

Déformation hydroplastique et circulation de fluide dans un contexte compressif d'avant-chaîne (bassin nord-pyrénéen de Carcassonne, Aude-Hérault, France) *

*Hydroplastic deformation and fluid circulation
in a compressive foreland environment
(north pyrenean Carcassonne Basin, Aude-Hérault, France)*

Antonin GENNA ⁽¹⁾

Mots-clés : Tectonique synsédimentaire, Déformation hydroplastique, Dyke gréseux, Éocène sup., Bartonien, Réseau fracture, Compression tectonique, Orogénie pyrénéenne, Déformation, Bassin sédimentaire, Hydrodynamique, Aude, Hérault.

Résumé

La déformation hydroplastique et les circulations de fluides précoce dans les bassins sédimentaires ont jusqu'à l'heure actuelle été peu étudiées ou abordées séparément. Elles sont généralement observées en domaine marin et distensif.

Le bassin continental de Carcassonne présente de nombreux phénomènes de déformation précoce associées à des circulations de fluides, contemporains de la formation de la chaîne pyrénéenne au Bartonien. Ils sont particulièrement bien développés dans la bordure nord de ce bassin d'avant-chaîne, en Minervois, où nous les avons étudiés.

Après une présentation générale de la région, nous décrirons les phénomènes de déformations hydroplastiques au sens large. Ils affectent deux secteurs géographiques différents où ils s'expriment par des structures distinctes en fonction du contexte structural régional.

Le problème des circulations de fluides est étudié sous deux aspects différents : les circulations dans les niveaux à gypse et les circulations dans les grès lithifiés.

Une synthèse de ces phénomènes précoce met en évidence le cheminement général des fluides dans la bordure nord du bassin, affectée par une tectonique compressive.

Abstract

Hydroplastic deformation and early fluid circulation in sedimentary basins has, so far, been little studied or approached as a separate subject. It generally occurs in extensional marine environments.

The Carcassonne continental basin shows numerous deformation structures associated with fluid circulation contemporaneous with the formation of the Pyrenean mountain range during the Bartonian. They are particularly well developed at the northern edge of this foreland basin, where they have been studied at Minervois.

After a general introduction to the region, a broad description is given of the hydroplastic deformation structures. These occur in two different geographic areas where the distinct structures reflect the regional structural setting.

The problem of fluid circulation is approached from two different aspects : circulation in gypsum and circulation in lithified sandstone.

A synthesis of these early events shows the general path of the fluids through the northern edge of the basin in a compressive tectonic environment.

* Manuscrit reçu le 9 août 1990, accepté le 15 septembre 1990.

(1) BRGM, Service géologique national, Département Géologie, BP 6009 45060 Orléans Cedex.

Introduction

Cette note présente les principaux résultats acquis au cours des travaux de préparation d'une thèse d'université (Genna, 1989).

La déformation hydroplastique et les circulations de fluides précoce dans les bassins sédimentaires ont jusqu'à l'heure actuelle été peu étudiées ou abordées séparément. Elles sont généralement observées en domaine marin et distensif.

Nous montrons dans cette étude qui concerne un domaine continental et compressif que l'étude de ces phénomènes est importante pour la bonne compréhension de l'évolution géodynamique des bassins. Ce nouveau type d'observations comparées contribue également à l'approche de la cinématique des événements structuraux synsédimentaires et à la métallogénie des sites exogènes. Les phénomènes précoce de déformation sont particulièrement bien développés dans le bassin de Carcassonne (fig. 1), sous des formes originales. Les rapports avec les failles majeures de ce secteur semblent assez clairs.

En un premier temps, nous nous sommes attachés à connaître la diversité de l'expression de ces phénomènes sur tout le territoire considéré. Nous avons ensuite tenté de reconstituer les mécanismes élémentaires contribuant à l'élaboration des « formes » observées, et les relations entre les différents types de structures reconnues.

Cette démarche a été réalisée à l'échelle de l'affleurement, puis à l'échelle de la fermeture du bassin pour pouvoir accéder aux grands phénomènes de circulation de fluide et de déformation régionale qui sont à l'origine de nos observations à petite échelle.

Après une présentation générale de la région étudiée, nous exposerons les phénomènes de déformation hydroplastique (au sens large) dans les deux secteurs principaux de la région étudiée (le Minervois). Le problème des circulations de fluides est abordé sous deux aspects différents : les circulations dans les niveaux à gypse et les circulations dans les grès lithifiés. Une synthèse de ces deux aspects du phénomène met en évidence le cheminement général des fluides dans la bordure du bassin.

1. Contexte structural général

Le Minervois correspond à la partie la plus orientale du bassin éocène de Carcassonne (fig. 1 a et b) (Plaziat, 1984). Celui-ci correspond à un bassin molassique qui caractérise le versant nord de la chaîne des Pyrénées. Il s'agit d'un bassin d'avant-chaîne où les débris de la chaîne en surrection se sont accumulés. Il a enregistré les premières étapes de la tectonique pyrénéenne (Cochet, 1990). D'une façon générale, le long des Pyrénées la structure simple au nord, se complique progressivement vers le sud. Mais ici une complication supplémentaire apparaît ; les structures pyrénéennes qui sont de direction E-W tournent pour former la virgation du Languedoc. Elles deviennent NE-SW à N-S dans les Corbières et le chaînon de Saint-Chinian pour ne

retrouver la direction E-W que dans la région de Montpellier. Dans le Minervois, le bassin de Carcassonne vient donc s'arrêter contre la virgation du Languedoc. La figure 2 représente la partie nord du bassin où les séries éocènes marines et continentales sont transgressives sur un socle paléozoïque.

2. La déformation hydroplastique (au sens large)

1. Historique et intérêt de l'étude de la déformation hydroplastique

L'analyse de la déformation hydroplastique présente un intérêt croissant dans l'étude de la formation des bassins et leur évolution précoce. De nombreux travaux ont été récemment réalisés (Guiraud *et al.*, 1986, 1987 ; Beaudoin *et al.*, 1982, 1983, 1984 ; Bergerat 1987 ; Brodzikowski *et al.*, 1980, 1981, 1983, 1985, 1987 ; Petit *et al.*, 1987 ; Sims, 1975 ; Séguret *et al.*, 1984 ; Vallée, 1984 ; Lowe, 1975 ; Lowe *et al.*, 1974 ; Montenat, 1980).

Une synthèse importante a été publiée en 1987 par la Société Géologique de Londres : « Deformation of sediments and sedimentary Rocks » (Jones *et al.*, 1987). Cet ouvrage met en évidence le rôle des circulations de fluides, la séismicité, la diagenèse et le contexte structural au cours de ces phénomènes.

On sait que les déformations hydroplastiques ont été bien étudiées dans les séries sédimentaires marines au niveau des fosses océaniques (O.D.P. Leg 110, 1987 ; Olivier, 1986 ; Van Huene *et al.*, 1983 ; Westbrook *et al.*, 1983 ; Winslow, 1983). Ces travaux mettent en évidence des circulations de fluides importantes, qui remobilisent par dissolution de nombreux éléments chimiques, et provoquent la migration de gaz et d'hydrocarbures. On se rend compte que la déformation hydroplastique et les circulations de fluides sont intimement liées au cours de ces phénomènes.

De même, en Minervois, les structures liées à la déformation hydroplastique témoignent de l'activité séismique contemporaine du dépôt des séries continentales et des importantes circulations de fluides qui sont dues à la diagenèse et à la compaction du bassin de Carcassonne.

Il faut noter que ces déformations précoce ne présentent jamais un aspect lustré sur les plans de glissement (comme c'est souvent le cas par ailleurs) à cause de la pauvreté en minéraux argileux de la matrice des grès. Ceci a probablement longtemps contribué à leur non-identification.

La mesure systématique de leurs orientations permet des comparaisons avec les orientations des structures cassantes et la discussion des directions de contraintes au niveau régional. Ce type de déformation accompagne les failles les plus importantes de la région étudiée et en particulier, la flexure du Minervois, la faille Azillanet-Azille, les décrochements N-S de Félines. Les circulations de fluides associées aux déformations hydroplastiques peuvent être à l'origine de remobilisations de minéralisations uranifères qui ont donné les indices actuellement connus en Minervois.

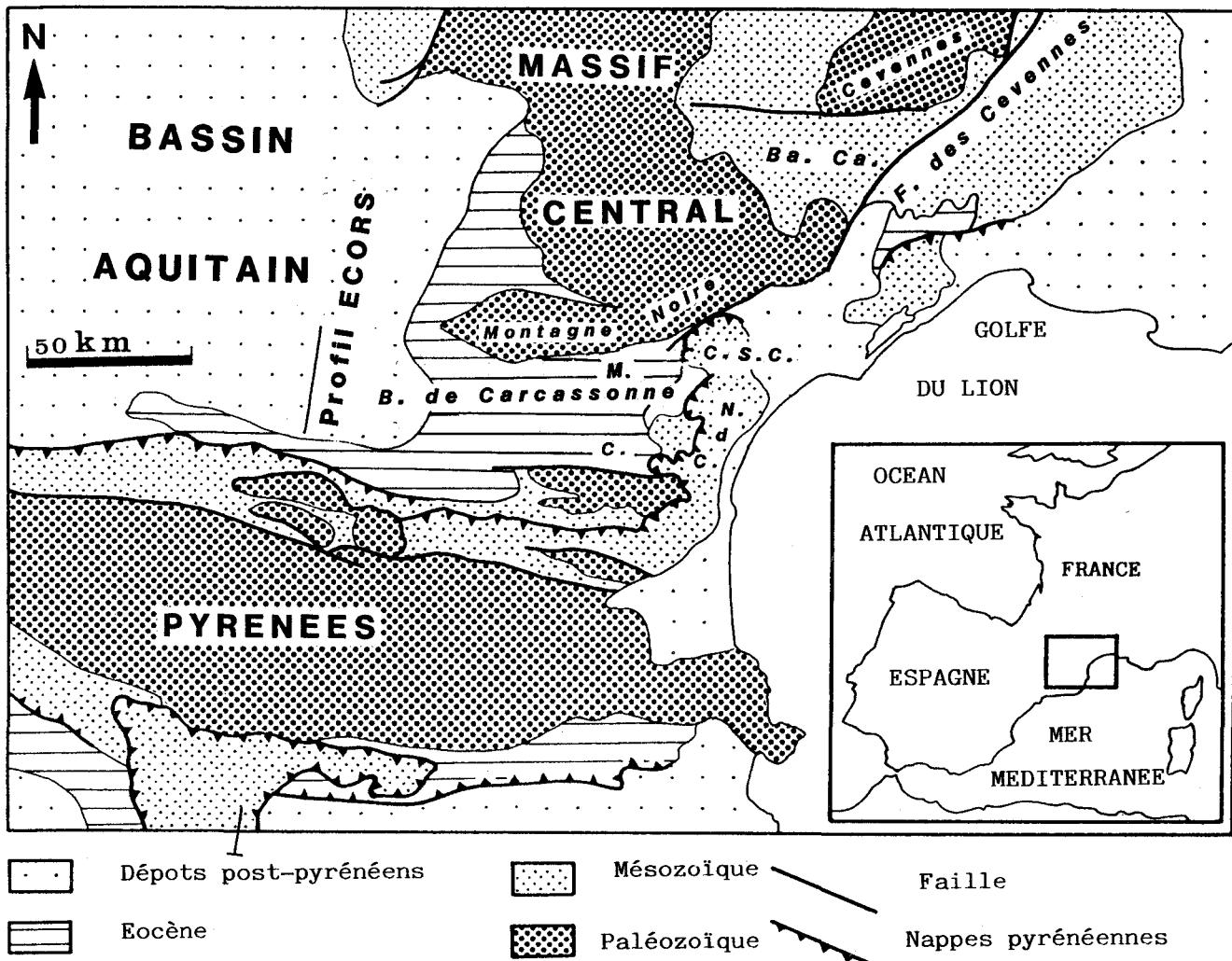


Fig. 1 a. - Situation générale de la région étudiée.
F. : Faille ; B. : Bassin ; M. : Minervois ; C. : Corbières ; Ba. Ca. : Bassin des Causses ; N. d C. : Nappe des Corbières.

Fig. 1 a. - General location of the study area.
F. : Fault ; B. : Basin ; M. : Minervois ; C. : Corbières ; Ba. Ca. : Causses basin ; N. d C. : Corbières nappe.

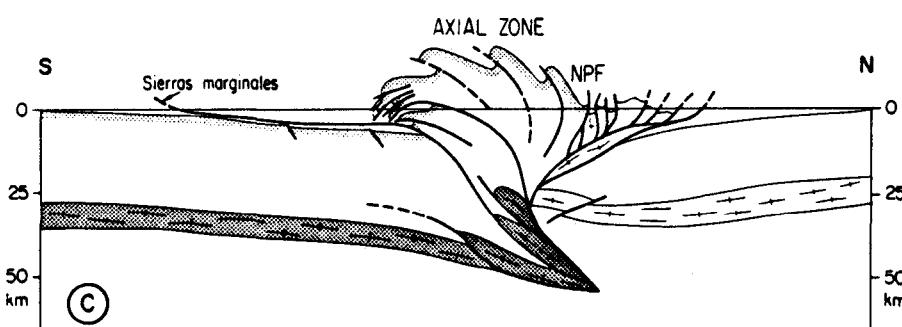


Fig. 1 b. - Coupe interprétative du profil ECORS (Pyrénées).
D'après Roure, Choukroune *et al.*, 1989.

Fig. 1 b. - Interpretative section along the Ecors profile (Pyrénées).
After Roure, Choukroune *et al.*, 1989.

Nous nous sommes donc proposés de décrire plus en détail les différentes formes de déformations hydroplastiques et d'en expliquer les relations et le fonctionnement à l'échelle de l'affleurement. Ceci nous a permis d'interpréter ces phénomènes à l'échelle du bassin de Carcassonne et de proposer un certain nombre de mécanismes sur la formation et l'évolution syndiagénétique de sa bordure nord. La figure 3 délimite la zone affectée par ces déformations (zone actuellement reconnue et non limitative).

Cette étude a été abordée dans deux secteurs géographiques distincts où les phénomènes de déformations précoce sont liés à des contextes structuraux différents. Le premier secteur est la région de la flexure du Minervois où ils sont liés à l'évolution synsédimentaire d'un décrochement dextre. Ce secteur a fait l'objet d'un compte rendu à l'Académie des Sciences (Genna, 1988). Le second est le monoclinal Félines-Siran où ils sont liés à des circulations d'eau dans les plans de stratification. Ce fluide provient du bassin qui se développe au sud de ce secteur.

2. Le secteur de la flexure du Minervois

1. Contexte sédimentaire et structural

Cette zone se situe sur une faille importante de direction N100, dans le versant nord du bassin de Carcassonne. Cette faille affecte le socle paléozoïque et fait partie d'un faisceau de ruptures tardihercyniennes. Le tracé en surface de cet accident est oblitéré par des biseaux sédimentaires et des déformations hydroplastiques. Elle n'apparaît que sous forme d'une grande flexure qui correspond à un plissement de la couverture sur le socle plus rigide constitué par le Paléozoïque et l'assise de calcaire à alvéolines qui sont ici solidaires (fig. 2). L'allure de la faille dans le socle est en partie visible à Laval (Siran 34) où l'érosion atteint actuellement les calcaires Ilerdiens au niveau de la faille.

