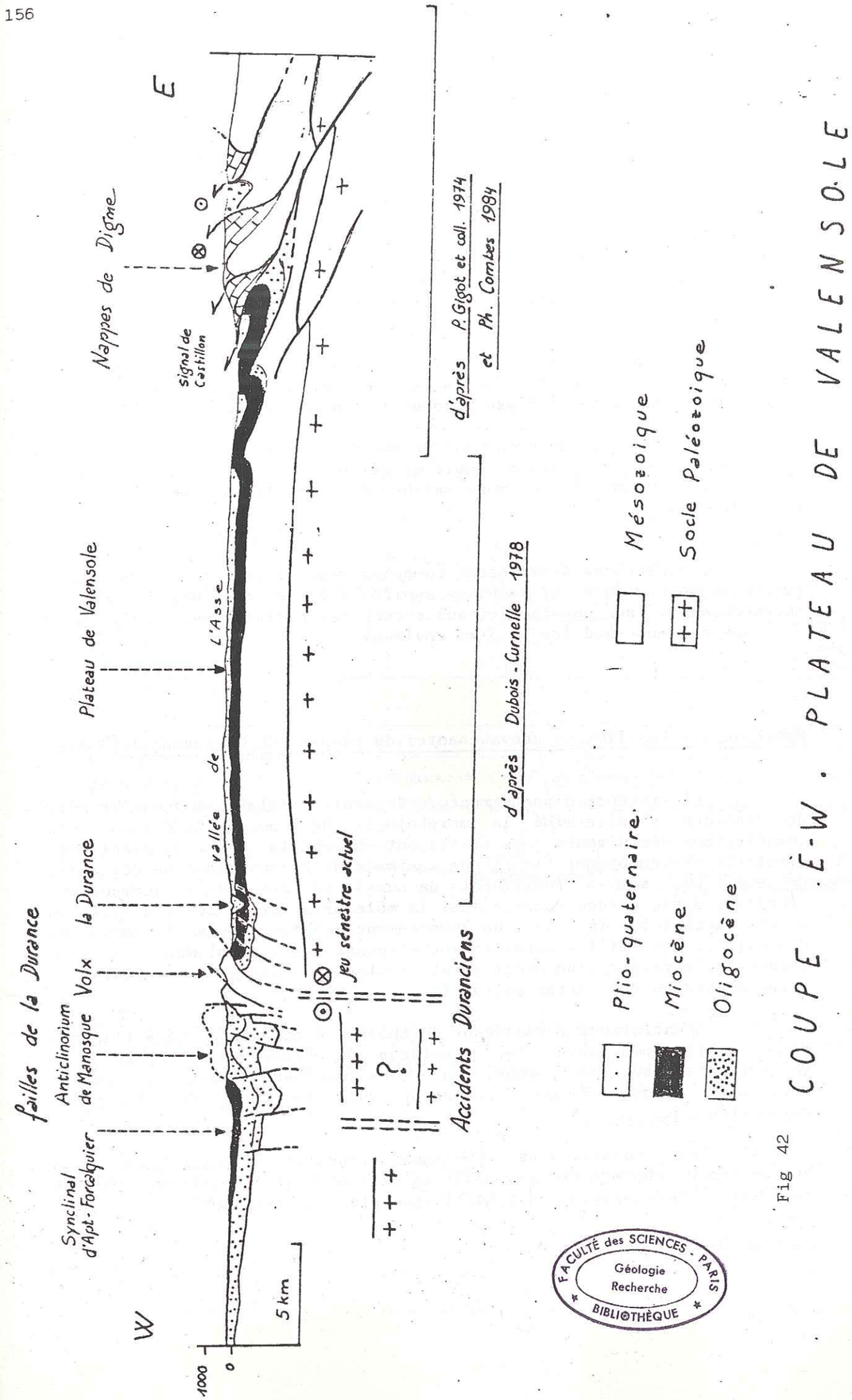


Fig 42 COUPE E-W . PLATEAU DE VALENSOLE

FACULTÉ des SCIENCES - PARIS
Géologie Recherche
BIBLIOTHÈQUE

La phase III (Tortonien supérieur-Pliocène inférieur) provoque essentiellement le rejeu d'accidents et accentue légèrement les plis.

La direction de compression s'aligne sub-parallèlement au couloir de décrochement senestre de Nimes N 060 bordant le môle du Ventoux, tandis que les failles N 100 jouent en front compressif. Ainsi peut-on expliquer la préservation des paléofailles normales dans la branche occidentale du système de faille du mont Ventoux alors que leurs homologues ont été masquées par l'importance des rejeux inverses dans la branche orientale.

La reprise de la marge durancienne en décrochement compressif senestre est contemporaine du chevauchement du Lubéron sur le synclinorium de Pertuis plissé pendant le Tortonien supérieur.

La zone de décrochement durancienne s'étend de la terminaison orientale du Lubéron jusqu'au cours actuel de la rivière, la région de Volx correspondant à la zone majeure de cisaillement encore active actuellement.

Pendant ces deux phases compressives, la torsion de l'accident durancien au niveau de Beaumont se manifeste de nouveau par des plis et chevauchements se superposant aux structures pyrénéennes, cette fois avec une vergence Sud (rejet 3 km environ).

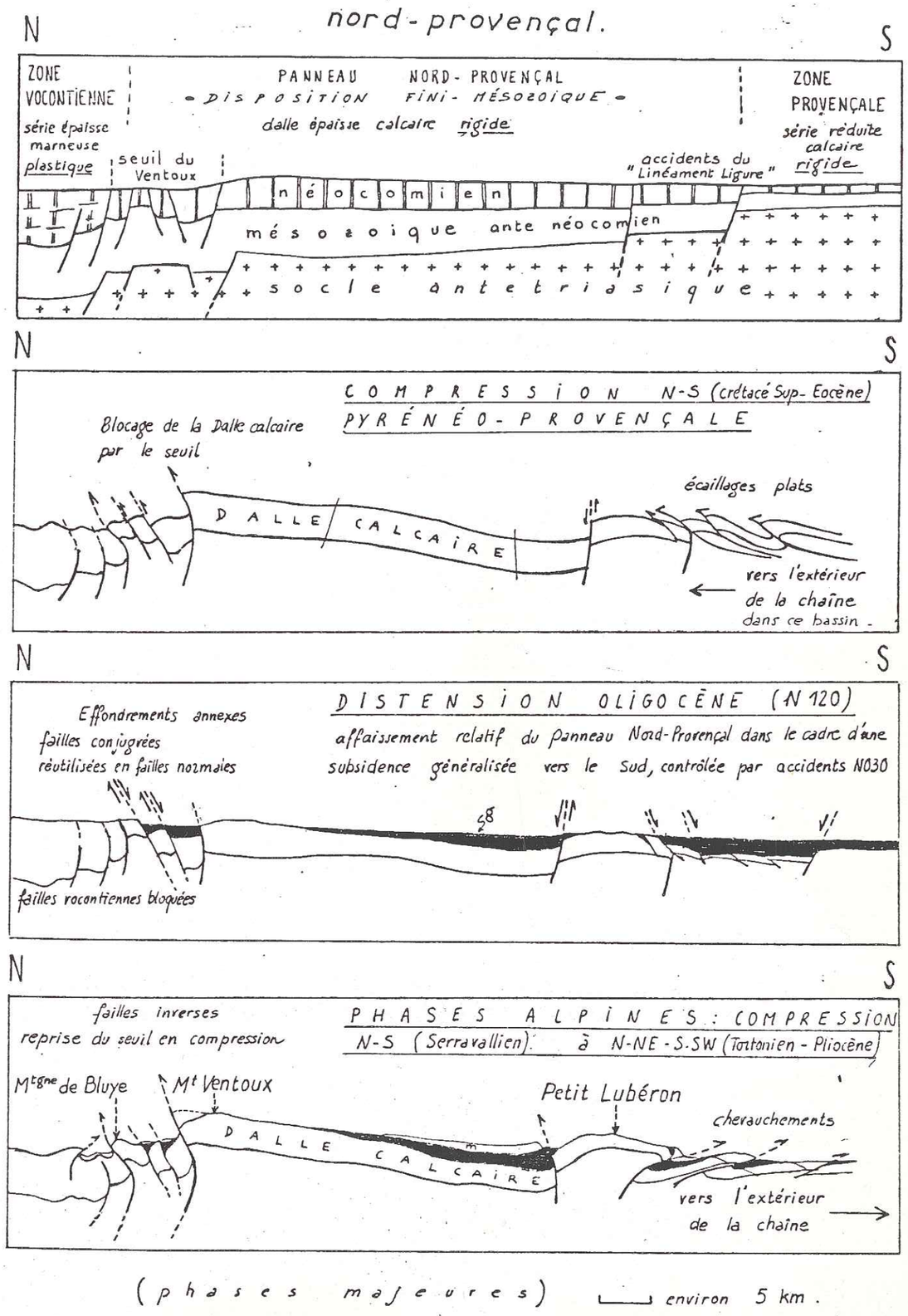
Remarque sur les limites chevauchantes du panneau Nord-provençal. (Fig 43)

L'existence d'une structure de seuil complexe au front du môle du Ventoux a déterminé la morphologie des accidents lors des compressions méridiennes: ces seuils ont empêché la mise en place d'un véritable chevauchement (la flèche maximale de recouvrement ne dépassant guère 3 km, sommet occidental de Lure). En revanche la composante verticale a été prédominante; ainsi le môle existant au Crétacé inférieur a été accentué, induisant un déversement constant vers le Nord du dispositif. Les failles normales vocontiennes ont probablement pu être tordues à la faveur d'un décollement de la dalle néocomienne peut-être situé au niveau des terres noires ?.