La série continentale bartonienne est affectée par des biseaux sédimentaires (fig. 4 A) souvent liés à l'évolution de failles E-W, parallèles à la flexure et effondrant le compartiment sud. Ces failles sont parfois accompagnées d'injections de sables provenant de couches sous-jacentes et des figures d'échappement d'eau dans les assises gréseuses. La série lithologique est ici constituée d'assises argilo-marneuses à paléosols et de bancs de grès plus ou moins grossiers, à lamination entrecroisée et à bases ravinantes. Les niveaux argilo-marneux se sont compactés et lithifiés probablement plus rapidement que les assises gréseuses, ce qui leur donne un comportement tout à fait différent pendant la déformation.

2. Les différentes formes de déformation hydroplastique observées

1. Les failles hydroplastiques

Elles sont généralement de type décrochant ou

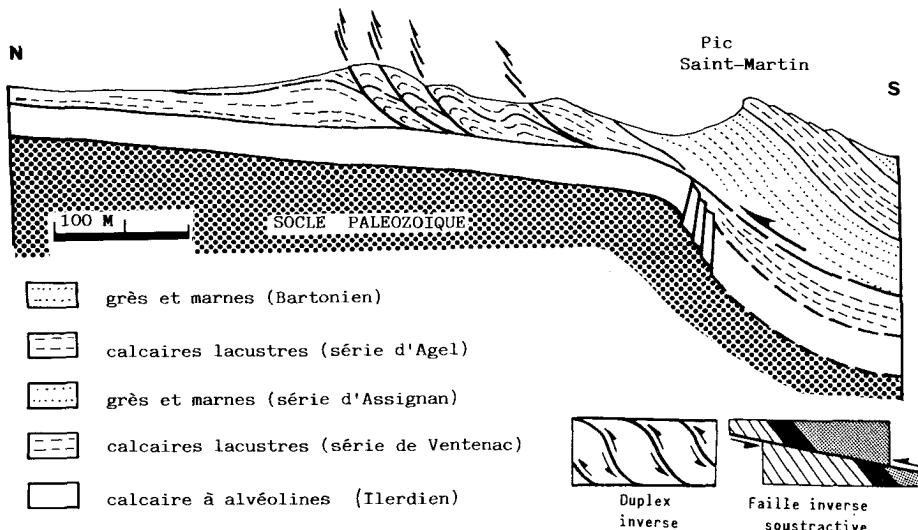


Fig. 2. - Section through the Eocene series north of Siran (highway D. 56). Revealing a reverse duplex and a subtractive reverse fault at the level of the Minervois Flexure.

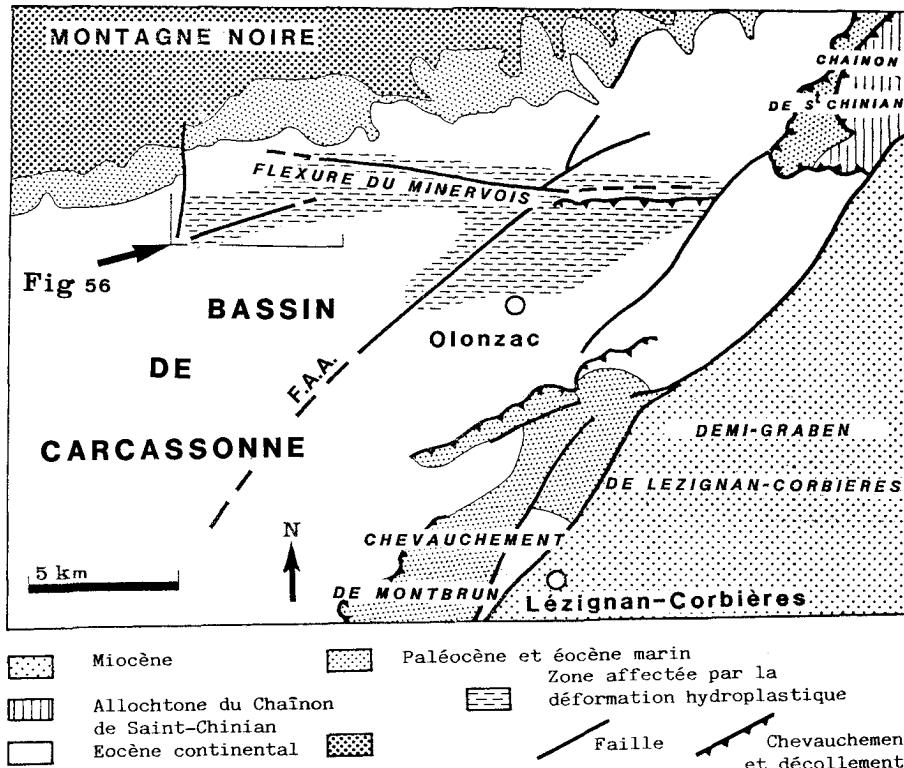


Fig. 3. - Distribution map of the area affected by hydroplastic deformation.
F.A.A. Faille Azillanet-Azille.

Fig. 3. - Distribution map of the area affected by hydroplastic deformation.
F.A.A. Azillanet-Azille fault.

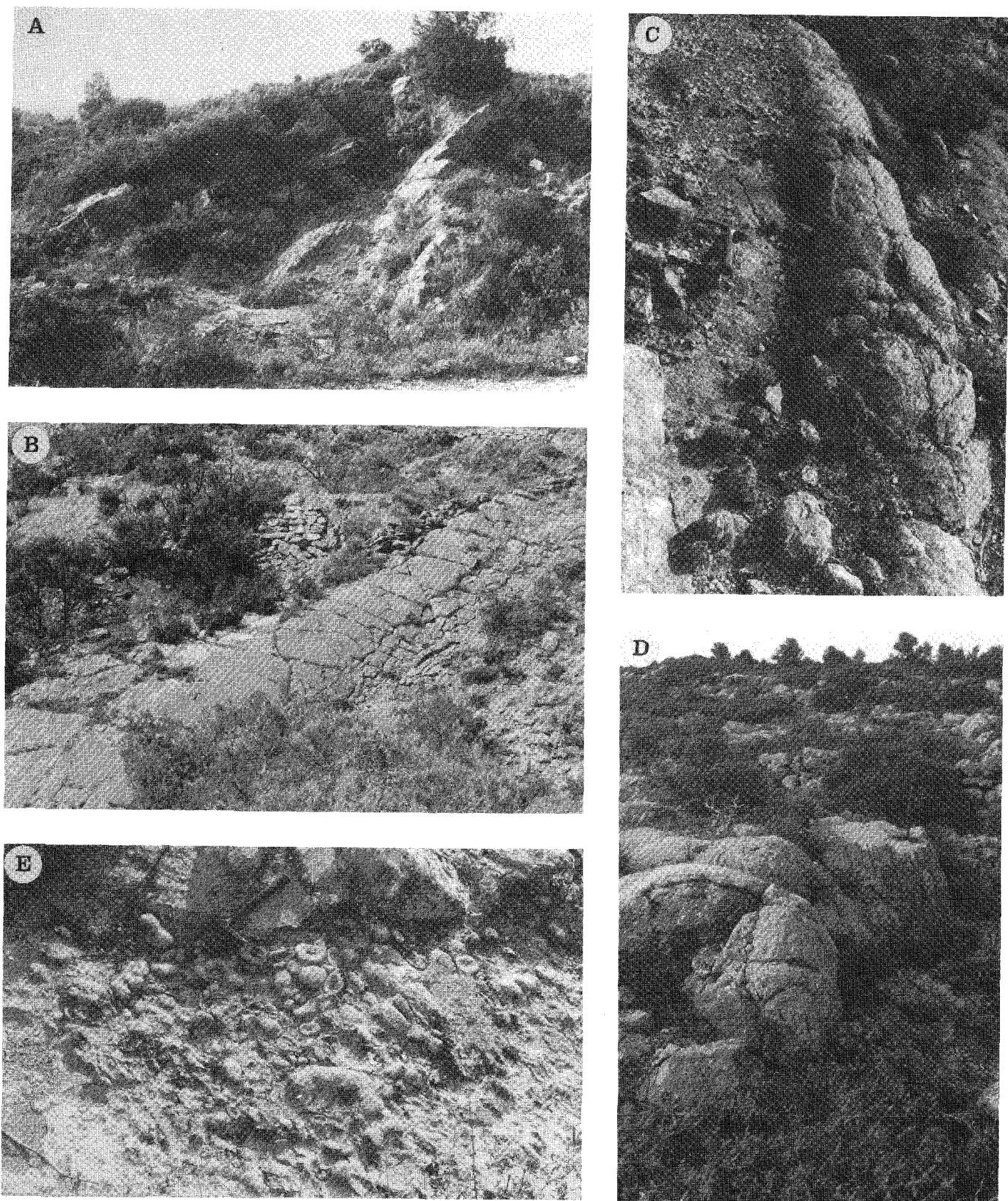


Fig. 4. - A : Biseau sédimentaire lié au fonctionnement d'une faille E-W (Azillanet Est). B : Pli hydroplastique d'axe N10 (sur la D. 10 au nord d'Azillanet). C.D.E : Formations stromatolithiques de l'affleurement du Mourrel Rouge (Cesseras).

Fig. 4. - A : Sedimentary wedge related to an E-W fault (East Azillanet). B : Hydroplastic fold striking N10 (on highway D.10 to the north of Azillanet). C.D.E. : Stromatolitic formations of the Mourrel Rouge outcrop (Cesseras).

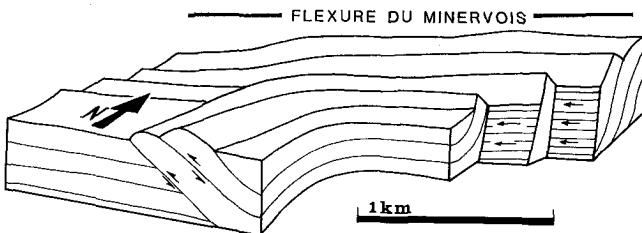


Fig. 5. - Bloc diagramme interprétatif de la Flexure du Minervois mettant en évidence le fonctionnement simultané des failles inverses et des décrochements hydroplastiques.

Fig. 5. - Interpretative block diagram of the Minervois Flexure showing simultaneous hydroplastic reverse and strike-slip faulting.

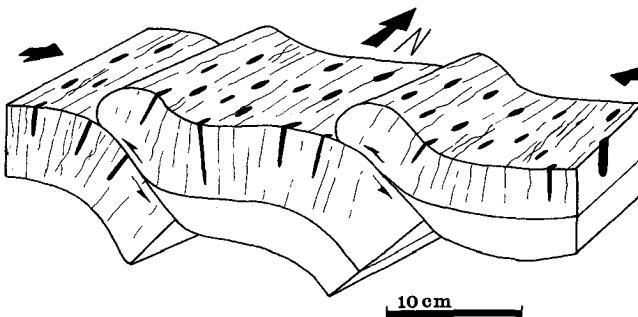


Fig. 6. - Association plis, failles, débit subvertical, trous de vers ovalisés, au cours de la déformation hydroplastique.

Fig. 6. - Association of folds, faults, subvertical joints, deformed oval-shaped worm holes, during hydroplastic deformation.

inverse. La présence de failles normales en cuillère à la base de blocs glissés et basculés sous l'effet de la gravité est probable.

Les décrochements sont généralement subvertiscaux et de direction N100 (fig. 5), parallèles à la flexure du Minervois. Leur présence est soulignée par des biseaux sédimentaires et des plongements brusques vers le sud de bancs de grès ou marno-gréseux. Ces basculements témoignent d'un abaissement important du compartiment sud de la faille. Ces décrochements sont soulignés par d'importantes figures d'échappement d'eau.

Les failles inverses sont généralement associées à des plis (fig. 6). On en observe de deux dimensions différentes. Les premières, d'ordre métrique se rencontrent dans des secteurs très perturbés, et associées aux filons de grès et aux plis. Les secondes, plus grandes, d'ordre hectométrique (voir fig. 5) se développent au-dessous et au front des zones très perturbées que nous venons de citer. Elles se transforment souvent en rampe latérale contre la flexure du Minervois.

Au sud de la flexure du Minervois, près du ruisseau Saint-Michel, on rencontre une faille E-W, probablement subvertiscale et décrochante dextre. Elle développe dans son compartiment nord une série de failles hydroplastiques de direction N10-N20 (fig. 7) à pendage W et associées à des plis mous. Nous constatons que (fig. 8) dans l'ensemble, lorsque l'on observe le compartiment sud des failles subvertiscales décrochantes dextres on

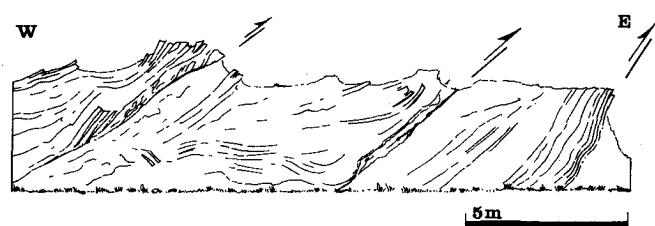


Fig. 7. - Failles inverses hydroplastiques affectant le compartiment nord du décrochement de Saint-Michel.

Fig. 7. - Hydroplastic reverse faults on the northern side of the Saint-Michel strike-slip fault.

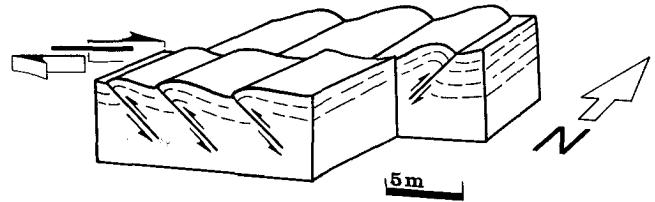


Fig. 8. - Bloc diagramme interprétatif montrant le développement de failles inverses secondaires à pendages opposés de part et d'autre d'un décrochement principal dextre.

Fig. 8. - Interpretative block diagram showing the development of secondary reverse faults with opposing dips to either side of a main dextral strike-slip fault.

rencontre des failles inverses à pendage est ; tandis que dans le compartiment nord de ces mêmes failles, le pendage des failles inverses est à l'ouest.

2. Les plis hydroplastiques

Nous regroupons sous le terme « pli » le résultat de divers processus de plissement affectant des lithologies très variées, allant de niveaux marneux compactés et déshydratés à des sables grossiers encore gorgés d'eau au moment de leur déformation. Les plissements sont généralement liés à des failles et à des phénomènes d'échappement d'eau.

D'amplitude décimétrique à plurimétrique, ils sont disharmoniques dans les niveaux silteux et argilo-pélitiques ; dans les grès fins et pélites, ils sont d'amplitude centimétrique à métrique, plus isopaques que les précédents. Ils se forment par déformation continue hétérogène des sédiments mous.

La trop grande variété des formes observées ne nous permet pas d'établir une classification cohérente. La description de certains exemples précis peut permettre une visualisation générale du phénomène (fig. 4 B, 6, 9, 10).

Des mesures systématiques des axes de plis ont été réalisées (voir paragraphe « relations avec la tectonique régionale »). L'effet de ce plissement semble également affecter l'interface eau-sédiment et créer un certain

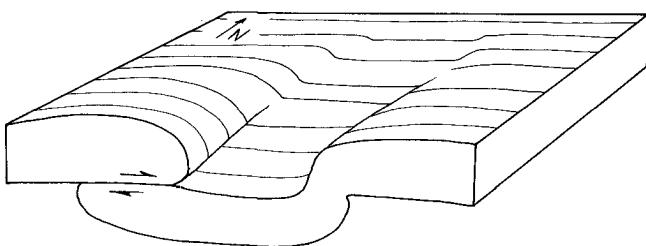


Fig. 9. - Aspect général des plis dans les niveaux grésomarneux. Amortissement et évolution possible vers des failles hydroplastiques.