L'anticlinal chevauchant du Lubéron n'est pas situé à l'aplomb d'un seuil comparable; les fractures du "linéament ligure" ne représentant au Mésozoique, que des marches d'escalier simples entrainant l'augmentation d'épaisseur vers le Nord de la série carbonatée.

Les compressions pyrénéo-provençales ont provoqué la surrection du chainon limitant par sa présence et l'épaisseur même de la série le développement des écaillages plats "provençaux".

Fig 43 Evolution des limites septentrionale et méridionale du panneau de couverture nord-provençal.



(phases majeures) environ 5 km.

Remobilisant les accidents "ligures" en profondeur, les phases alpines N-S engendrent des failles inverses tranchant dans le bâti pyrénéen permettant le chevauchement du Petit Lubéron; ici, l'ancien domaine subsident se trouve charrié sur la Provence à série réduite.

Le raccourcissement absorbé au niveau de la limite méridionale est comparativement plus important qu'au niveau de la limite septentrionale; il est probable que le blocage du panneau par le seuil Ventoux-Lure soit en partie responsable de l'importante tectogenèse du Lubéron et des chevauchements associés (chaine des Costes -Lambesc-).

IV LA ZONE ALPINE EXTERNE DU SUD-EST DE LA FRANCE

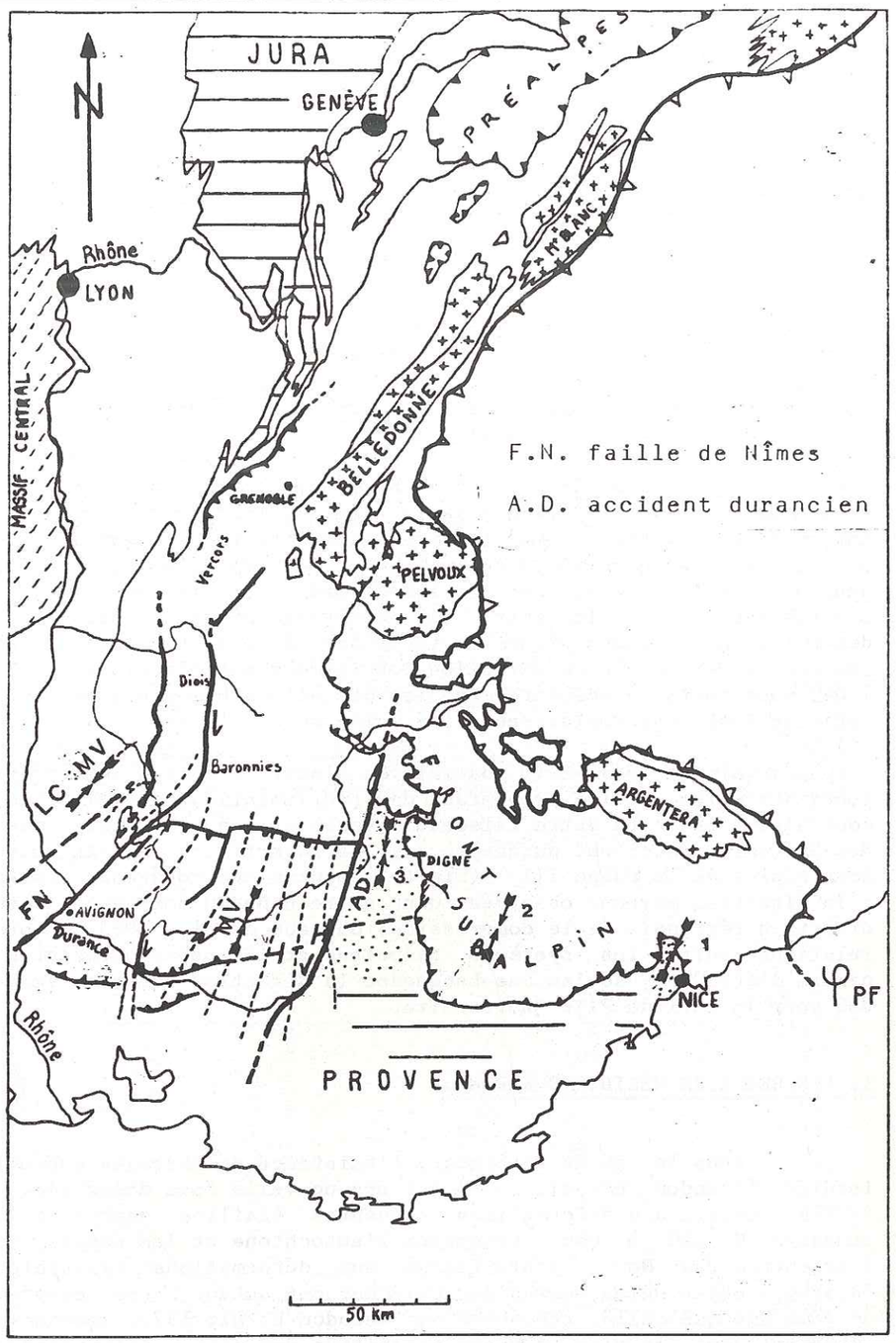


Fig 44 DIRECTIONS DE LA CONTRAINTE COMPRESSIVE

DE LA PHASE III DANS LA ZONE ALPINE EXTERNE DU SE DE LA FRANCE

1) Campredon et al 1977
2) Horrenberger 1980
3) Gigot, Grandjacquet, Haccard 1974

MV: M.Villéger
LC: L.Casagrande
1983

IV. EVOLUTION DE LA ZONE ALPINE EXTERNE DU SUD-EST DE LA FRANCE.

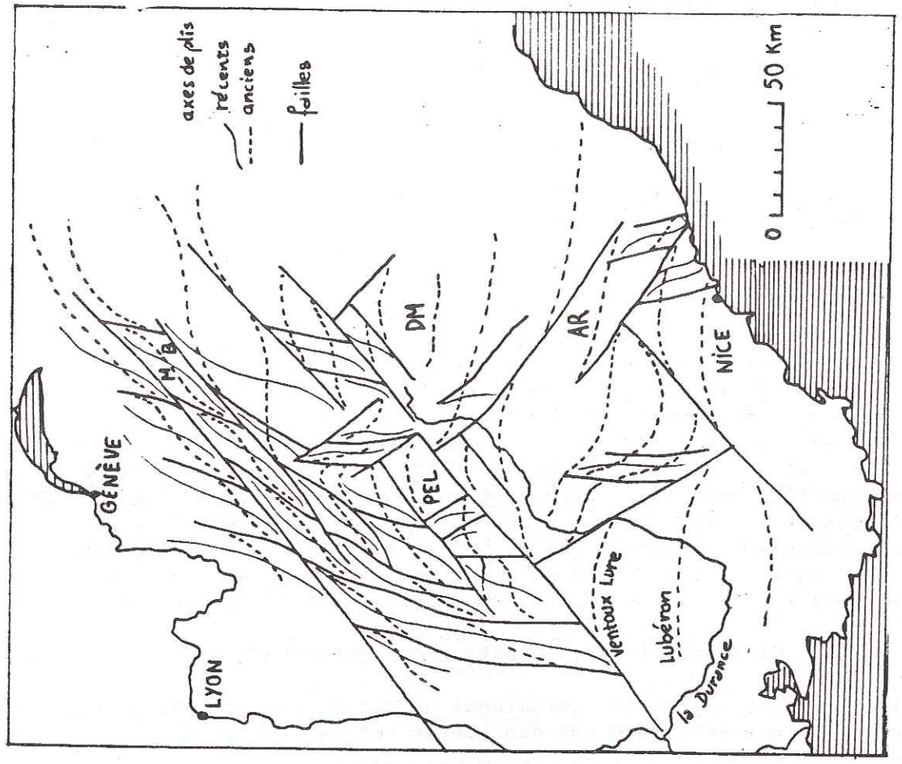
L'application de notre méthode au SE de la France, après avoir vérifié que les directions de contrainte déterminées dans chaque panneau constituant le SE correspondaient à des phases d'époque identique, va nous permettre d'intègrer ces directions dans l'évolution du système alpin et de l'Europe occidentale.

Dans l'état actuel des recherches, il est sans doute prématuré de tenter une reconstitution à cette échelle; toutefois il nous a semblé intéressant de réfléchir sur les modèles existants , à partir de données obtenues dans un panneau de couverture rigide peu déformé, donc à priori peu susceptible de perturber les directions régionales des contraintes. La cohérence actuelle entre les analyses microtectoniques et les déterminations des mécanismes au foyer des séismes (dans un système compressif N-S voisin en direction des régimes mio-pliocènes , Combes, 1984) nous incite à admettre que les directions homogènes de contrainte définies sont représentatives à l'échelle du SE.

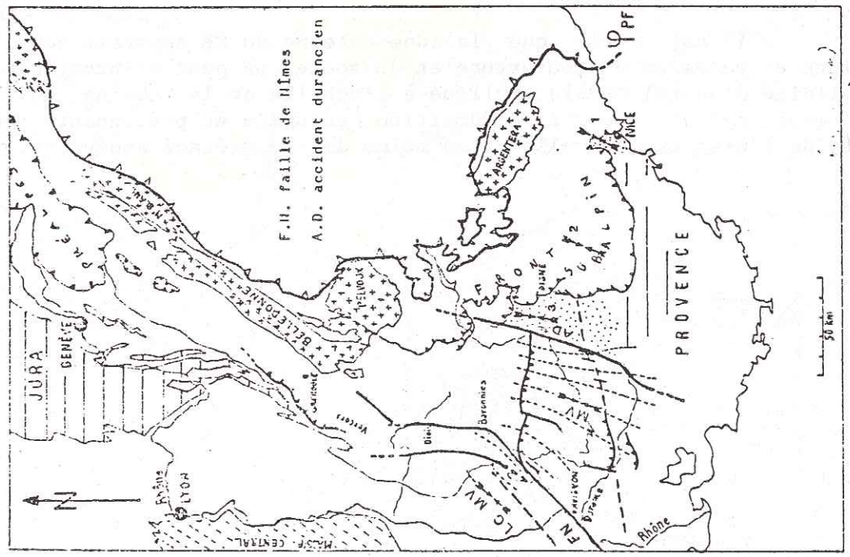
Ainsi, sera-t-il possible de discerner puis d'interprèter les zones anormales locales présentant des réorientations des directions de contrainte (raccord entre faisceau cévenol et les accidents méridiens des Baronnies, accident durancien...). La répartition de la direction compressive de la phase III (fig 44) montre une cohérence remarquable : la direction moyenne observée dans notre panneau correspond bien à la direction régionale de la compression; Gastaud et al. 1983, d'après les relations entre les systèmes filoniens et les paléocontraintes, ont permis d'étendre jusqu'au bas-Languedoc la direction compressive N-S à N 030 pour la période Plio-Quaternaire.

1. LES SERRAGES MERIDIENS ALPINS.

Dans le SE de la France, l'existence de serrages subméridiens tardifs (Beaudon et al. 1979) est une nouvelle fois démontrée. Ricou (1981) a décrit des déformations cassantes (failles dextre N 140 et senestre N 020 à 040) découpant l'autochtone et les nappes bordant l'Argentera au Nord, postérieures aux déformations syn-schisteuses faisant l'objet de sa communication. Pour cet auteur, ces compressions de même âge que celles reconnues par Beaudon et al. 1979, jouent un rôle important dans "la mise en place définitive des unités allochtones, les décrochements limitant toute une famille de fronts chevauchants en relais".



modèle proposé par P. Vialon et coll (1976)



PHASE III. TORTONIEN SUP.-PLIOCENE INF.

Fig 45

2. DISCUSSION DU MODELE DE VIALON .1976.

Un récent modèle de l'arc alpin occidental a été proposé par Vialon, 1976. Il suggère que la structure du socle peut être décomposée simplement en fractures verticales principalement N 060 et N 145, héritées d'une structuration tardi-hercynienne, réagissant en coulissement à un serrage sub-méridien (les mouvements horizontaux sont négligés!). L'arc alpin représenterait un exemple de "réorientation des structures primitivement E-W par glissement et étirement dans un système de compression global N-S". Cette reconstitution s'appuie sur la géophysique (Ménard, 1979) montrant que les grandes zones de failles de la couverture correspondaient à un damier comparable dans le socle.

Ce schéma (fig 45) attire des remarques:

-l'axe durancien, trait structural majeur du socle (Ménard, 1979) et de la couverture ne figure pas dans cette reconstitution.

-la direction N 030 considérée comme secondaire par rapport au N 060 (riedels ?) se trouve être celle de l'accident durancien et du faisceau cévenol dont l'activité contrôle l'histoire mésozoique et tertiaire du bassin du SE.

-Enfin, Arnaud et al. (1981), soulignent l'importance de la direction N 100 au cours du Mésozoique et de la tectogenèse alpine.(seuil Ventoux-Lure).

S'il est clair que la zone externe du SE apparait comme une mosaique de panneaux de couverture et de socle, on peut s'interroger sur la validité d'un tel modèle appliqué à l'échelle de la chaîne, en étant simplement calqué sur la disposition actuelle et prétendant rendre compte de l'histoire de celle-ci au moins dès le Crétacé supérieur.

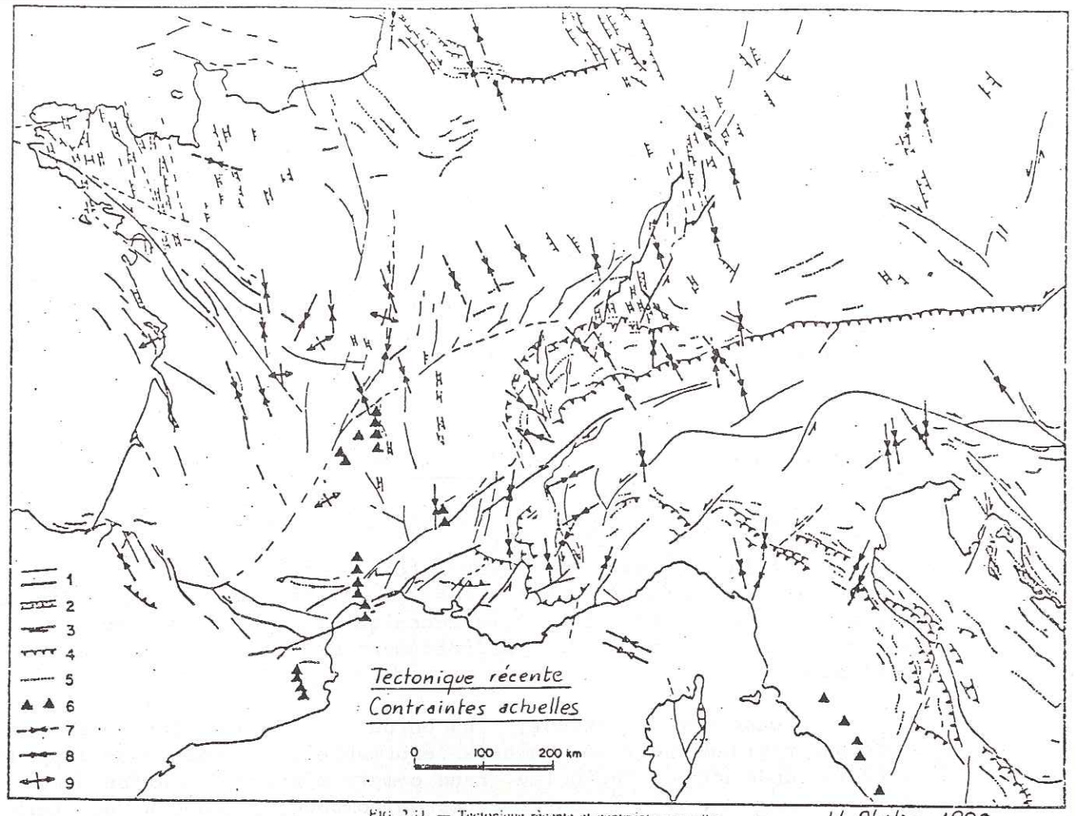
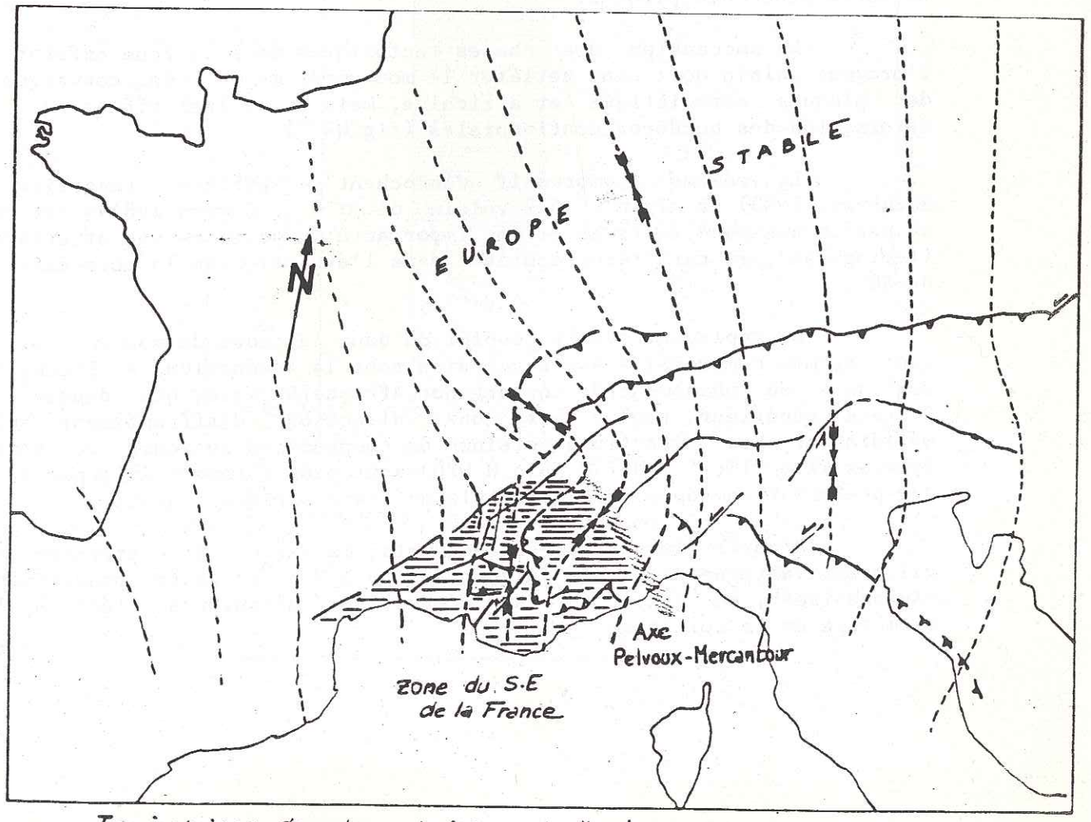