Fig. 9. - General appearance of folds in the sandy-marly series. Dampening and possible development of hydroplastic faults.

nombre de rides qui se sont conservées grâce à une colonisation rapide par des algues qui sont à l'origine de constructions stromatolithiques importantes (fig. 4 C, D, E, 11). Les rides colonisées sont particulièrement bien visibles sur l'affleurement du Mourrel Rouge à Cesseras où l'on observe apparemment deux types de constructions ; des formes encroûtantes sur l'ensemble de la ride et des formes en larges colonnes sur le bord externe. La direction de ces rides ($\pm N20$) est globalement parallèle à la direction des axes de plis hydroplastiques.

3. Le débit subvertical

On ne le rencontre que dans les niveaux argilo-silteux. Il traduit un aplatissement général de la matière, souligné par l'ovalisation des trous de vers (fig. 6 et 12 A) qui sont abondants dans ce faciès. Le grand axe de leur section est parallèle au débit vertical qui se trouve donc en position de schistosité. Il se présente sous forme de plans onduleux et anastomosés, séparant des corps élémentaires. Il correspond plutôt ici à un échappement d'eau orienté, pendant la compression du sédiment.

Dans les Corbières, il est décrit par D. Cluzel (1977) et S. Bogdanoff *et al.* (1981) de manière identique et il est également considéré comme très précoce.

Ce débit devient parfois très intense sur des bandes de quelques mètres de large et de direction N10-N30 où la stratification est souvent plissée. Ce phénomène correspond probablement à la présence d'une faille sous-jacente (fig. 12 B et C).

Sur tous les affleurements observés, axes de plis, débit subvertical et grand axe des trous de vers déformés ont la même direction (fig. 6).

4. Les bandes de cisaillements

Leur étude présente un intérêt important pour nous car elles affectent parfois des bancs de grès déjà en partie déshydratés et dont le comportement est à la limite entre la déformation cassante et la déformation hydroplastique (fig. 13 et 14). Centimétriques à décimétriques, les bandes de cisaillements sont visibles uniquement dans les bancs de grès fins à laminations bien exprimées. Elles déforment les lamination de manière sigmoïde en faille inverse, plus rarement en faille normale. L'observation en lame mince montre que la

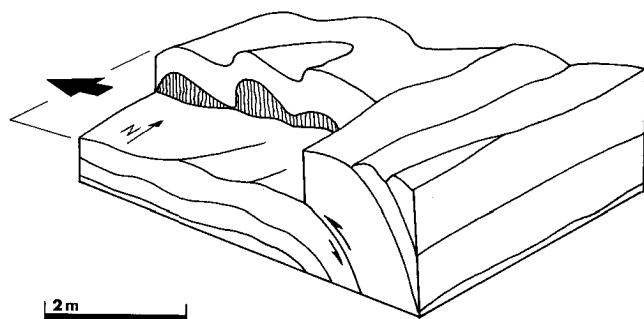


Fig. 10. - Relations entre plis hydroplastiques, niveau de décollement et débit subvertical dans des niveaux argilo-gréseux. (Affleurement au nord-ouest de Cesseras).

Fig. 10. - Relationships between hydroplastic folds, decollement level and subvertical joints in clayey-sandy beds (outcrop northwest of Cesseras).

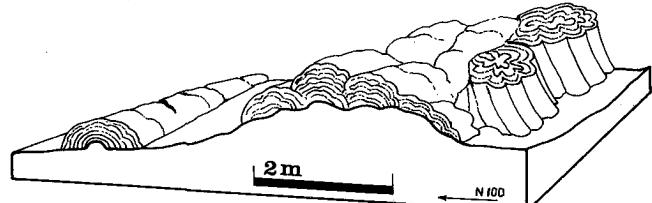


Fig. 11. - Ride d'axe N20 colonisée par des concrétions stromatolithiques (affleurement du Mourrel Rouge à Cesseras).

Fig. 11. - Ripple striking N20 colonised by stromatolitic concretions (Mourrel Rouge outcrop at Cesseras).

déformation s'y effectue par des glissements grain à grain. A cette même échelle (fig. 15), on observe des pics stylolitiques dont l'orientation générale est subhorizontale. Ce phénomène nous montre que les grès concernés par cette déformation ont subi un état de contrainte avec un σ_1 subhorizontal pendant une durée suffisamment longue pour pouvoir créer des pics stylolitiques par dissolution. Il ne s'agit donc pas ici uniquement d'une déformation instantanée liée à une secousse sismique.

Sur certains affleurements (fig. 14) des fentes à calcite apparaissent dans les lamination plus carbonatées, montrant que ces niveaux étaient plus compétents que les niveaux sableux encore non indurés. Les lamination quartzeuses se déforment sans se fracturer. On retrouve ainsi le même rapport lithification/déformation que ceux mis en évidence par P. Labaume (1987) dans les Alpes (Nappe de l'Autapie). Ces mêmes relations s'observent à grande échelle en Minervois où des plis hydroplastiques à début de comportement cassant sont injectés par des sables gorgés d'eau à comportement très fluide.

Les échantillons étudiés sont généralement non orientés (fig. 13 et 14) car désolidarisés de leur affleurement. Toutefois les quelques exemples observés à l'affleurement (fig. 12 F) montrent un sens de déversement au nord-ouest. Généralement à pendage faible ou subhorizontales, les bandes de cisaillements sont souvent associées à des plis hydroplastiques.

5. Les dykes de grès

On les rencontre tout le long de la flexure du Minervois, au front de la Serre d'Oupia et dans le massif

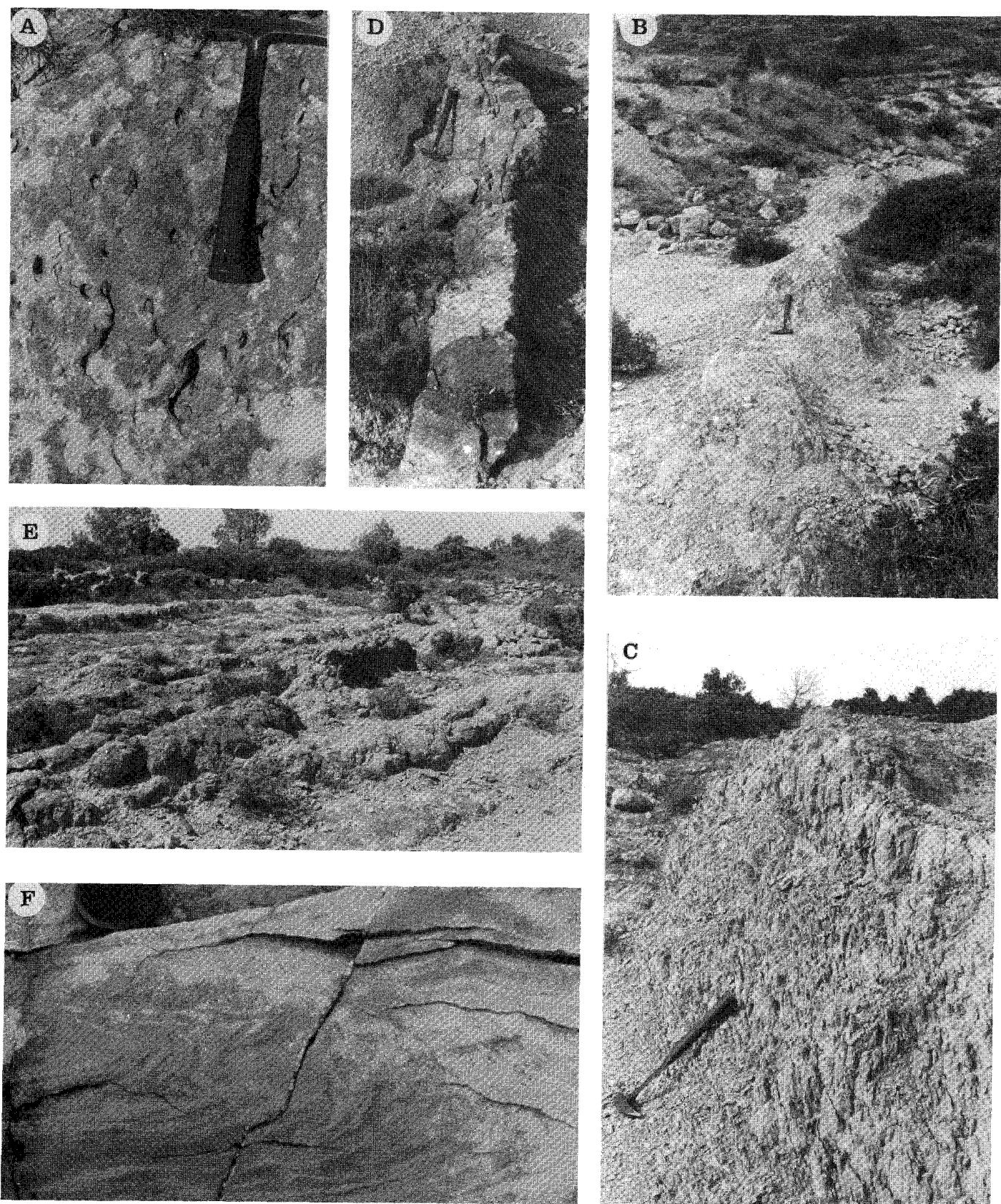


Fig. 12. - A : Trous de vers ovalisés selon la direction N20 (Azillanet). B : Débit subvertical N20 (Courbissac-Cesseras). C : Débit subvertical N10 (Mourrel Rouge-Cesseras). D : Dyke de grès (forme enracinée), Mourrel Rouge secteur 1. E : Dyke de grès (forme boudinée), Mourrel Rouge secteur 3. F : Microcisaillements déversés à l'ouest (affleurement d'Olonzac).

Fig. 12. - A : Deformed oval-shaped worm holes elongate along a N20 direction (Azillanet). B : Subvertical joints striking N20 (Courbissac-Cesseras). C : Subvertical joints striking N10 (Mourrel Rouge-Cesseras). D : Sandstone dyke (rooted form) Mourrel Rouge area 1. E : Sandstone dyke (boudin form) Mourrel Rouge area 3. F : Microshears overturned to the west (Olonzac outcrop).



Fig. 13. - Bandes de cisaillements.
(Affleurement Cesseras NE - Point 173).

Fig. 13. - Shear bands (Cesseras NE.
outcrop - Point 173).

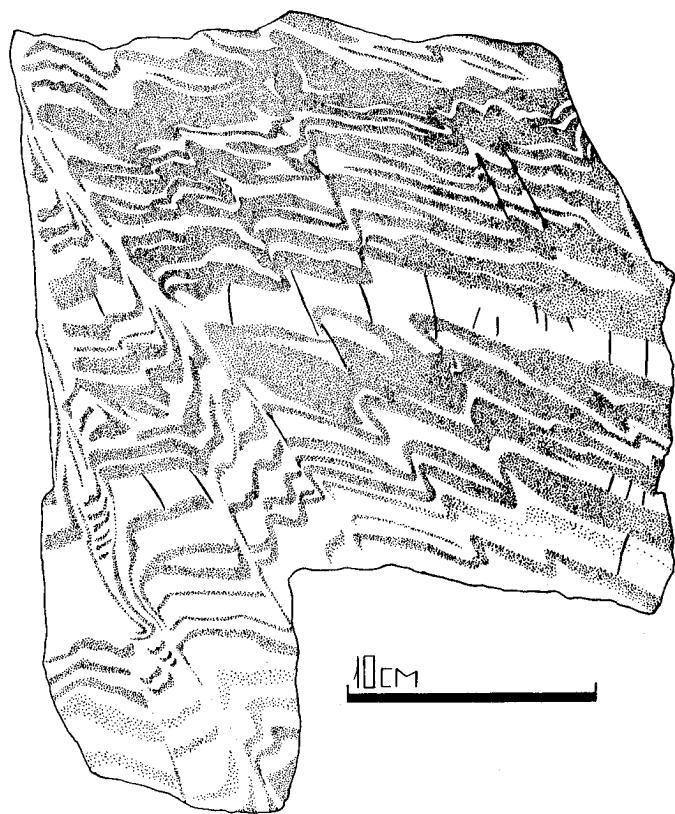


Fig. 14. - Bandes de cisaillements ; des fentes à calcite (en noir) affectent les lamination carbonatées (en blanc) ; en gris : lamination riches en quartz. (Affleurement Cesseras NE - Point 173).

Fig. 14. - Shear bands : calcite veins (black) in carbonate laminae (white) ; grey : quartz rich laminae (Cesseras NE.
outcrop - Point 173).

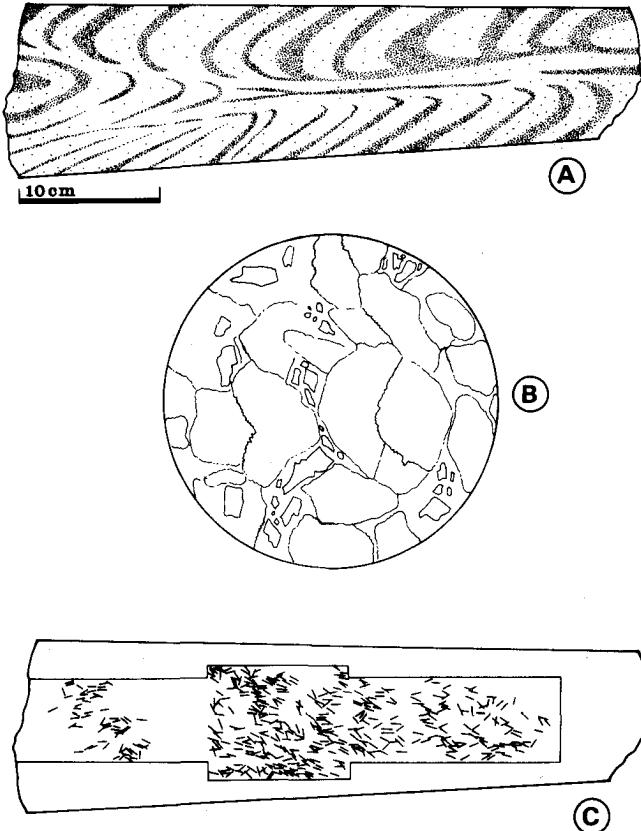


Fig. 15. - A : Bande de cisaillement subhorizontale dans un grès à lamination riches en grains de quartz (en gris) et lamination carbonatées (en blanc). B : Vue en lame mince de A dans une lamination carbonatée. La périphérie des granules carbonatés est dentelée par des pics stylolithiques rougeâtres. C : Relevé de l'orientation de quelques pics stylolithiques de l'échantillon A et mise en évidence d'un flux d'orientation subhorizontale.

Fig. 15. - A : Subhorizontal shear band in sandstone with quartz-rich (grey) and carbonate (white) laminae. B : Thin section view of a carbonate lamina in A. The edges of the carbonate grains are jagged. C : Plot of the direction of a few stylolitic peaks in sample A showing evidence of a subhorizontal flow.

de la Ramière. Larges de quelques millimètres à un mètre environ, ils sont constitués de grès fins à très grossiers. Ils sont parfois bioturbés. Ce phénomène est donc synsédimentaire, près de l'interface eau-sédiment.

Nous les avons étudiés à partir de l'affleurement le plus important, celui du Mourrel Rouge entre Cesseras et Azillanet (fig. 12 D et E). Les conditions d'affleurement sont très bonnes malgré le manque de coupes importantes.

Une cartographie sur les trois zones principales de l'affleurement (fig. 16, 17, 18) nous permet de constater que ces filons s'orientent selon trois directions principales : NE-SW pour le secteur 1, E-W pour le secteur 2, N-S pour le secteur 3. Dans l'ensemble, ils sont parallèles ou perpendiculaires à la direction des plis et des failles.

Ces dykes (fig. 19) ont des formes diapiriques ou des formes en boudins, peu ou pas enracinés. D'autres, à bords parallèles sont toujours bien enracinés, d'autres enfin s'injectent dans des failles.