Fig 46

FIG. 2.11. — Tectonique récente et contraintes actuelles.

1) Principales failles présumées actives
2) Fossés à jeu plio-quaternaire et leurs failles normales limites
3) Décrochement
4) Front des chevauchements péri-alpins et péri-apenniniques
5) Axes des plis plio-quaternaires
6) Alignement volcanique quaternaire
7) Mesure de contrainte *in situ*
Directions de contrainte déduite des mécanismes au foyer de séismes
8) Projection horizontale de l'axe P
9) Projection horizontale de l'axe T pour les mécanismes au foyer en faille normale

H. Philip 1980



Trajectoires de la contrainte actuelle horizontale compressive
interprétation de la carte de H. Philip. 1980.

La carte de répartition de la tectonique récente et des contraintes actuelles (Philip, 1980) suggère l'existence de régions différentes, zones où les contraintes sont homogènes en direction (fig 46). C'est le cas de la zone externe du SE de la France où la compression actuelle est N-S.

Les zones de direction de contrainte anormale existent donc à plusieurs échelles (accident durancien, zone externe régionale) d'où l'intérêt de possèder une vue d'ensemble de la chaîne.

3. EVOLUTION DE LA ZONE ALPINE EXTERNE DU SE DE LA FRANCE.

Afin d'essayer de mieux comprendre l'évolution de la zone alpine externe du SE, il était nécessaire de la replacer dans l'édifice alpin et ce en adoptant un schéma mécanique applicable à l'échelle de la chaîne, c'est à dire de l'affrontement des plaques eurasiatique et africaine.

Dans cette optique, les bordures continentales sont soit des poinçons rigides, soit des butoirs déformables; le modèle de Tapponnier (1977) fondé sur ce principe, rend compte d'une déformation d'ensemble et a connu un succès confirmé par de nombreuses données de terrain, notamment en Asie Nord-himalayenne (Mercier et al, 1980). Ce modèle permet en outre d'intègrer l'observation de réorientations de la contrainte compressive horizontale très forte par rapport à la direction de convergence des plaques.

La succession des phases tectoniques dans la zone externe de l'orogène alpin doit donc reflèter le mouvement majeur de convergence des plaques eurasiatique et africaine, mais aussi les effets de la déformation des bordures continentales (fig 47).

Le régime compressif décrochant - pyrénéen (Angelier & Bergerat, 1983) et alpin ($\sigma 2$ voisin de $\sigma 3$, Combes 1984)- est par sa permanence dans le temps et son importance du point de vue structural (tectognèse), le caractère dominant dans l'évolution de la zone externe du SE.

En replaçant cette évolution dans le cadre du modèle choisi, ces régimes compressifs N-S successifs sont la traduction à l'échelle régionale du phénomène de convergence Afrique/Eurasie, qui depuis le Crétacé supérieur évolue vers une direction d'affrontement sub-méridienne. Les directions voisines de compression au cours du temps (phases II & III, 1 N 170 puis N 020) sont plus sûrement à rapporter à des perturbations dues à la géomètrie de l'arc alpin occidental.

D'après les critères précédents, la période de distension E-W oligo-aquitanienne ainsi que la compression E-W du Langhien apparaissent "secondaires", se rapportant aux conditions mécaniques liées à la géomètrie de la collision.

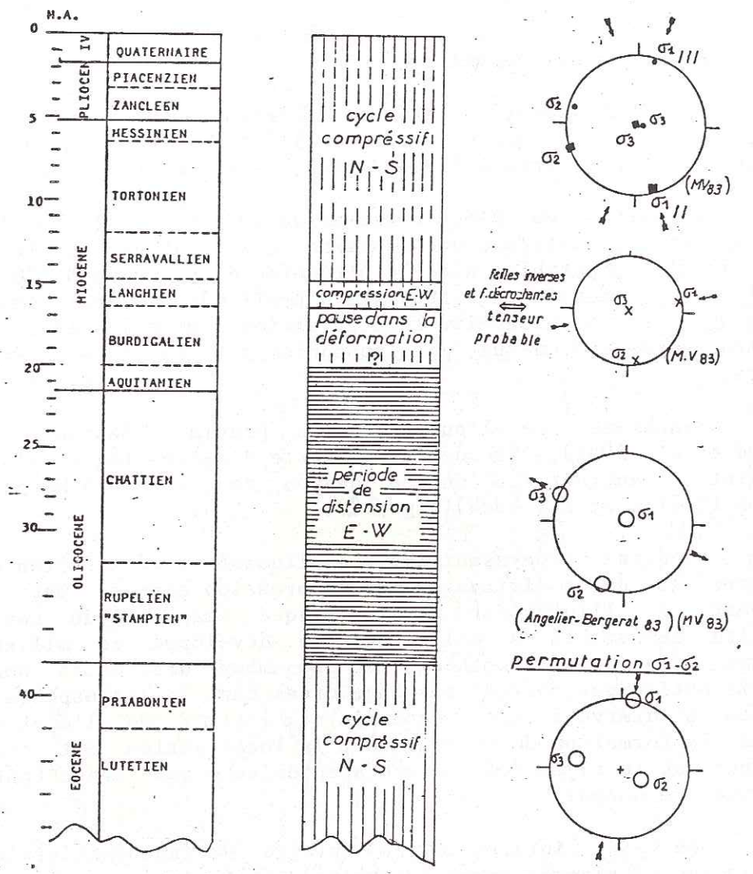


Fig 47 TABLEAU RÉSUMANT LA SUCCESSION DES PHASES TECTONIQUES DANS LA ZONE ALPINE EXTERNE DU S-E (FRANCE)

Les directions des contraintes principales ne varient pas significativement au cours du temps dans la zone externe du SE; cette stabilité directionnelle traduit-elle une continuité dans la cinématique des plaques? Dans ce cas les permutations des valeurs des contraintes principales pourraient reflèter le comportement mécanique des bordures de plaques.

4. La distension oligo-aquitanienne et la phase compressive du Langhien.

Période intermédiaire entre les compressions N-S pyrénéo-provençales et alpines, la distension oligo-aquitanienne se manifeste à l'échelle de l'Europe occidentale (fig 48.1) par le système de grabens (graben Rhéno-provençal) qui court depuis les bassins tertiaires de la mer du Nord (Blusson, 1982) jusqu'au bassin Nord-Baléare au niveau duquel l'ouverture est maximale.

L'amincissement crustal résultant des phénomènes d'effondrement est accompagné par l'établissement d'un gradient géothermique anormal (réchauffement) (Perthuisot & Guillhaumou, 1983).

La dérive du bloc corso-sarde (Orsini et al. 1980) commence alors par une translation d'une centaine de kilomètres vers le SE, entre -28 et -17 MA, compatible avec la direction d'extension N 120 des zones rhodaniennes; toutefois la différence d'amplitude des déplacements entre ces deux domaines nécessite l'intervention d'un découplage mécanique (zone transformante) situé par Tapponnier à la latitude du front Nord-pyrénéen.

Synchrone de l'ouverture du bassin océanique provençal((Arthaud et al. 1981), la dérive de cette " micro-plaque" s'achève par une rotation antihoraire de 30 degrés de -17 à -15 MA pendant le Langhien (Orsini et al; 1980)(fig 48.2).

Bergerat et Geyssant(1980) expliquent la répartition des zones effondrées et de la distension par la pression exercée par l'Afrique provoquant à l'intérieur de la plaque eurasiatique une tension secondaire comparable à celle qui se développe en milieu rigide-plastique: "dans cette hypothèse, les phénomènes distensifs sont liés à la distribution des contraintes engendrées dans la lithosphère par la collision. L'interversion des contraintes $\sigma 1$ et $\sigma 2$ de l'état précédent entraîne la formation de grabens dont la localisation est directement déterminée par le rejeu des accidents antérieurs qui présentent donc un jeu secondaire normal."

Une telle interprètation intègre de façon satisfaisante les fossés locaux (triangle germano-tchèque) situés immédiatement au front des Alpes, parallèles à la contrainte compressive horizontale. Par contre, elle ne me parait pas expliquer la déchirure du graben rhéno-provençal et la dérive corso-sarde, dont l'importance géographique et la direction générale est indépendante de l'arc alpin occidental.

De plus, la direction d'extension N 120, constante le long de la déchirure ne s'accorde pas avec une répartition réglée par la seule

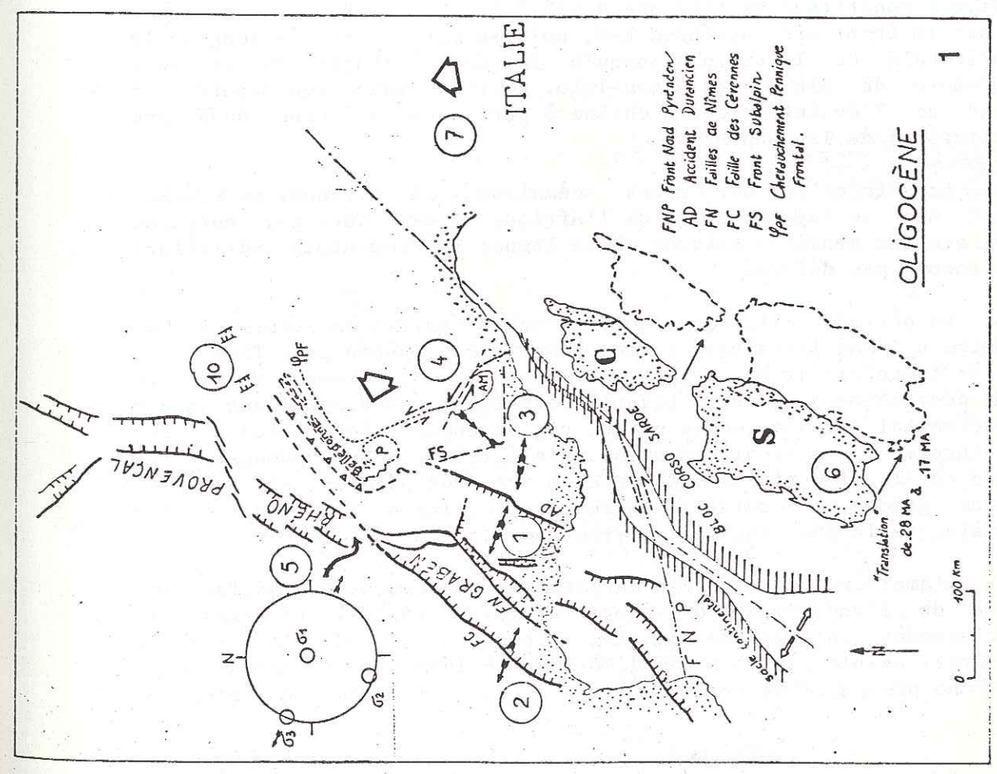


Fig 48

1 In Marc Villiger (1984)
2 d'après Arthaud, Ogier, Séguret (1981)
3 d'après Ph. Combes (1984)
4 d'après O. Merle (1982) et L.E Ricou (1981)
5 d'après Angelier, Bergerat (1983)
6 d'après Orsini, Coulon, Cocozza (1980)
7 d'après P. Tapponnier (1977)
8 Laurent Casagrande (Thèse 3ème cycle en cours)
9 d'après H. Zaeh. Kabir (1983)
10 d'après Bergerat. Geyssant 1980.

direction de la collision de l'arc occidental, qu'elle soit encore N-S comme dans le modèle Bergerat & Geyssant ou NW-SE à E-W dans le modèle Tapponnier.

En effet, dans ce dernier les sutures crétacé supérieur-éocènes une fois réalisées par convergence N-S (fig 49.1)(Lemoine at al. 1981), l'arc alpin occidental, élément du butoir adriatique déformable subirait un écoulement latéral le long d'une ligne de glissement β senestre Ligurie-Carpathes (fig 49.2). Des observations réalisées par Gidon (1981), Ricou (1981) et Merle (1982) appuient la thèse d'un déplacement vers l'W-NW de l'arc occidental à cette période. En outre, le bassins oligocènes du domaine subalpin des futures nappes de Digne sont en compression NE-SW (Beaudoin et al.1977) la transition compression/distension s'effectuant de part et d'autre du front sub-alpin suivant des modalités qui restent à définir.

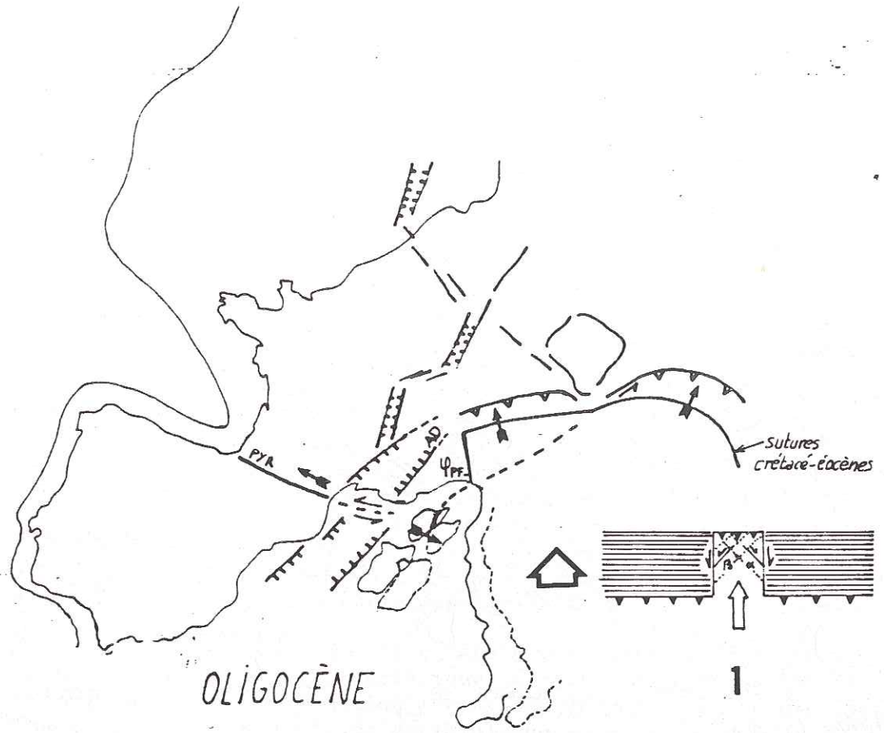
Les causes majeures de la distension oligo-aquitanienne sont donc à rechercher dans des phénomènes plus vastes que l'arc occidental. L'hypothèse d'une distension secondaire provoquée par une différence du taux d'expansion entre l'Atlantique central et l'Atlantique nord (Tapponnier, 1977) ne peut être retenue, le début de l'ouverture de ce dernier à un taux voisin de celui de l'Atlantique central s'effectuant vers -79 MA (Patriat et al.1982), c'est à dire bien avant l'Oligocène.(Fig 50