Ces différentes formes de dykes correspondent à des modes de mise en place différents et nous avons tenté d'établir un modèle de formation (fig. 20) qui tient compte de leur forme, leur orientation par rapport aux structures voisines (plis et failles hydroplastiques) et leur enracinement probable.

6. Les figures d'échappement d'eau

Dans le secteur de la flexure du Minervois, elles s'alignent sur des zones de fractures et sont associées à des perturbations importantes de la stratification.

L'affleurement d'Azillanet Est (sur la D. 117) en est un bon exemple. Il se situe sur une faille E-W, en avant du décollement frontal du Massif de la Ramière et à l'extrémité nord-est du faisceau de failles Azillanet-Azille. Les biseaux synsédimentaires, souvent liés au fonctionnement des failles sont nombreux à son voisinage (fig. 4 A).

On observe tout d'abord un rebroussement linéaire de la stratification où les trous de vers qui étaient verticaux à l'origine se retrouvent dans une position horizontale. Cette structure se prolonge à l'ouest par des « perforations » alignées dans un banc de grès où du sable provenant des niveaux inférieurs s'est injecté vers le haut à travers des bancs plus indurés. Des cannelures (fig. 21 B) verticales peuvent s'observer et indiquent la direction du courant qui est à l'origine de ces déformations.

Plus à l'est, dans le prolongement de cette même faille, on observe des laminations verticales dans un banc de grès globalement horizontal. Ces laminations peuvent correspondre à une réorganisation verticale du sédiment meuble sous l'effet du courant. De part et d'autre, on observe une zone intermédiaire de déformation avec des microciseautements et des figures d'échappement d'eau secondaires (fig. 21 A). D'autres figures d'échappement d'eau présentent des anneaux concentriques à leur centre qui montrent l'aspect cylindrique de la zone empruntée par l'eau dans le sédiment (fig. 22).

Il faut noter ici que ces structures se situent stratigraphiquement à quelques dizaines de mètres au-dessus des niveaux à gypse d'Azillanet qui ont fonctionné en

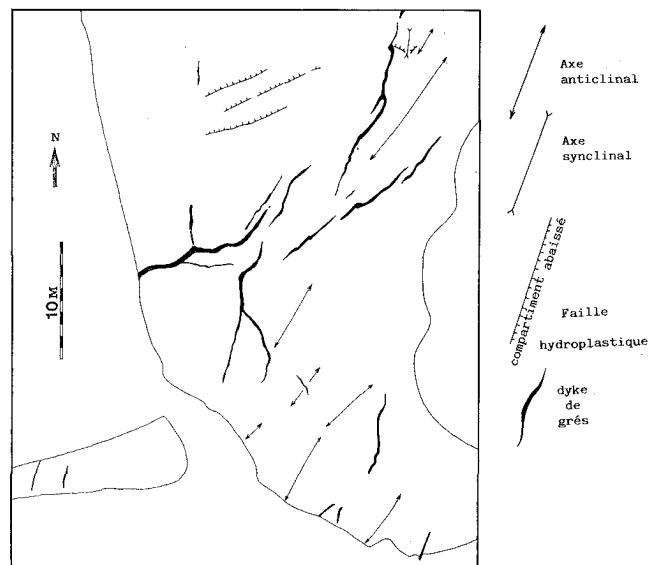


Fig. 16. - Levé cartographique des dykes de grès du Mourrel Rouge (secteur 1). (Cesseras).

Fig. 16. - Map of the Mourrel Rouge sandstone dykes (area 1). (Cesseras).

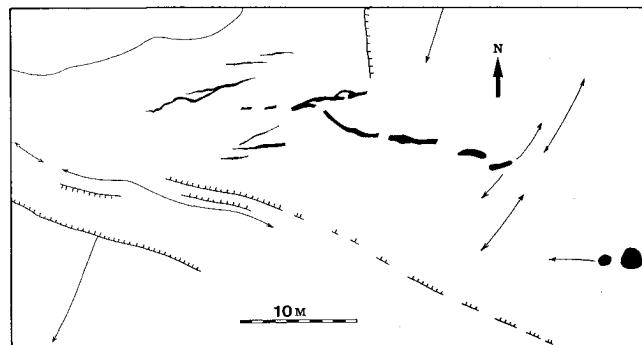


Fig. 17. - Levé cartographique des dykes de grès du Mourrel Rouge (secteur 2). (Cesseras).

Fig. 17. - Map of the Mourrel Rouge sandstone dykes (area 2). (Cesseras).

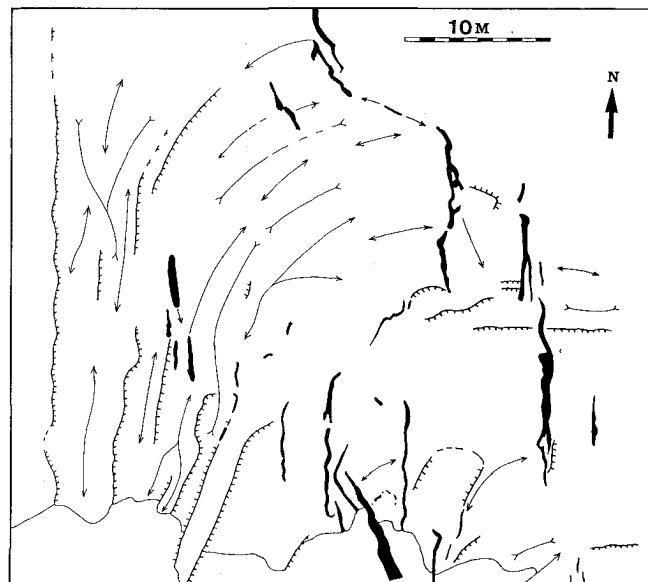


Fig. 18. - Levé cartographique des dykes de grès du Mourrel Rouge (secteur 3). (Cesseras). (Même légende que figure 16).

Fig. 18. - Map of the Mourrel Rouge sandstone dykes (area 3). (Cesseras). (Same legend as Figure 16).

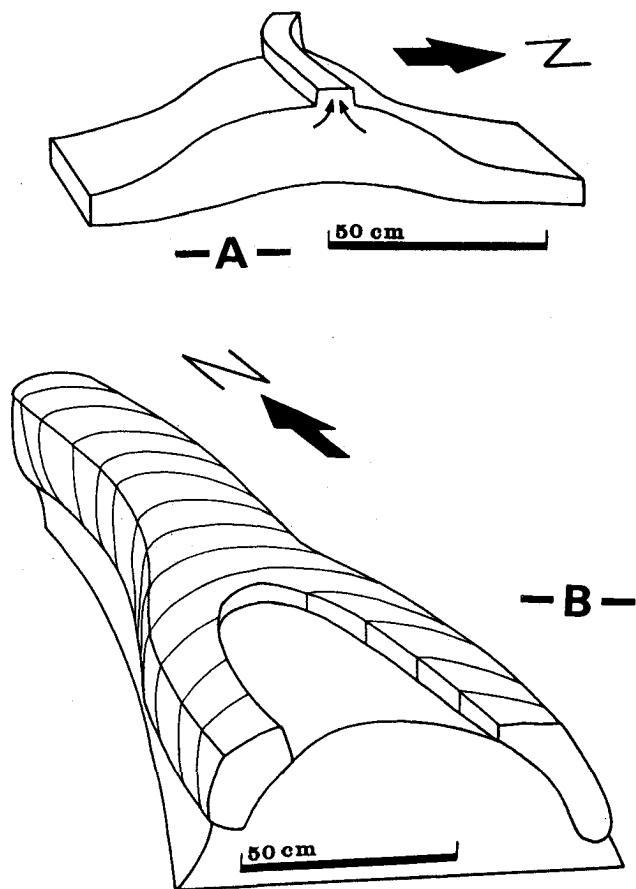


Fig. 19. - Différents types de dykes de grès. A : Forme enracinée. B : Forme en boudin et évolution latérale.

Fig. 19. - *Different types of sandstone dyke. A : Rooted form. B : Boudin form and lateral development.*

décollement potentiel pendant la phase pyrénéenne de déformation, sous l'effet de fortes pressions de fluides (voir chapitre circulations de fluides).

3. Relations avec la tectonique régionale

Des mesures systématiques des axes de plis hydroplastiques, du grand axe de la section des trous de vers ovalisés et du débit subvertical ont été réalisées sur l'ensemble de la zone étudiée (fig. 23 et 24).

Une synthèse de ces structures a été réalisée et a fait l'objet d'un compte rendu à l'Académie des Sciences (Genna, 1988). Nous en rappelons ici les conclusions.

Ces déformations affectent le flanc sud de la flexure du Minervois. Les plis hydroplastiques ont des plans axiaux qui varient de N-S à N50 (fig. 23). La cartographie de la direction du débit vertical (fig. 24) montre une variation continue de N-S à N65 au contact de la flexure du Minervois. Le plan d'aplatissement des trous de vers ainsi que le débit subvertical parallèle aux plans axiaux des plis nous donnent une direction de raccourcissement N110 près de la flexure (fig. 24). Cette direction est perpendiculaire à la direction des filons

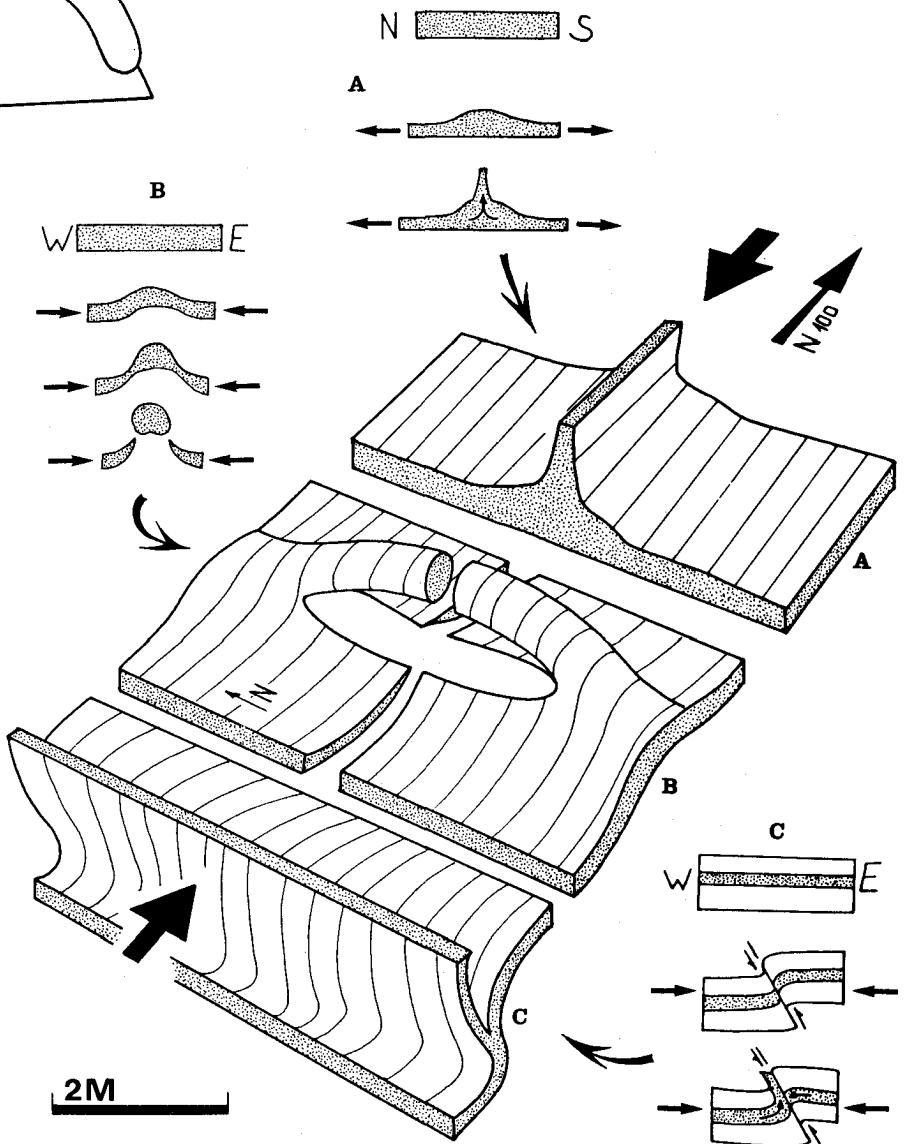


Fig. 20. - Proposition d'un modèle de formation des dykes de grès : A : Dykes E-W en position de fentes de tension et mécanisme de formation. B : Formes boudinées et diapiriques ; mécanisme de formation. C : Injections gréseuses dans des failles hydroplastiques ; mécanisme de formation.

Fig. 20. - *Proposed model for the formation of the sandstone dykes ; A : E-W dykes over tension cracks and mode of formation. B : Boudin and diapir dykes ; mode of formation. C : Sandstone injection in hydroplastic faults : mode of formation.*

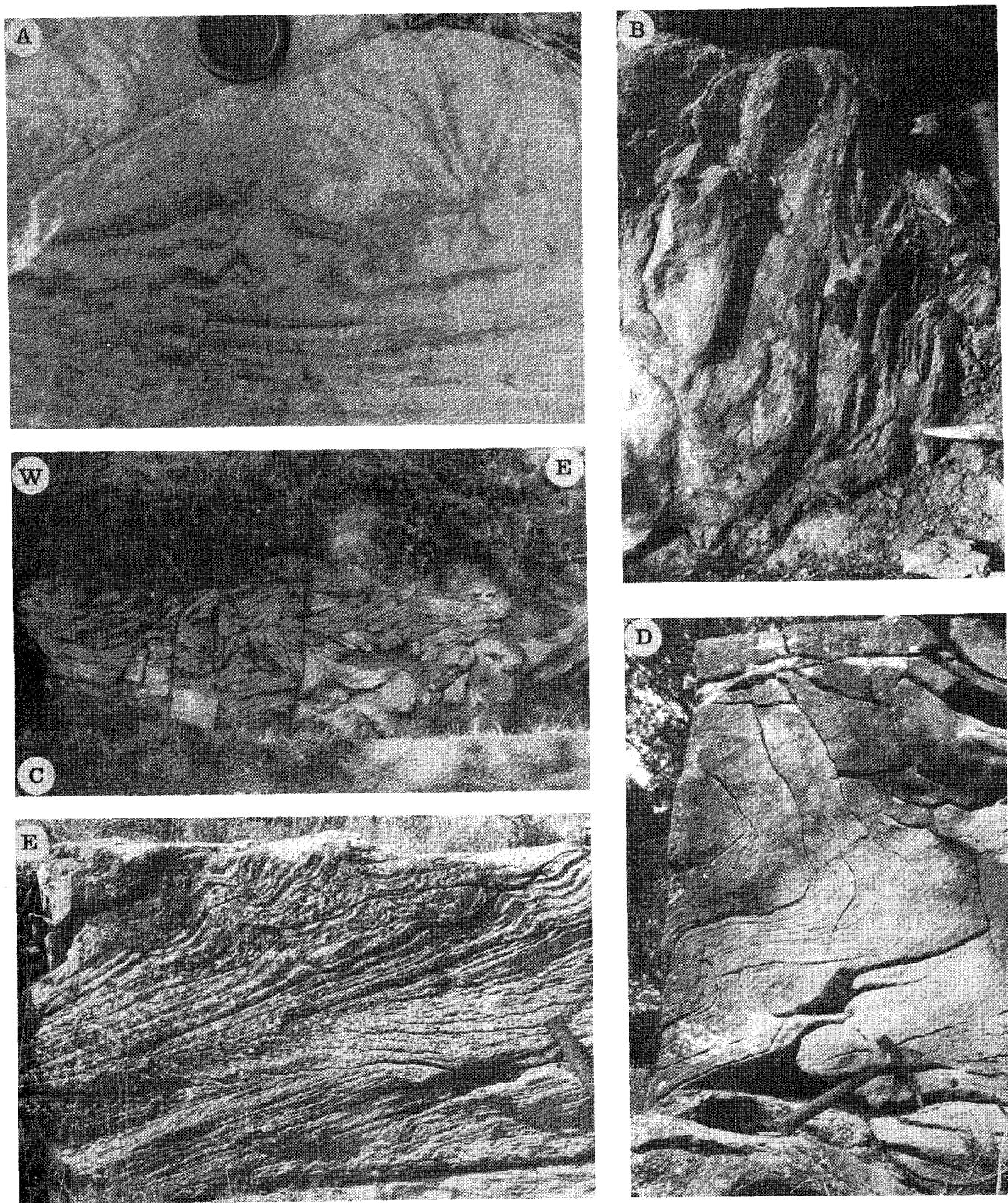


Fig. 21. - A : Déformation hydroplastique et figures d'échappement d'eau secondaires autour d'une figure d'échappement d'eau majeure (Azillanet-Est). B : Cannelures subverticales affectant le bord d'une figure d'échappement d'eau majeure (Azillanet-Est). C : Plis hydroplastiques de direction N10, déversés à l'ouest (D. 52, Tuileries d'Affiac). D : Plis en genou (Siran nord). E : Plissement et échappement d'eau affectant le sommet d'une assise gréseuse (La Livinière nord).