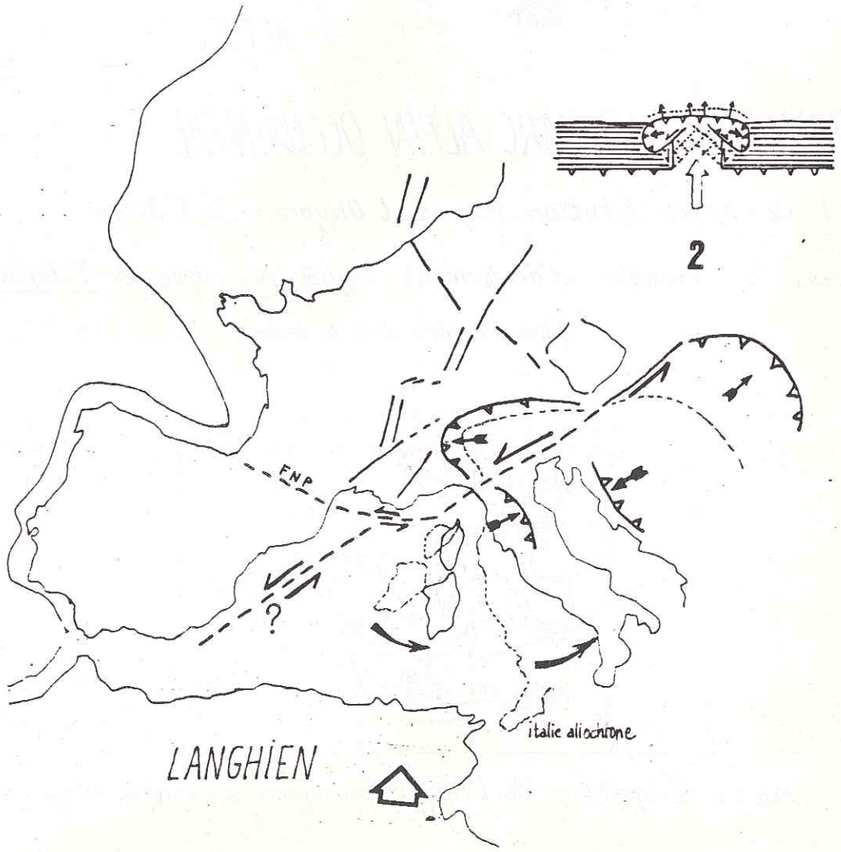
Une autre hypothèse accorderait une plus grande importance à la ligne de glissement senestre Carpathes-Afrique occidentale (fig 49). La zone externe du SE, caractérisée par ces grands accidents N 030 cévenols et durancien se situe en bordure de cette grande zone de cisaillement constituée de tronçons N 030 à 045 (Carpathes-plaîne du Pô, relayé par le front nord-pyrénéen E-W, puis se poursuivant le long de la côte orientale de l'Espagne jusqu'à la mer d'Alboran et la zone transformante de Gibraltar sensu-lato. Cette ligne représente une constante de l'évolution de la chaîne à partir de l'Eocène dans les reconstitutions de Tapponnier.

La suturation des zones océaniques téthysiennes au Crétacé supérieur due au rapprochement de l'Afrique et de l'Eurasie, entraine un coulissement senestre suivant cette ligne; le promontoire adriatique demeure encore peu déformé.

La période oligo-aquitanienne voit croître la déformation du promontoire suivant l'analogie rigide-plastique proposée par Tapponnier (fig 49.2); toutefois le butoir se scindera préférentiellement suivant la ligne de décrochement senestre Ligurie-Carpathes, individualisant un arc alpin occidental, tandis que la plaque rigide eurasiatique plus froide se fracturera ; la déchirure principale (graben rhéno-provençal) est parallèle à la direction de convergence des deux plaques et peut se développer grâce au coulissement senestre de l'axe Carpathes-Afrique occidentale, telle une fente de tension mégascopique.

L'ampleur du charriage carpathique par rapport au déplacement résultant de l'écoulement de l'arc alpin occidental témoigne du raccourcissement intense du domaine situé au Sud de la ligne de décrochement. Le bloc corso-sarde désolidarisé lors de la création du graben rhéno-provençal se trouvera alors entraîné ; dans ce cadre, la





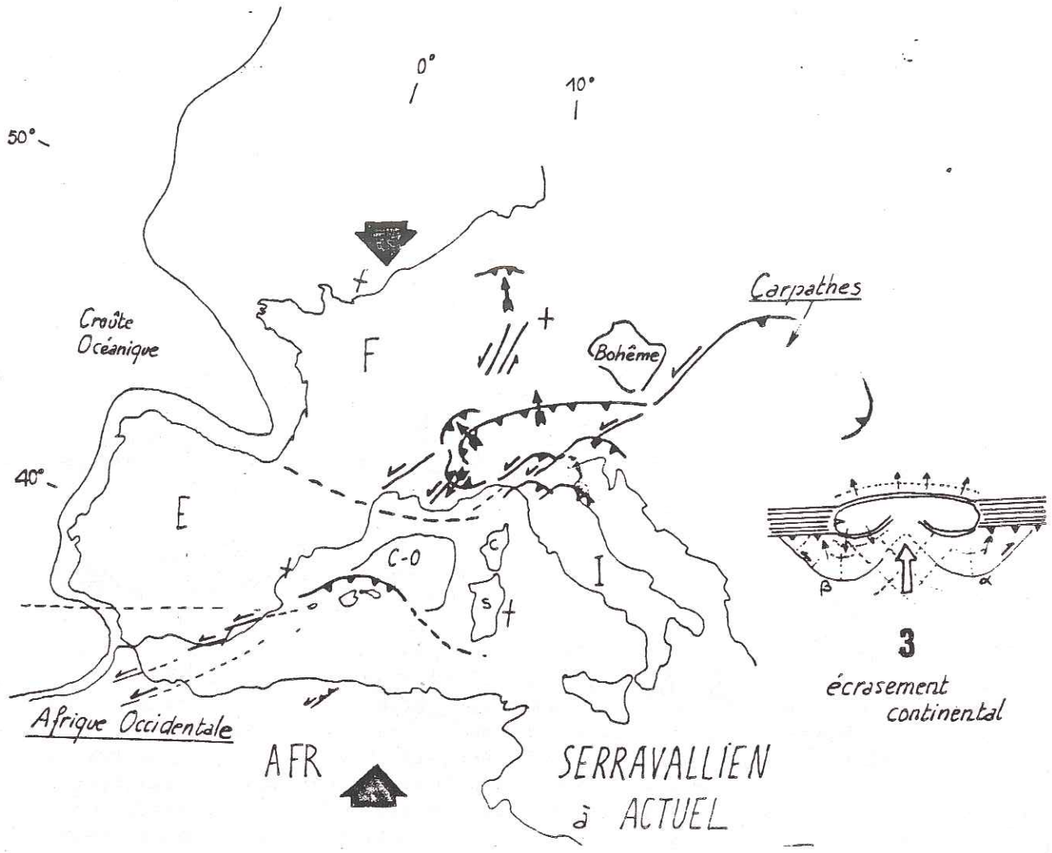


Fig 49 ÉVOLUTION DE L'ARC ALPIN OCCIDENTAL

essai de reconstitution depuis l'Oligocène à l'Actuel

d'après le modèle d'écrasement rigide-plastique de P. Tapponnier. 1977.

(commentaires dans le texte)

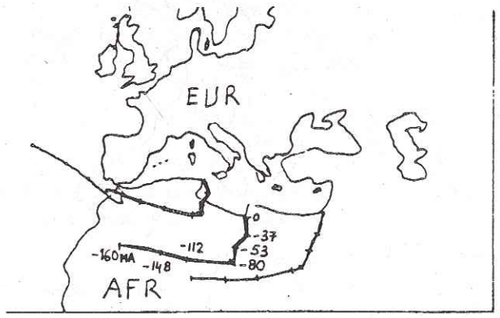


Fig 50 Trajectoire de l'Afrique par rapport à l'Europe d'après Olivet et al. 1982

phase E-W du Langhien peut s'interprèter comme le blocage du système couplé écoulement de l'arc/dérive corso-sarde, le coulissement le long de la ligne senestre étant rendu plus difficile par la poursuite du phénomène de convergence (fig 49.3).

Le régime compressif N-S envahit alors de nouveau l'ensemble du domaine déformé à partir du Serravallien(dans la zone externe du SE, en écrasant les structures résultant de l'évolution précédente: la ligne Carpathes-Ligurie se manifeste encore par des décrochements senestres séparant des chainons de vergence opposée, Appenins et chevauchements sub-alpins(fig 49,4). Ces derniers, synchrones des chevauchements externes situés au Nord de l'arc alpin contribuent à refermer l'arc comme en témoigne le bassin en compression de la plaîne du Pô. La déchirure rhéno-provençale joue en décrochement senestre, la zone externe du SE se structurant en fronts compressifs limités principalement par ses décrochements cévenols, nimois et durancien senestres.

En conclusion, les données de notre étude peuvent s'intègrer dans le modèle d'évolution de la chaîne alpine proposé par Tapponnier (1977). Malgré la zone réduite étudiée, il a été possible de préciser le cadre régional de la déformation (une démarche similaire a sous-tendu des études récentes, en Corse par exemple - Malavielle,1983-).

La structuration de l'arc alpin occidental peut s'expliquer par l'écrasement du promontoire adriatique, à partir du Crétacé supérieur jusqu'à l'Actuel, la déformation étant guidée par un comportement plastique du promontoire et rigide de la plaque eurasiatique.

C O N C L U S I O N

C O N C L U S I O N

Cette étude structurale du panneau de couverture Nord-provençal a donc permis de préciser la chronologie des évènements tectoniques post-pyrénéens qui l'ont affecté. Nous résumerons donc les principales étapes de son histoire "alpine":

Succèdant à la période de distension E-W syn-sédimentation oligo-aquitanienne provoquant l'effondrement du panneau essentiellement grâce au jeu normal de l'accident durancien, une phase compressive E-W au Langhien (phase I) modifie sensiblement la paléogéographie bien qu'elle ne soit pas marquée par des structures régionales plissées.

Pendant le Serravallien, un régime compressif N-S (phase II) provoque le plissement du domaine à l'aplomb des structures pyrénéo-provençales et la reprise en décrochement senestre compressif de l'accident durancien. Enfin la phase III, N 020, du Tortonien supérieur au Pliocène moyen, accentue les plis et se manifeste surtout par une déformation cassante importante(accident chevauchant sud-Lubéron) et le rejeu le long des accidents existants (décrochement senestre inverse le long des failles de la Durance).

Après une courte période de distension au Pliocène supérieur, les déformations quaternaires se font suivant un régime compressif hérité de la phase III, dont témoigne l'activité sismique actuelle.

La reconstitution de l'histoire du panneau a permis de comprendre des structures complexes jalonnant les limites de ce dernier.

Ainsi le système de failles du mont Ventoux ne doit plus être interprété comme de simples écailles chevauchantes dues à la rupture de l'anticlinal Ventoux-Lure; il s'agit d'un seuil mésozoique possèdant une morphologie en horst et graben, repris en compression. Les accidents inverses raides sont hérités des grandes failles normales "vocontiennes" à regard nord; les failles conjuguées des précédentes étant encore visible dans la partie occidntale du système (faille de Rissas).

De même, la montagne de Volx en bordure de l'accident durancien, ne représente pas la terminaison périanticlinale du Lubéron, mais des éléments de la marge orientale du graben oligocène de Manosque. Les failles normales limitant ces gradins ont été réutilisées avec un jeu senestre-inverse lors des phases alpines II et III, sub-méridiennes qui sont à l'origine des structures actuelles.

Dans de telles zones, seule une étude historique couplée à l'analyse microtectonique autorise des évaluations fiables des risques sismiques.

De plus, la mise en évidence de la primauté des contractions sub-méridiennes remet en cause l'importance de la compression E-W "alpine"et demande le réexamen détaillé des structures qui lui sont attribué dans les Baronnies par exemple. Enfin, il devient illusoire de séparer arbitrairement un régime de contrainte pyrénéen d'un régime alpin. En revanche, il convient maintenant de rechercher les causes des différences de déformation (type de structures, répartition géographique et durée des phases), le cycle d'âge pyrénéen étant caractérisé par des évènements brefs (Plaziat, 1984) tandis que les phases "alpines" tardives s'inscrivent dans un continuum de déformation.

Ainsi, le panneau Nord-provençal, peu déformé, présente des directions de contraintes homogènes pour ces phases alpines tardives. Ces directions sont de plus représentatives à l'échelle du SE de la France. Il ressort de cette analyse que les serrages sub-méridiens ont été dominants depuis l'Eocène dans les chaines sub-alpines méridionales les plus externes, contemporains des compressions NW-SE responsables de la structuration des massifs sub-alpins septentrionaux.

Toutefois , seule l'étude détaillée de l'ensemble des panneaux composant cette zone alpine externe permettra de dresser pour chaque épisode de même âge , la carte des trajectoires de contraintes, autorisant ainsi une interprétation fiable de ce domaine complexe et de ses relations avec la chaine alpine en Méditerranée.

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

AGUILAR JP(1982) Biozonation du Miocène d'Europe occidentale à l'aide des rongeurs et corrélations avec l'échelle stratigraphique marine.C.R.A.S. PARIS,t 294 série IIp49-

AGUILAR JP,CLAUZON G(1982) Evolution géodynamique de la Provence septentrionale au cours du Miocène sup. et terminal d'après les faunes de rongeurs.C.R.A.S. PARIS, t294 série II, p 915.

AGUILAR JP,CLAUZON G(1981) Découverte de trois nouveaux gisements à rongeurs d'age Miocène en Provence Nord-orientale Implications géodynamiques et paléogéographiques C.R.A.S. PARIS t 292 série II p 909 .

AGUILAR JP,CLAUZON G(1979) Un gisement à mammifères dans la formation lacustre d'age Miocène moyen du Collet-Redon.Implications stratigraphiques. Palaeovertebrata vol8 fasc.5 Montpellier.

ANGELIER J,BERGERAT F(1983) Systèmes de contrainte et extension intracontinentale.Bull.C.Rech.Explor.Prod. ELF Aquitaine 7.1.137-147. 7fig.

ANGLADA R,COLOMB E(1967) Précisions tectoniques sur le flanc sud de l'anticlinal du grand Lubéron(Vaucluse). 35 B.S.G.F. 7 ;t IX, p 596-599.

ARBEY F,CLOCHIATTI R,GIGOT P,GUBLER Y,LE TENDRE L,RIVIERE M(1976) Découvertes de cinérites dans les formations continentales du Stampien, dans le b assin de Manosque-Forcalquier(Alpes de Haute-Provence).C.R.A.S. PARIS t 282 série D p 1093-1095.

ARNAUD H.GIDON M.PAIRIS JL.(1978) Dislocations syn-sédimentaires du socle et déformations ultérieures de la couverture: l'exemple des chainons subalpins au NE de Sisteron. C.R.A.S. PARIS. t 287 série D p 787.

ARNAUD H.GIDON M.PAIRIS JL.(1978) Les thèmes structuraux de la tectonique syn-sédimentaire jurassique du domaine vocontien: données fournies par les chaines subalpines de Gap à Sisteron.C.R.A.S. PARIS t 287 série D p217.

ARTHAUD F. OGIER P. SEGURET M. (1981) Géologie et géophysique du golfe du Lion et de sa bordure nord.Bull.B.R.G.M. sect.1, n°3.

ARTHAUD F. SEGURET M. (1981) Les structures pyrénéennes du Languedoc et du golfe du Lion(sud de la France).B.S.G.F. France (7) tXXIII n°1 p 51-63.

BARBREAU A. BODELLE J. ESCALIER DES ORRES P. MOHAMMADIOUN B. VOGT J. WEBER Ch. (1976) Essai de confrontation de la sismicité historique et de données structurales nouvelles en Provence occidentale et centrale.B.S.G.F. (7) t XVIII n° 5 p 1111-1117.

BAUDRIMONT A. DUBOIS P. (1977) Un bassin mésogéen du domaine périalpin: le SE de la France.Bull.C.Rech.Explor.Prod. ELF Aquitaine t 1 n° 1 p 261-308.

BEAUDOIN B. CAMPREDON R. FRANCO M. GIANNERINI G. GIGOT P. GRANDJACQUET C. HACCARD D. LANTEAUME M. SPINI H. TAPOUL JF. (1977) Age et modalités de plissement des chaines subalpines méridionales;5ème R.A.S.T. Rennes p49;

BERGERAT F. (1983) Le couloir rhodanien au Paléogène: analyse de la fracturation et interprétation régionale.à paraitre.

BERGERAT F. GEYSSANT J. (1980) La fracturation tertiaire de l'Europe du Nord:résultat de la collision Afrique/Europe. C.R.A.S. PARIS t 290 série D p1521-1524 .

BERGERAT F. GEYSSANT J. (1983) Fracturation tertiaire et évolution des contraintes en Bavière orientale (RFA).Geol. Rundschau 72 3 p935-954.

BLES JL. FEUGA B. (1981) La fracturation des roches.Ed. B.R.G.M. Manuels et méthodes.Orléans.

BLUSSON A. (1982) Etablissement et interprétation de courbes en isopaque Bassin de la Mer du Nord. DEA Orsay ParisIX.

BRUNN JH. (1980) Découverte des sciences de la terre. Ed. PUF.

CAMPREDON R. FRANCO M. GIANNERINI G. GIGOT P. IRR F. LANTEAUME M. SPINI H. TAPOUL JF. (1977) Les déformations de conglomérats pliocènes de l'arc de Nice(Chaines subalpines méridionales).C.R.Som.S.G.F. tXIX n°2p75-

CARRERE V. (1981) Etude structurale du linéament ligure.Thèse 3èmecycle n°81-36, Université Pierre et Marie Curie, Paris

CARRERE V. CHOROWICZ J. (1982) Etude structurale du linéament ligure observé sur les images spatiales.B.S.G.F.France (7) XXIV n°1p49;62.

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 des stries de glissement.Thèse 3ème cycle. Orsay.

CHOROWICZ J. HENDRICKX S. (1980) Apport de la télé détection à une hypothèse de corrélation entre les séismes du SE de la France et les structures des Alpes et de la Provence.C.R.A.S. PARIS t 290 série D p 1467-1470.

CLAUZON G. (1981) Révision du stratotype du Pontien méditerranéen. C.R.A.S. PARIS t 293 série II p 309-314.

CLAUZON G. (1975) Sur la présence de klippes sédimentaires dans le Miocène du sud du Lubéron: implications structurales et paléogéographiques.Etudes vauclusiennes n° XIV.

CLAUZON G. (1974) Quel age le Lubéron a-t-il?Etudes vauclusiennesn°XI

CLAUZON G. (1972) Sur la présence d'une brèche syntectonique d'age Miocène supérieur sur le flanc sud du Petit Lubéron. (Vaucluse,France) C.R.A.S. PARIS t275 série D p1963.