Fig. 21. - A : Hydroplastic deformation and secondary water escape structures around a primary water escape structure (East Azillanet). B : Subvertical flutes at the edge of a primary water escape structure (East Azillanet). C : Hydroplastic folds striking N100, overturned to the west (highway D. 52, Tuileries d'Affiac). D : Knee folds (North Siran). E : Folding and water escape affecting the top of a sandy bed (North La Livinière).

Fig. 22. - Reconstitution synthétique d'une figure d'échappement d'eau avec cannelures et réorganisation verticale du sédiment (affleurement Azillanet Est).

Fig. 22. - Synthetic reconstruction of a water escape structure with flutes and vertical sediment reorganisation (East Azillanet outcrop).

Fig. 23. - Histogrammes des directions de : a, grand axe de la section des trous de vers ovalisés. b, trace du débit vertical. c, axes des plis hydroplastiques.

Fig. 23. - Histogram of strikes : a, long axis of the deformed oval-shaped worm-hole sections. b, plot of the vertical jointing. c, axes of the hydroplastic folds.

Fig. 24. - a, direction du débit vertical de la zone étudiée. b, direction de raccourcissement correspondant aux mesures de la figure 24 a. 1, direction de raccourcissement. 2, décrochements. 3, failles inverses. 4, direction du débit vertical. 5, axe anticlinal. 6, axe synclinal. 7, banc de grès. 8, série anté-bartonienne.

Fig. 24. - a, strike of vertical jointing in the area studied. b, direction of shortening corresponding to the measurements of Figure 24 a. 1, direction of shortening. 2, strike-slip faults. 3, reverse faults. 4, strike of vertical jointing. 5, anticlinal axis. 6, synclinal axis. 7, sandstone bed. 8, pre-Bartonian series.

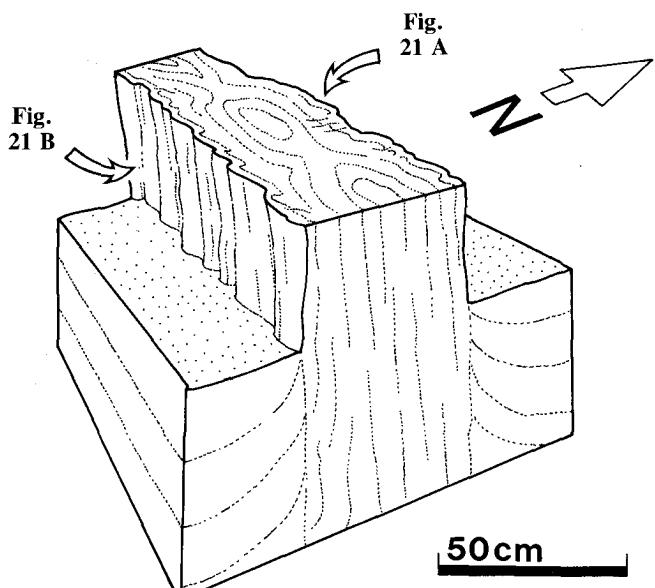


Fig. 22

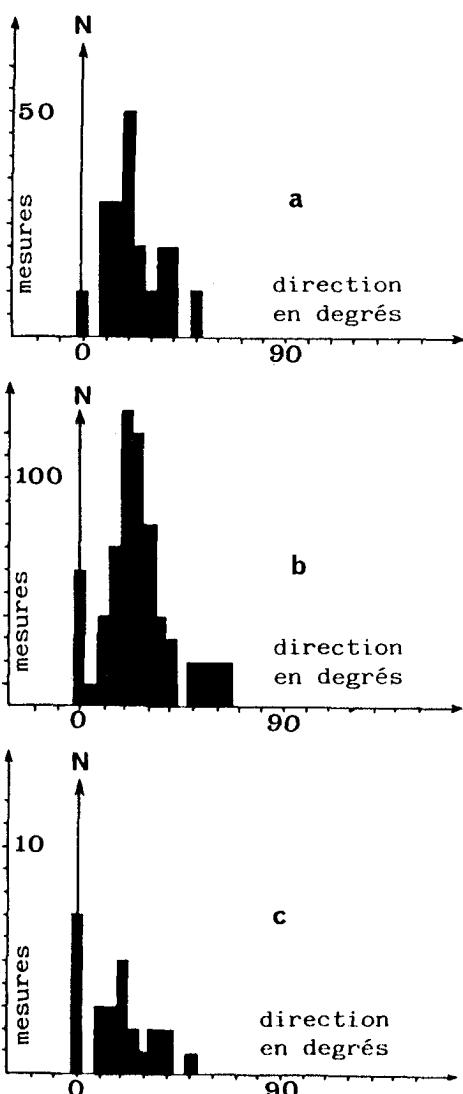


Fig. 23

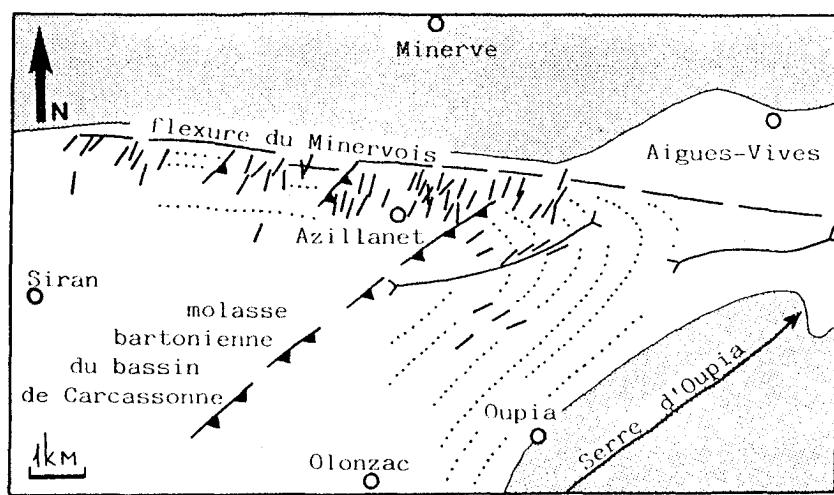


Fig. 24 a

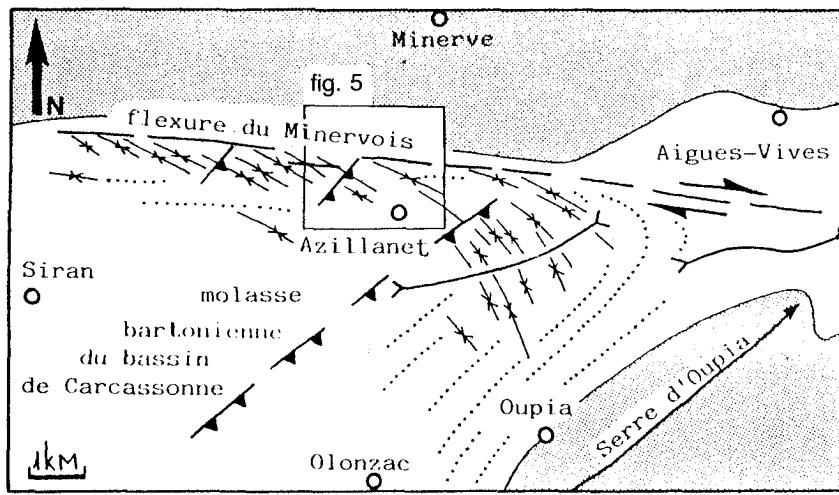
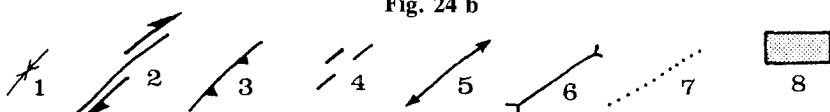


Fig. 24 b



diapiriques non enracinés et parallèle aux filons bien enracinés en position de fentes de tension. Elle est aussi perpendiculaire à l'axe des plis. Cette direction ne peut pas correspondre à la direction de la paléopente vers le sud déterminée par le déversement des figures de liquéfaction. Les structures décrites correspondent donc à une déformation qui varie de synsédimentaire (à l'interface eau-sédiment) jusqu'à syndiagénétique sous une couverture plus ou moins importante. Elles semblent donc liées aux stades précoce de la tectonique pyrénéenne. Au cours de cette première déformation la flexure du Minervois joue en décrochement dextre et fonctionne en rampe latérale (fig. 5).

3. Le secteur du monoclinal Siran Félines-Minervois

1. Contexte sédimentaire et structural

Mis à part un faisceau probable de failles ENE-WSW au sud de la zone étudiée où se situent les plus grandes structures liées à l'échappement d'eau (voir fig. 30), cette région ne présente pas de failles importantes. Elle se présente comme un grand monoclinal à pendage sud sur le versant nord du bassin de Carcassonne.

Dans la partie ouest de ce secteur, la série lithologique classique du Minervois (fig. 2) subit une importante variation (fig. 25) par l'intercalation de bancs de grès dans les assises de calcaires lacustres ; l'assise supérieure des calcaires lacustres (série d'Agel) disparaît totalement à l'ouest des failles de Félines.

La zone affectée par la déformation hydroplastique se situe au moins en grande partie au-dessus des niveaux à gypse qui fonctionnent en décollements potentiels pendant la phase pyrénéenne de déformation.

2. Description des différentes formes de déformation hydroplastique observées

Ces déformations affectent les bancs de grès sur toute leur épaisseur ou en partie seulement. Lorsqu'elles

sont partiellement déformés, c'est généralement le sommet du banc qui est affecté (fig. 21 E).

Nous considérons comme structures d'échappement d'eau majeures, de grandes structures isolées ; nous appelons figures d'échappement d'eau mineures les coupelles et systèmes en gouttières qui sont de plus petite taille et jamais isolées. La circulation du fluide s'effectue ici entre les structures que nous décrivons.

1. Les plis

Ils sont généralement associés aux systèmes en coupelles et aux formes en gouttières. On peut en réalité trouver toutes les formes intermédiaires entre ces trois types de structures. Les plis peuvent être très courts, avoir des axes sinueux, plongeants ou perpendiculaires entre eux. Ils sont généralement plus ou moins isopiques (fig. 26 et 27) mais on peut observer des formes en genou avec des plans axiaux subhorizontaux (fig. 21 D).

Ces plis peuvent avoir un début de comportement cassant dans les lames plus carbonatées et développer des fentes d'extrados. Lorsque leur charnière est longue et linéaire, elles sont généralement de direction N-S à NE-SW (fig. 28 et 29). Lorsque leurs plans axiaux ne sont pas verticaux, ils sont principalement déversés à l'ouest.

2. Les bandes de cisaillements

Elles sont identiques à celles décrites dans la zone de la flexure du Minervois (Genna, 1988) et généralement associées aux coupelles, plis hydroplastiques et structures en gouttières (voir paragraphe « le secteur de la flexure du Minervois »).

3. Les figures d'échappement d'eau mineures

• Les coupelles

Ce sont des structures hémisphériques (fig. 30, 31 et 32 B) à concavité tournée vers le haut, à bords relevés, plus ou moins verticalisés. Leur diamètre varie de quelques décimètres à plusieurs mètres. Elles sont généralement associées au sommet des bancs. Entre ces structures, le sédiment est désorganisé et a perdu sa stratification d'origine. Généralement circulaires, elles

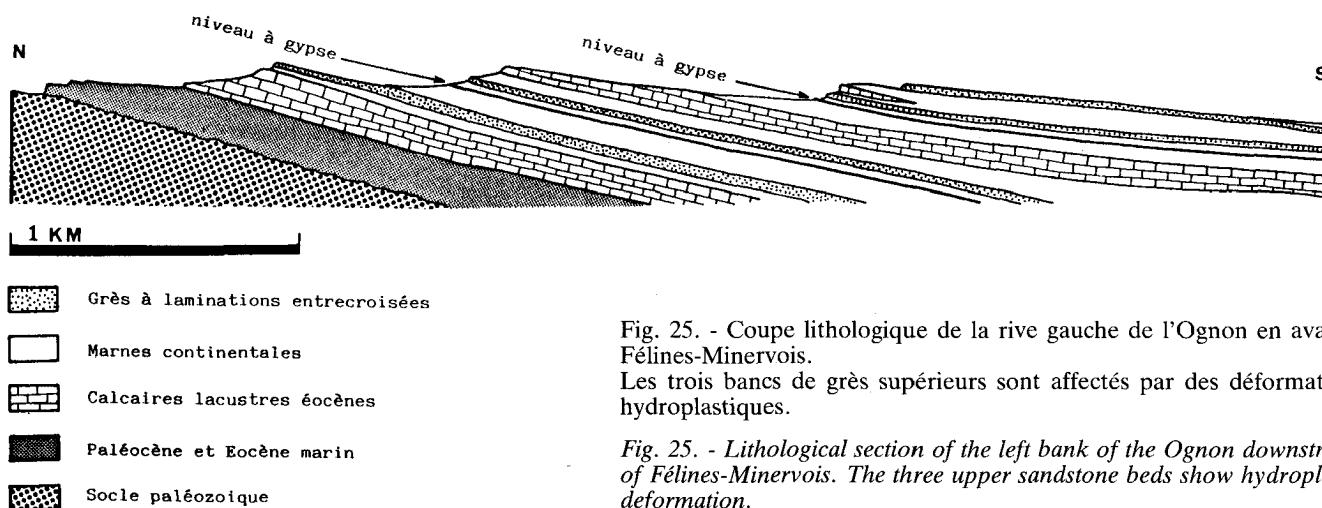


Fig. 25. - Coupe lithologique de la rive gauche de l'Ognon en aval de Félines-Minervois. Les trois bancs de grès supérieurs sont affectés par des déformations hydroplastiques.

Fig. 25. - Lithological section of the left bank of the Ognon downstream of Félines-Minervois. The three upper sandstone beds show hydroplastic deformation.

peuvent s'ovaliser. On peut ainsi trouver toutes les formes intermédiaires entre les coupelles et les formes en gouttières que nous décrivons plus bas. Dans l'épaisseur d'un même banc de grès, on passe de coupelles à bords relevés au sommet du banc à des coupelles moins redressées en milieu de strate puis à des plis vers la base du banc. Nous avons appelé structures en blague à tabac (fig. 32 A) des coupelles très évoluées, dont l'ouverture tend à se refermer.