CLAUZON G. (1971) Néotectonique sur le versant méridional du grand Lubéron.C.R.A.S. PARIS t 273 série D p 1003-1005.

CLAUZON G. GOUVERNET C. (1973) Sur la présence d'une brèche synorogénique d'age Paleogène dans le chainon du Petit Lubéron; (Vaucluse,France). C.R.A.S. PARIS t 277 série D p 2637.

COMBES Ph. (1984) La tectonique récente de la Provence occidentale: microtectonique,caractéristiques dynamiques et cinématiques, méthodologie de zonation sismotectonique. Thèse 3ème cycle Strasbourg.

DEBELMAS J. LEMOINE M. (1964) La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaine alpine.L'information scientifique n°1.

DESTOMBES JP. (1962) Description géologique du bassin oligocène de Manosque-Forcalquier(Lubéron oriental).Bull.Serv. Carte géol.Fr; tLVIII n°266 p461.

DUBOIS P. CURNELLE R. (1978) Résultats apportés par le forage les Mées n°1 sur le plateau de Valensole(Alpes de Haute Provence).C.R.Som.S.G.F. fasc.4, p 181-184.

FAHY JC. (1965) Géologie de la région du mont Ventoux.Thèse Grenoble.

FERRY S. FLANDRIN J. (1979) Mégabrèches de resédimentation, lacune mécanique et pseudo hardgrounds sur la marge vocontienne au Barrémien et à l'Aptien inf.(SE de laFrance) Géologie alpine t 55 p75-92.

FOURNIER M. (1980) Le bassin de Nigar Carboneras ,cordillères bétiques Néotectonique, études des diaclases.Thèse 3ème cycle Paris VII

GIDON M. (1982) La reprise de failles anciennes par une tectonique compressive, samise en évidence et son role dans les chaines subalpines des Alpes Occidentales. Géologie alpine t 58 p53.

GEOSTOCK (1976) Synthèse géologique des travaux d'extension du sit de stockage de Géosel-Manosque, campagne de forages Manosque II. Rapport interne.

GIDON M. (1981) Les deéformations de la couverture des Alpes occidentales externes dans la région de Grenoble: leur rapports avec celles du socle.C.R.A.S. PARIS t292 sérieIIp1057;

GIDON M. PAIRIS JL. (1976) Le role des mouvements tectoniques éocènes dans la genèse des structures de l'extrémité NE du Dévoluy et dans celle du chevauchement de Dine Géologie alpine t 52 p 73-83

GIEU G. ROUSSET C. GOUVERNET C. (1971) Guides géologiques régionaux: Provence.Masson éditeur 229p.

GIGNOUX M. MORET L. (1930) Structure de l'anticlinal de Volx et des bassins oligocènes de Manosque et de Forcalquier; (Basses Alpes).Trav.Lab.Géol.Univ.GRENOBLE,tXV,Fasc2p1.

GASTAUD J. CAMPREDON R. FERAUD G. (1983) Réseaux filoniens du Bas-Languedoc:relations avec les paléocontraintes. B.S.G.F. France (7) XXV n°5 p 737-747.

GIGOT P. GUBLER Y. SCHLUND JM. (1977) Importance et conséquences d'un système de failles synsédimentaires dans le bassin continental oligocène de Manosque-Forcalquier. C.R.Som;S.G.F,fasc.1,p17-20.

GIGOT P. GRANDJACQUET C. HACCARD D. (1974) Evolution tectonosédimentaire du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. B.S.G.F.(7) t XVI n°2 p128-139.

GIGOT P. GUBLER Y. KANDEL JC. TRIAT JM. TRUC G. (1975) Alpes de Provence régions de Forcalquier,Manosque, Apt,Cavaillon, excursion N°2 IXème congrès int. Sédim.NICE

GOGUEL J. (1959) Une klippe de Crétacé inférieur dans l'Oligocène du bassin de Forcalquier.B.S.G.F. (7) t1 p594-597.

HORRENBERGER JC. (1980) Les structures anticlinales de Blégiers et des baus(La Javie,Alpes de Haute Provence) Evolution géométrique et cinématique d'une zone en décrochement chevauchement.Sci.Geol.Bull. 33 4 p163-171,Strasbourg.

JORDA M. (1982) La tectonique Plio-quaternaire des préalpes de Digne et ses prolongements récents.L'enseignement des hautes nappes alluviales.In Colloque "le Villafranchien méditerranéen" vol.2,Lille,P425 .

LANTEAUME M. GIGOT P. CAMPREDON R. (1982) Apport et limites de l'interprétation linéamentaire dans le domaine des Alpes occidentales méridionales.B.S.G.F. France (7)tXXIVn°1p49.

LEMOINE M. GIDON M. BARFETY JC. (1981) Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales: d'anciens blocs basculés au Lias lors du rifting téthysien.C.R.A.S.PARIS t 292 série IIp917;

LEMOINE M. (1972) Rythme et modalités des plissements superposés dans les chaines subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises.Géol.Rundschau 61/3,p 975.

BIUS JUSSIEU THÈSES PARIS

MATTAUER M. MERCIER JL. (1980) Microtectonique et grande tectonique Mém.h.sér.S.G.F. 10 p 141-161.

MENARD G. (1979) Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le SE de la France;essai d'utilisation des données géophysiques.Thèse 3èmecycle Grenoble.

MERCIER H. (1972) Notice de la feuille de Manosque 1/50 000,n°969.BRGM.

OLIVET JL. BONNIN J. BEUZART P. AUZENDE JM. (1982) Cinématique des plaques et paléogéographie:une revue.B.S.G.F. France (7) tXXIV n°5-6 p875.

ORSINI . COULON . COCOZZA . (1980) La dérive cénozoique de la Corse et de la Sardaigne. Géologie alpine t56 p169.

PATRIAT. SEGOUFIN. SCHLICH .GOSLIN .AUZENDE .BEUZART .BONNIN .OLIVET . (1982) Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie. B.S.G.F. France (7) XXIV n°2 p363.

PERTHUISOT V. GUILHAUMOU N. (1983) Les diapirs triasiques du domaine vocontien: phases diapiriques et hydrothermales en domaine périalpin.B.S.G.F.France(7)tXXVn°3p397;

PHILIP H. (1980) Tectonique récente et séismicité de la France, caractéristiques géodynamiques in: géologie de la France,26ème C.G.I.mémoire B.R.G.M. n°107,p 42-46.

PORTHAULT B. (1978) Paléogéographie et répartition des faciès au Cénomanien dans le bassin rhodano-vocontien; Géologie méditerranéenne tV n°1 p 173-182.

RICOU LE. (1981) Glissement senestre des nappes penniques le long de la bordure nord de l'Argentera: son role dans le jeu de l'arc alpin.C.R.A.S.PARIS t292 sérieIIp1305.

TAPPONNIER P. (1977) Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. B.S.G.F.France (7) tXIX n°3 p437-460;.

FACULTÉ des SCIENCES - PARIS Géologie Recherche BIBLIOTHÈQUE

VIALON P. (1976) L'arc alpin occidental:réorientation de structures primitivement EW.Geol.Helv. vol.69t2p509-519.

VILLEGER M. (1983) Une nouvelle interprétation de la montagne de Volx(Alpes de Haute Provence)C.R.A.S.PARISt297sérIIp363

ZADEH-KABIR H. (1983) Etude tectonique d'une partie du Languedoc septentrional entre Alès et Largentière(France) analyse de la fracturation par télédétection et par étude microtectonique.Thèse 3èmecycle ParisXIOrsay.

DEMARCQ G.(1970) étude stratigraphique du Miocène rhodanien; Mém B.R.G.M. n 61, 257p 56 fig 4 pl 1tabl.

CLAUZON G. (1979) Le canyon messinien de la Durance (Provence,France) une preuve paléogéographique du bassin profond de dessication. Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology, 29 , p 15-40.

ROUCHY JM et ORSZAG-SPERBER (1980) Les aspects géodynamiques du passage mio-pliocène en Méditerranée. Géologie Méditeerranéenne T VII n 1 (1980).

FLANDRIN J. (1966) Sur l'âge des principaux traits du Diois et des Baronnies . B.S.G.F.(7) VIII p376-386.

MERCIER, TAPPONNIER, ARMIJO, HAN TONGHIN, ZHOU JI (1982):Failles normales actives au Tibet: preuves de terrain. Acad. Sciences of China.

CARTES GEOLOGIQUES ET NOTICES:

1/80 000: LE BUIS, FORCALQUIER, ORANGE.
1/250 000: VALENCE, MARSEILLE.
1/50 000: REILLANNE, SAULT, CARPENTRAS, FORCALQUIER, MANOSQUE, PERTUIS, SALON DE PROVENCE, CAVAILLON, SEDERON.

PLAZIAT J.C. (1984) Thèse de doctorat d'état. Orsay.

Sciences de la Terre
BUPMC
CADIST