• Les structures en gouttières

Elles affectent globalement le même secteur que les structures précédentes et sont généralement juxtaposées au sommet des bancs (fig. 32 C et D). Leur axe principal a une direction peu variable dans la zone étudiée. La carte de la figure 28 et la rosace de la figure 29 illustrent ce phénomène. On peut soupçonner une rotation dextre d'Est en Ouest de cette direction. Ce phénomène peut être lié à une rotation de la direction de la contrainte régionale majeure qui est à l'origine de ces déformations. Si l'on pousse plus loin cette interprétation, on peut considérer que la direction de la contrainte majeure pyrénéenne contemporaine de ces déformations subit une déviation dextre au voisinage du faisceau de failles subverticales nord-sud de Félines qui fonctionne alors en décrochement senestre.

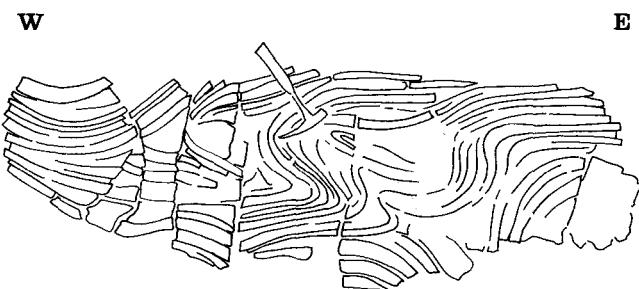


Fig. 26. - Plis hydroplastiques d'axe N10 associés aux coupelles près des Tuilleries d'Affiac (sur la D. 52).

Fig. 26. - Hydroplastic folds striking N10 associated with the dish structures near Tuilleries d'Affiac (on highway D. 52).

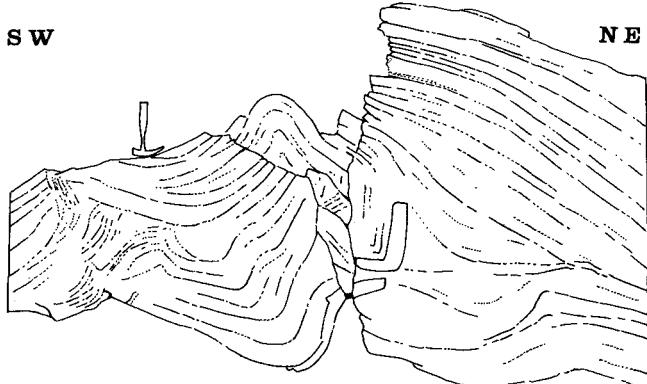


Fig. 27. - Plis hydroplastiques d'axes N150 entre Félines et La Livinière. On note la présence sur la partie gauche du dessin de petites figures d'échappement d'eau.

Fig. 27. - Hydroplastic folds striking N150 between Félines and La Livinière. Note the presence on the left hand side of the drawing of small water escape structures.

4. Les figures d'échappement d'eau majeures

Elles ne s'alignent apparemment pas sur des lignes de failles comme celles de la flexure du Minervois. Les structures d'échappement d'eau majeures se rencontrent sous formes de dômes de plusieurs mètres de diamètre où la stratification est souvent fortement plissée et déformée. L'affleurement de Siran nord

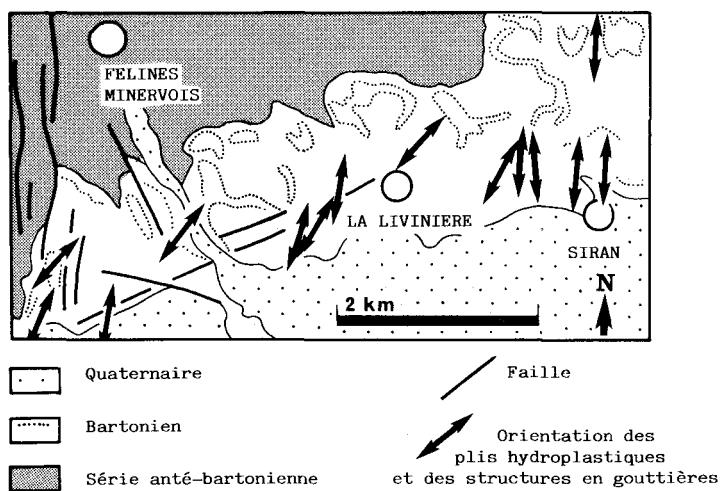


Fig. 28. - Orientation des structures en gouttières et des plis hydroplastiques dans le secteur Félines-Siran.

Fig. 28. - Strike of gutter structures and hydroplastic folds in the Félines-Siran area.

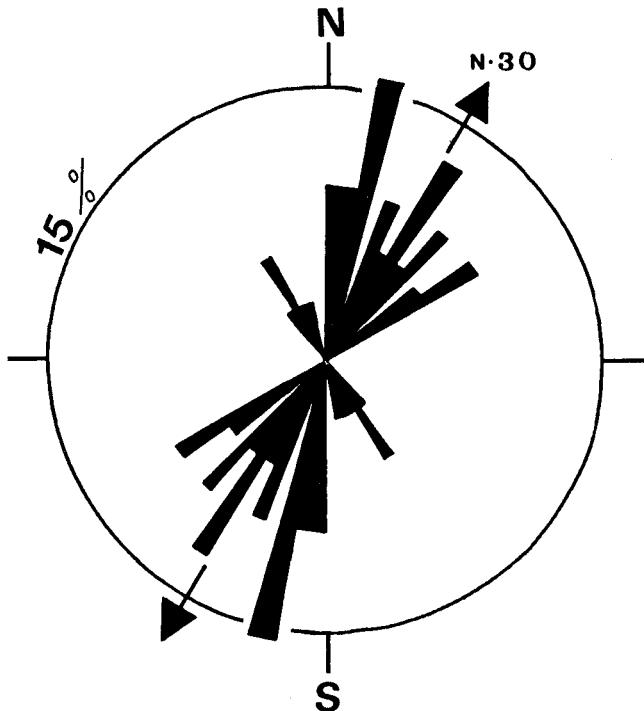


Fig. 29. - Orientation des plis hydroplastiques et des structures en gouttières dans le secteur Félines-Siran (35 mesures).

Fig. 29. - Strike of the hydroplastic folds and gutter structures in the Félines-Siran area (35 measurements).

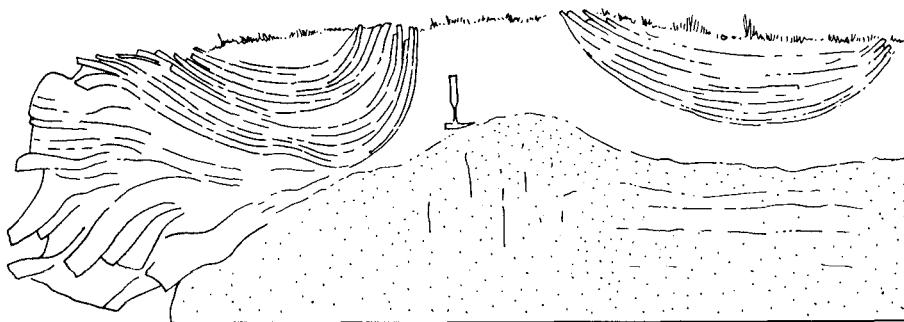


Fig. 30. - Affleurement de La Livinière sud-est montrant des coupelles de grande taille sur le faisceau de failles de La Livinière.

Fig. 30. - Southeast La Livinière outcrop showing large dish structures on the La Livinière fault set.

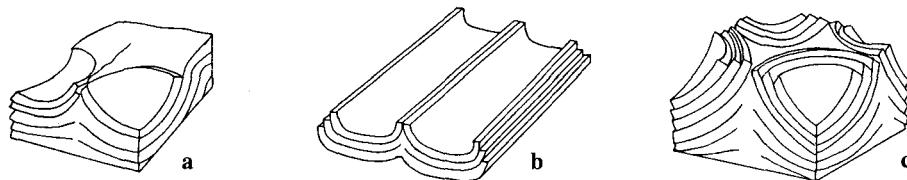


Fig. 31. - Coupelles et structures en gouttières. a : Coupelles juxtaposées. b : Structures en gouttières. c : Coupelles juxtaposées affectant la totalité de la surface du banc.

Fig. 31. - Dish and gutter structures. a : Juxtaposed dish structures. b : Gutter structures. c : Juxtaposed dish structures covering the whole of the bed surface.

(fig. 32 E et 33) en est un bel exemple. Il a une organisation très simple. Au cœur de la structure, la circulation de l'eau a totalement fait disparaître la stratification de départ. Des plissements d'orientations diverses se sont produits à la périphérie.

Ces structures sont probablement nombreuses mais leur reconnaissance est rendue difficile par la complexité des structures secondaires qu'elles engendrent.

3. Interprétations (relations entre les différentes formes décrites)

L'ensemble des déformations décrites sont hydroplastiques car les structures qui en résultent ne sont pas de type fragile. Elles se font par glissements grain à grain. On n'observe pas de cataclase en lame mince. Cette étude met en évidence une grande variété de formes dont certaines (structures en gouttières et plis) expriment (fig. 28 et 29) une direction préférentielle qui est plus ou moins constante à l'échelle de la zone étudiée.

La figure 34 nous donne une classification possible des formes liées au plissement et au cisaillement au cours de la diagenèse et de la lithification. La déshydratation croissante du sable amène progressivement le fluide à circuler dans des joints préférentiels.

En ce qui concerne la déformation, lorsque la déshydratation est pratiquement complète, le cisaillement remplace le plissement. La déformation se trouve, elle aussi, concentrée sur des plans préférentiels. Lors-

que la lithification ne permet plus le glissement grain à grain dans les cisaillements, la roche devient cassante et il se développe un premier réseau de fentes à calcite qui expriment le début de la déformation fragile.

Pour exprimer la variété des structures observées, nous avons tenté de synthétiser l'ensemble des formes les plus courantes en fonction des phénomènes d'échappement d'eau et de la compression régionale (fig. 35).

4. Relations avec le contexte régional

La carte de la figure 36 a été obtenue par l'analyse de structures de déformation hydroplastique très différentes. Elle a été établie avec les données de la carte de la figure 28 et des travaux antérieurs (Genna, 1988).

Les structures décrites dans ce paragraphe se situent sur le versant nord du bassin de Carcassonne, entre le secteur de la flexure du Minervois où les déformations hydroplastiques et cassantes sont plus intenses et plus diversifiées, et le faisceau de failles N-S de Félines à partir duquel la déformation pyrénéenne devient très faible. Cette zone apparaît donc comme intermédiaire entre deux domaines de déformation d'intensité différente. Les phénomènes de circulation de fluides sont toutefois exprimés dans les trois domaines mais sous des formes distinctes.

A l'ouest du faisceau de failles de Félines, on ne les observe que dans les niveaux gypsifères. Dans le secteur Félines-Siran, en plus des niveaux à gypse, les niveaux de grès font l'objet de circulations de fluides impor-

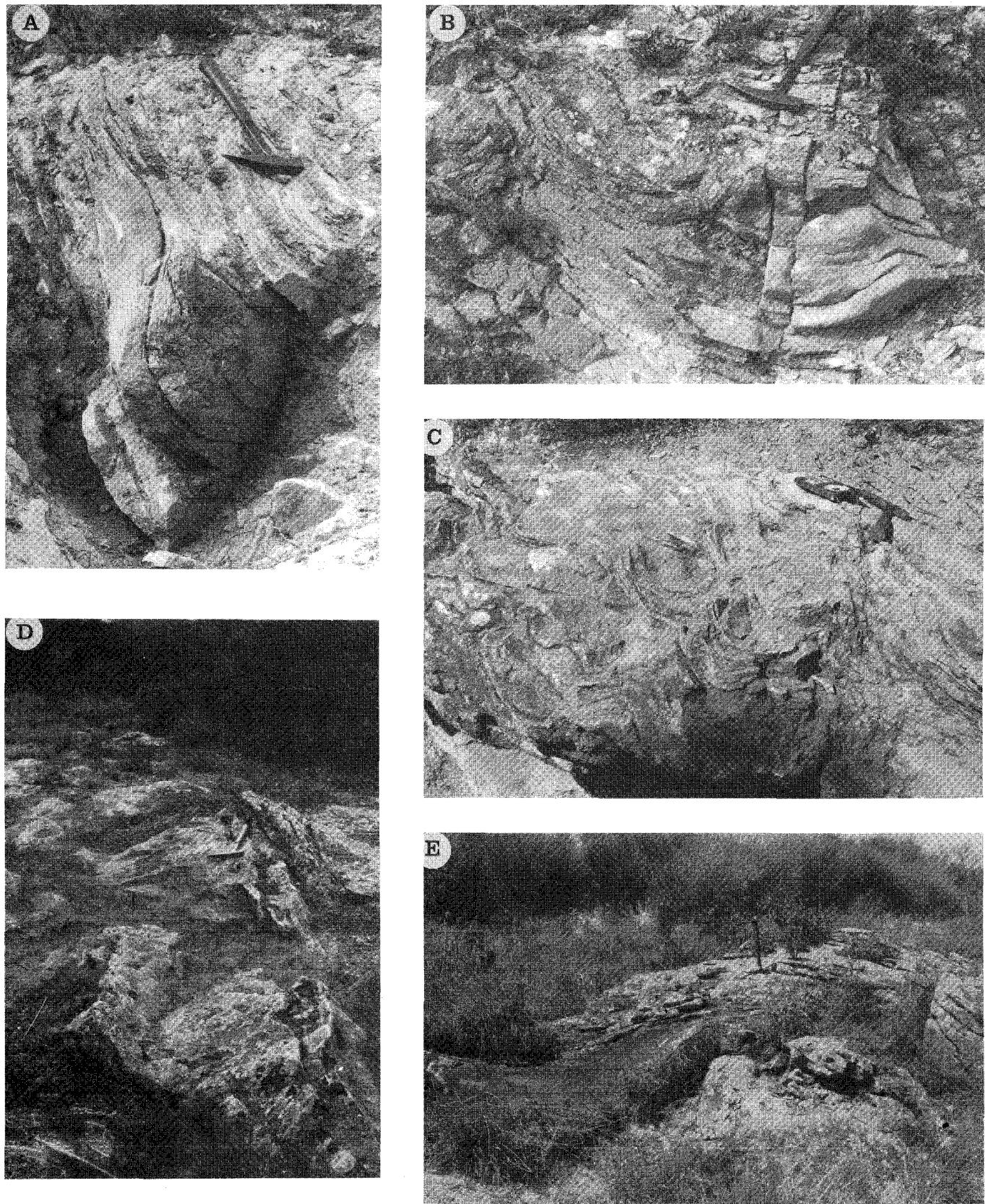


Fig. 32. - A : Structure en blague à tabac (La Livinière nord). B : Coupelles (La Livinière nord). C : Structures en gouttières (Félines). D : Structures en gouttières (Félines). E : Structure d'échappement d'eau majeure (Siran nord), voir bloc diagramme de la figure 33.

Fig. 32. - A : Tobacco pouch structure (North La Lavinière). B : Dish structures (North La Lavinière). C : Gutter structures (Félines). D : Gutter structures (Félines). E : Primary water escape structure (North Siran), see block diagram of Figure 33.

tantes. Au niveau de la flexure du Minervois, les circulations de fluides s'expriment dans les niveaux à gypse, dans les grès et les failles synsédimentaires avec une intensité apparemment plus importante. Il semble donc qu'il y ait un rapport entre l'intensité de la déformation pyrénéenne précoce (synsédimentaire à syndiagénétique) et la quantité de fluide mise en jeu au cours de ces déformations.

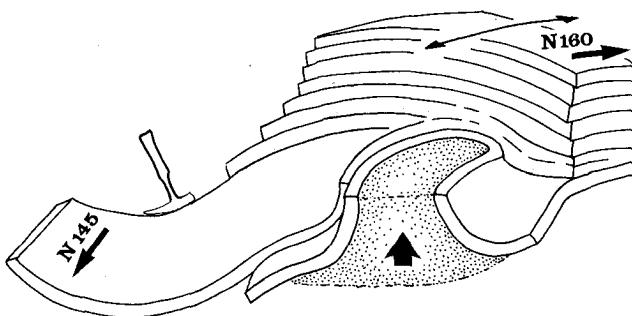


Fig. 33. - Figure d'échappement d'eau majeure ; affleurement de Siran nord.

Fig. 33. - Primary water space structure ; North Siran outcrop.

Fig. 34. - Essai de classification des structures hydroplastiques observées en fonction d'un degré croissant de lithification.

Fig. 34. - Attempt at classifying observed hydroplastic structures in relation to increasing lithification.

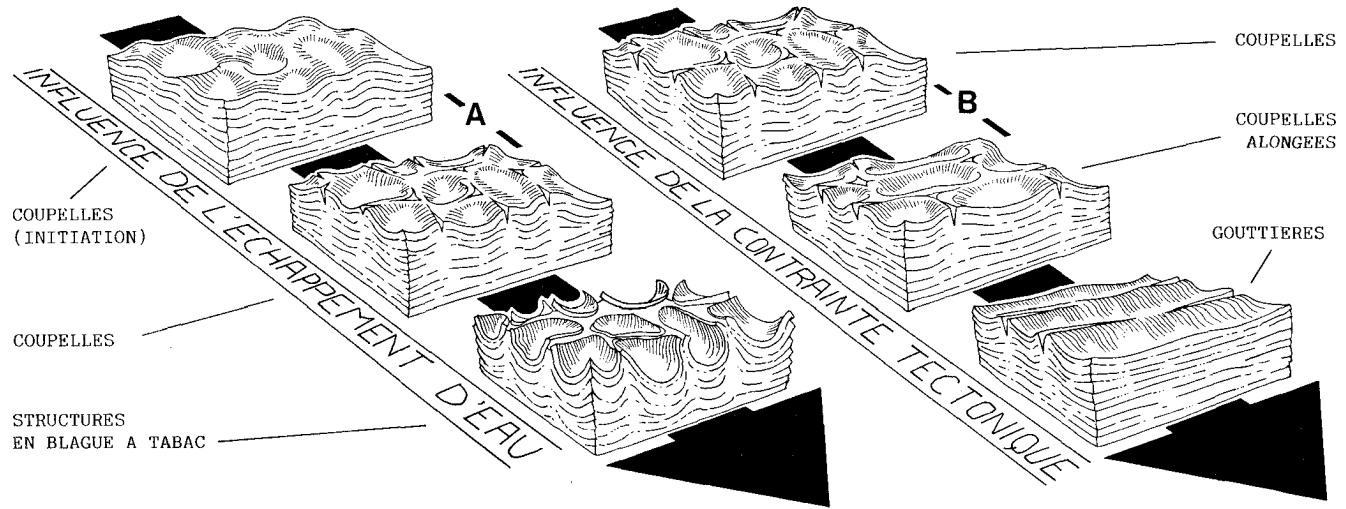
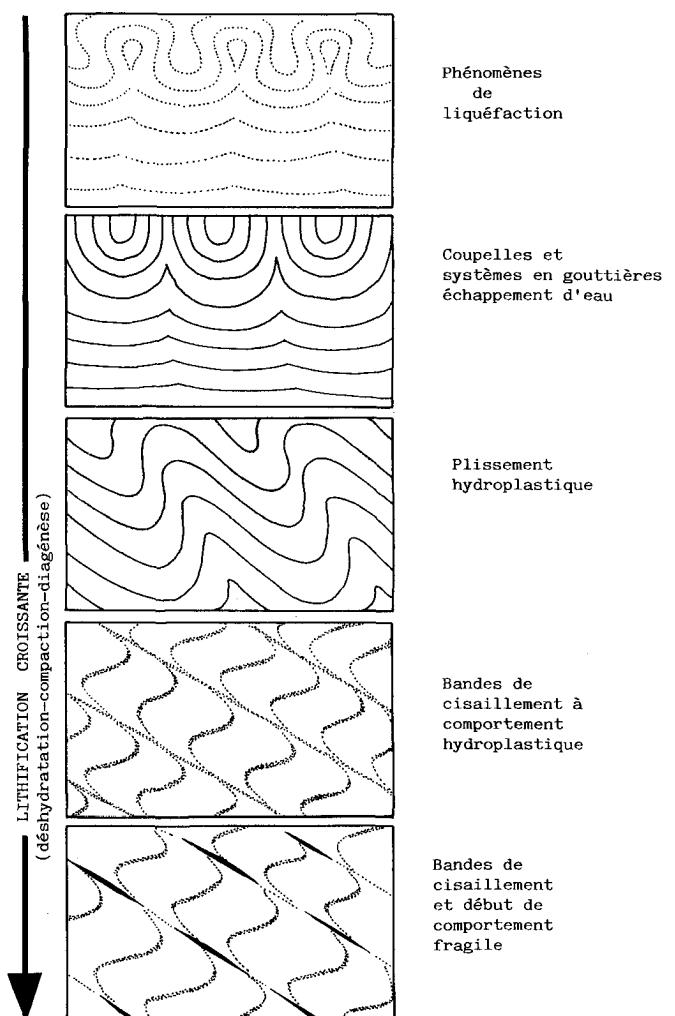


Fig. 35. - Différents aspects de la déformation hydroplastique en Minervois (déformation finie).

Il ne s'agit pas de formes de paléosurface mais de l'aspect actuel des structures au sommet des bancs de grès soumis à l'érosion. Ces formes se sont probablement créées sous quelques mètres de sédiments.

A : Mise en évidence de l'effet croissant de l'échappement d'eau. Cette succession de formes peut également correspondre à un mode de formation des structures en blague à tabac.

B : Influence croissante de la contrainte tectonique (cette influence peut être croissante avec la profondeur et le degré de lithification).

Fig. 35. - Different forms of hydroplastic deformation in Minervois (completed deformation).

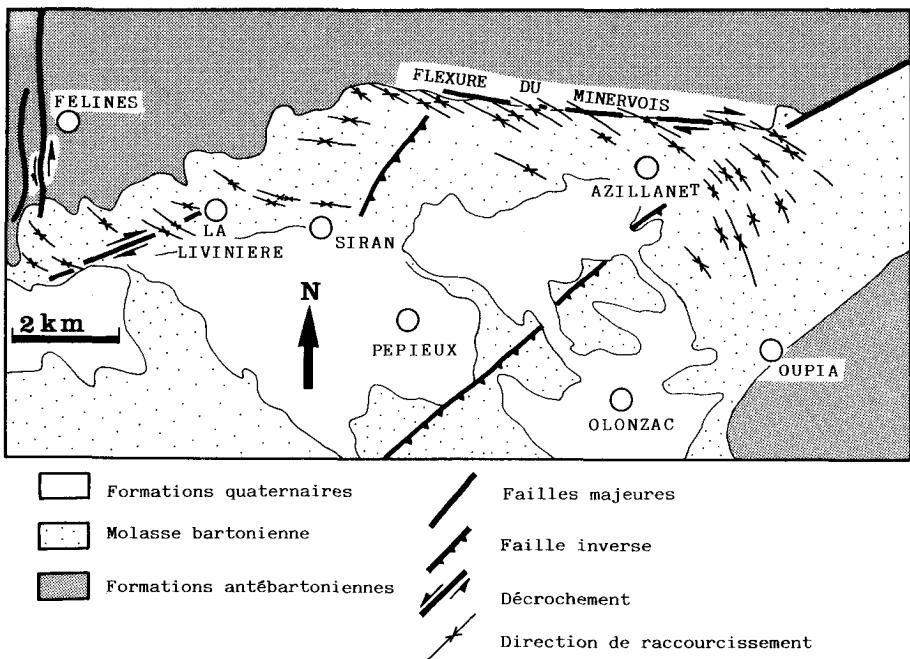
These are not paleosurface forms but the actual appearance of the structures at the tops of eroded sandstone beds. They were probably formed beneath several metres of sediment.

A : The effect of increasing water escape. This succession of forms could represent one method for the development of tobacco pouch structures.

B : The effect of increasing tectonic constraint. This increase could be due to depth and degree of lithification.

Fig. 36. - Carte synthétique des directions de raccourcissement pyrénéen obtenues par l'observation des structures de déformation hydroplastique.

Fig. 36. - Synthetic map of the directions of Pyrenean shortening interpreted from hydroplastic deformation structures.



3. Circulations de fluides

1. Introduction

Après avoir analysé les structures de déformations hydroplastiques qui sont en grande partie l'effet de circulations de fluides dans des sables gorgés d'eau ou des grès peu indurés, nous avons mis en évidence le rôle et l'intensité des phénomènes de circulations de fluides. L'importance de ces problèmes nous a conduit à nous intéresser aux effets de la circulation d'eau dans les niveaux lithifiés et les décollements potentiels. Tous ces phénomènes sont étroitement liés au niveau de l'évolution précoce de la bordure du bassin.

Les circulations de fluides sous pression dans les plans de stratification et dans les failles induisent trois types de phénomènes principaux. Dans les niveaux gypsifères de la série, elles induisent des fentes verticales ou horizontales dans lesquelles le gypse recristallise sous forme de fibres. Dans les bancs de grès lithifiés elles développent des zones d'altération à partir d'un réseau de diaclases précoces et parfois un débit concentrique de la roche à l'intérieur de « cellules » limitées par les diaclases subverticales et les plans de stratification. Ce phénomène intervient probablement au cours de variations importantes de la pression de fluide. Dans les bancs de grès non lithifiés, elle développe des déformations hydroplastiques et des figures d'échappement d'eau que nous avons déjà évoquées.

2. Circulations de fluides dans les niveaux à gypse

1. Analyse de la déformation (fig. 38 et 39)

Dans la structure monoclinale de la marge nord de ce bassin, on rencontre des niveaux marneux avec des fleurs de gypse sédimentaire. Des affleurements à gypse sont visibles ponctuellement sur toute la longueur du

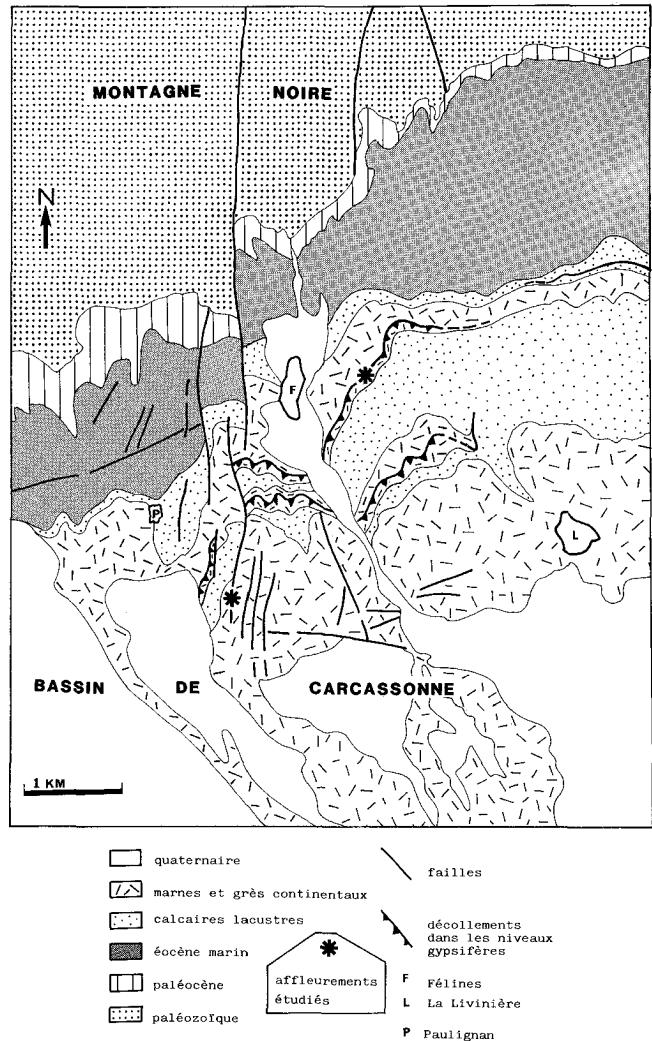


Fig. 37. - Carte de situation des niveaux gypsifères de Félines et de Paulignan. Situation des affleurements étudiés. La coupe de la figure 25 d'orientation NNW-SSE passe par l'affleurement de Félines (La Salèle).

Fig. 37. - Map of the gypsumiferous beds at Félines and Paulignan. Location of the areas studied. The NNW-SSE section of Figure 25 passes through the Félines outcrop (La Salèle).

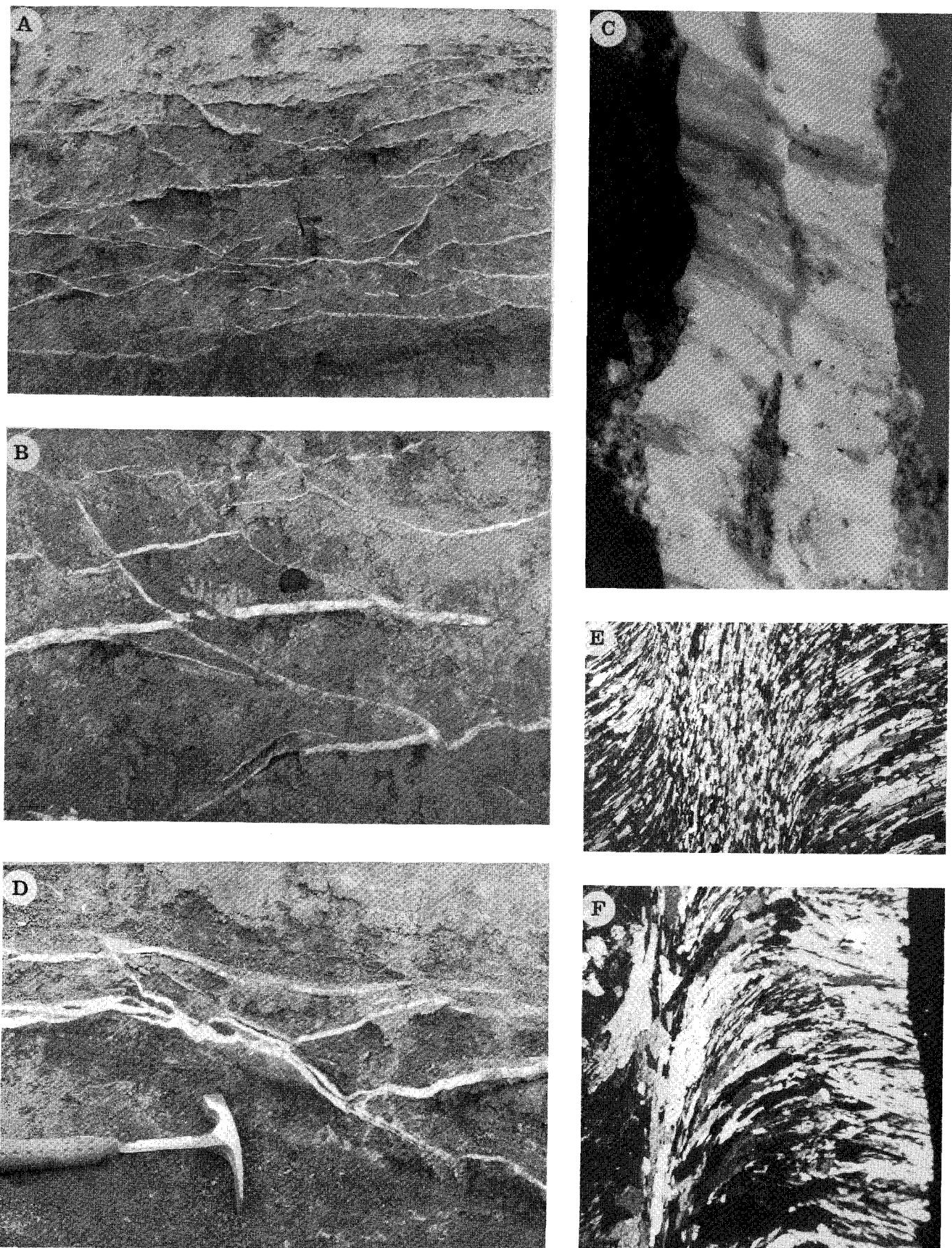


Fig. 38. - A : Vue générale de l'affleurement de Félines (La Salèle). B : Détail de l'affleurement de Félines, microfailles normales en cuillères. C : Fente à gypse fibreux. D : Affleurement de Félines (détail). E : Fente à gypse fibreux et sigmoïde (lame mince). F : Fente à gypse fibreux (lame mince).

Fig. 38. - A : General view of the Félines outcrop (La Salèle). B : Detail of the Félines outcrop showing normal microfaults in spoons. C : Fibrous gypsum vein. D : Félines outcrop (detail). E : Fibrous and sigmoidal gypsum vein (thin section). F : Fibrous gypsum vein (thin section).

bassin. La disponibilité des affleurements ne permet pas d'affirmer la continuité de ces niveaux qui semble probable. Ils sont particulièrement bien développés dans le secteur de Félines-Minervois où nous les avons étudiés (fig. 37). Ces niveaux d'extension kilométrique ont une épaisseur qui peut atteindre 20 mètres. Ici le gypse se situe dans deux niveaux stratigraphiques principaux constitués de marnes argileuses peu consolidées.

A partir de ce gypse sédimentaire se développent des fentes à gypse fibreux, dont les fibres sont globalement perpendiculaires aux épontes de la fente. Les filons de gypse ainsi formés sont généralement subhorizontaux, parallèles à la stratification. Ils peuvent également se développer dans des failles subverticales, comme dans le secteur de Paulignan. Les filons sont ici subverticaux, à fibres subhorizontales. L'analyse de la déformation se fera donc en deux parties : déformation dans les décollements, déformation dans les décrochements.

1. Réseaux parallèles à la stratification (déformation dans les décollements)

Une étude de ces réseaux a été réalisée à partir de l'affleurement le plus important, celui de la Salèle à Félines-Minervois. Il se situe dans le niveau à gypse inférieur, au sommet d'un niveau gréso-marneux peu lithifié et immédiatement au-dessous d'une assise gréuse à laminations entrecroisées. La figure 38 A donne une vue de l'affleurement.

- Les fentes à gypse fibreux constituent un réseau anastomosé globalement parallèle à la stratification.

Une observation plus détaillée met en évidence la présence de deux types de cristallisations : une calcite rouge en fines plaques striées, généralement au milieu de la fente et du gypse fibreux, très blanc, unique constituant de la minéralisation de la fente ou de part et d'autre de la calcite striée. Les fibres de gypse sont droites ou sigmoïdes. Elles correspondent à une ouverture des fentes, avec une importante accrétion verticale (environ 10 %) de l'ensemble du niveau affecté par cette déformation.

Cette ouverture s'effectue selon diverses modalités, en fonction du déplacement relatif des épontes pendant l'ouverture. Une composante en cisaillement, plus ou moins importante dans le temps est à l'origine de l'aspect sigmoïde des fibres et de leur déformation au centre de la fente.

La connaissance du sens de croissance des fibres de gypse dans la fente est nécessaire pour une bonne compréhension des mécanismes élémentaires de l'ouverture et leur succession dans le temps.

Les observations suivantes nous permettent de proposer une croissance antiaxiale du gypse (au sens de Ramsay (1983)), où la croissance s'effectue à partir des épontes de la fente, le gypse le plus ancien étant ainsi au centre de la fente.

— L'observation des relations entre les microfailles à calcite rouge et les fentes à gypse fibreux mettent en évidence (fig. 38 D et son interprétation fig. 39) l'antériorité de la calcite sur le gypse. La microfaille à calcite rouge et rectiligne servant de faille transformante a un réseau complexe de gypse fibreux. La calcite se trouve ici au cœur de la fente principale et représente le stade initial de la déformation.

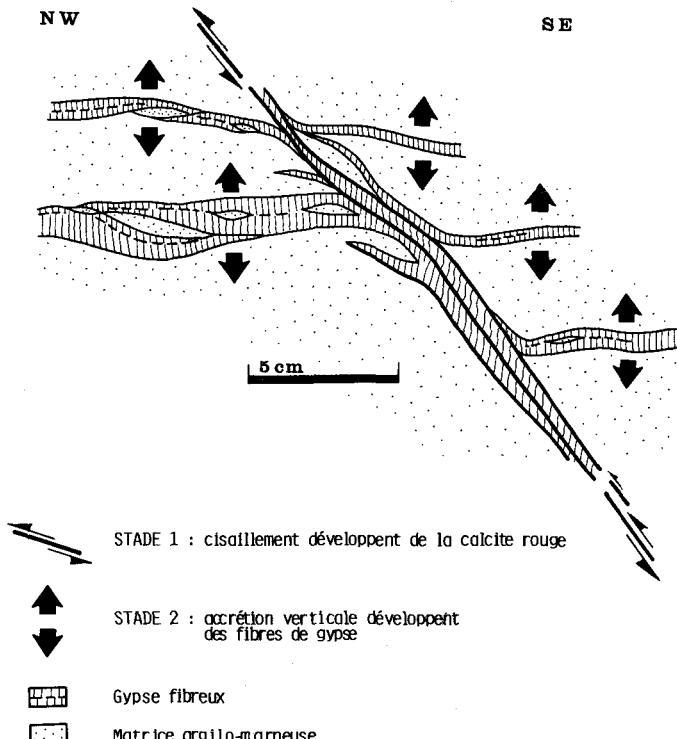


Fig. 39. - Détail de l'affleurement de Félines ; mise en évidence de la chronologie entre la calcite rouge et le gypse fibreux.

Fig. 39. - Detail of the Félines outcrop showing the chronological relationship between the red calcite and fibrous gypsum.

— Dans les fentes à gypse sigmoïde, les cristallisations qui sont au cœur de la fente sont les plus déformées et sont parfois de véritables mylonites contrairement aux cristaux près des épontes qui ne sont pas déformés.

— L'incorporation de fragments de la matrice argileuse au cœur de la fente confirme l'hypothèse antiaxiale de l'ouverture. Des fragments de matrice sont parfois incorporés tardivement à la fente et il se développe de nouvelles fibres entre cet objet et l'éponte de laquelle il est issu.

En fonction de ces conclusions sur le sens de croissance des fibres de gypse et de l'antériorité de la cristallisation de la calcite sur le gypse, nous proposons l'analyse de quelques exemples qui nous permettent de définir les différentes modalités d'ouverture des fentes.

Fig. 38 E : Cette vue du cœur d'une fente à gypse met en évidence la présence de trois zones parallèles, au centre une zone où le gypse est déformé et recristallisé, autour de celui-ci, deux zones à gypse fibreux ; la courbure des fibres indique le sens de cisaillement qui est ici senestre.

Ce type de structure est très abondant sur cet affleurement. L'aspect sigmoïde des fibres met en évidence une diminution de la composante cisaillante du mouvement au cours du temps. Toutefois, des exemples comme celui de la figure 40 C montrent que l'on peut avoir un stade d'ouverture pure qui précède le stade en cisaillement.

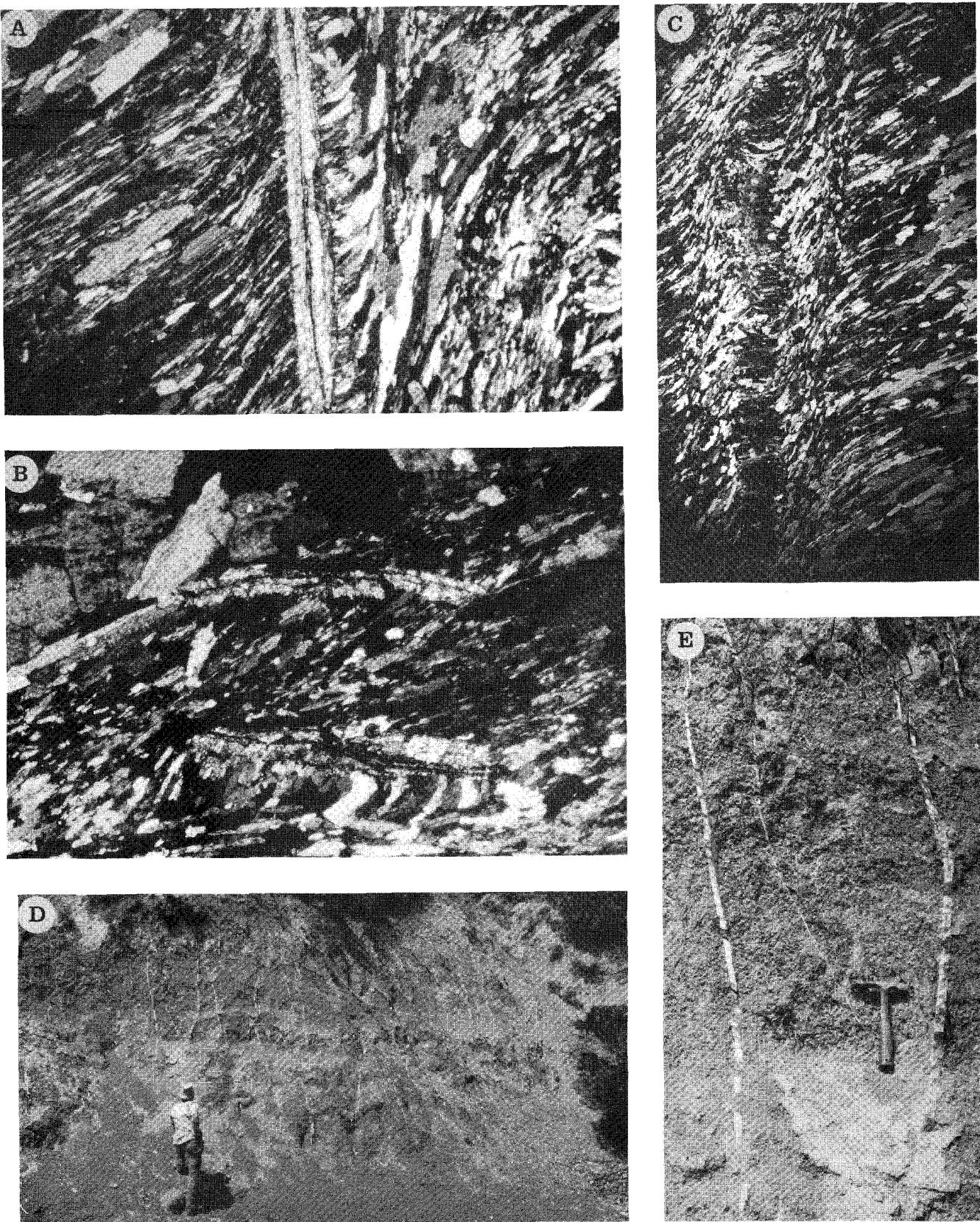


Fig. 40. - A : Fente à gypse et à calcite (Félines) ; (lame mince). B : Fente à gypse et à calcite cisaillée (Félines). C : Fente à gypse fibreux (stade initial en ouverture pure). D : Vue générale de l'affleurement de Paulignan. E : Affleurement de Paulignan (détail).

Fig. 40. - A : Gypsum and calcite vein (Félines) ; (thin section). B : Sheared gypsum and calcite vein (Félines). C : Fibrous gypsum vein (initial stage of opening). D : General view of the Paulignan outcrop. E : Paulignan outcrop (detail).

Fig. 40 C : Toujours au cœur de la fente, on observe ici la présence d'une zone supplémentaire de fibres perpendiculaires aux épontes qui traduisent un stade précoce en ouverture pure. Latéralement à cette zone, une bande de gypse déformé peut correspondre à la déformation de ce stade initial, lors de la phase de cisaillement.

Fig. 40 A : Certaines de ces fentes développent en leur centre une zone de calcite rouge fibreuse et striée. Le sens de cisaillement obtenu par l'observation des fibres de calcite est identique au sens déterminé par l'aspect sigmoïde des fibres de gypse. Ceci traduit un stade très précoce de cisaillement sur ces fentes avec un taux d'ouverture très faible. On peut donc considérer qu'il s'agit de véritables microfailles à cristallisations de calcite qui sont à l'origine de fentes à gypse avec un mouvement cisaillant. On constate que les toutes premières fibres de gypse qui sont contre la calcite au cœur de la fente ont tendance à se perpendiculardiser à celle-ci.

Ce phénomène est à mettre en rapport avec les fibres perpendiculaires aux épontes de la fente de la figure 40 C et traduisent les premiers stades en ouverture pure associés à la cristallisation du gypse.

Fig. 40 B : Dans cet exemple, on observe une discontinuité de la calcite due à un cisaillement dans la fente pendant la cristallisation du gypse. Le sens de cisaillement dextre est compatible avec le sens de cisaillement déduit de l'aspect sigmoïde des fibres de gypse.

Cette calcite rouge striée se prolonge parfois seule dans les marnes et est témoin d'un stade de cisaillement. Les stries ont été étudiées ; les plans de rupture et la direction de leurs stries ont été reportés sur le diagramme de Schmidt de la figure 41. Le bloc diagramme interprétatif de la figure 42 illustre le diagramme de la figure 41. Ces microfailles sont souvent courbes, en cuillères et forment un réseau anastomosé. Elles fonctionnent en failles normales, décrochantes ou inverses. Les azimuths des stries mesurées se regroupent sur la direction $\pm N140$. Les directions des contraintes majeures (σ_1) théoriques de chaque strie sont comprises entre N90 et N130. Ces résultats semblent compatibles avec les données obtenues par l'étude des microstructures cassantes dans les niveaux de grès et les calcaires lacustres du bassin. La figure 43 nous montre les directions majeures de raccourcissement liées à la phase de compression pyrénéenne, déduites d'une étude de microtectonique cassante (Genna, 1985).

En résumé de l'ensemble des observations réalisées, nous pouvons proposer une chronologie des différents modes de déformation qui affectent ces niveaux marnogréseux à gypse sédimentaire (fig. 44). La déformation débute par un stade cisaillant qui développe des microfailles à cristallisations de calcite fibreuse et striée ; le déversement s'effectue vers le nord-ouest. Ensuite, la déformation associée à la cristallisation du gypse débute par un stade en ouverture pure par des fentes de néorupture ou dans les accidents préexistants à calcite fibreuse. Ce stade est parfois inexistant ou oblitéré par les stades suivants qui le déforment en donnant de véritables mylonites au cœur de la fente (fig. 38 E). Le mouvement devient ensuite à forte dominante cisailante, donnant des fibres de gypse subparallèles aux épontes. Progressivement, la composante en ouverture

devient de plus en plus importante, prenant le pas sur la composante en cisaillement. Les fibres prennent alors une allure courbe et se perpendiculardisent aux épontes. Dans les derniers stades, elles peuvent être franchement perpendiculaires à l'éponte (fig. 38 F).

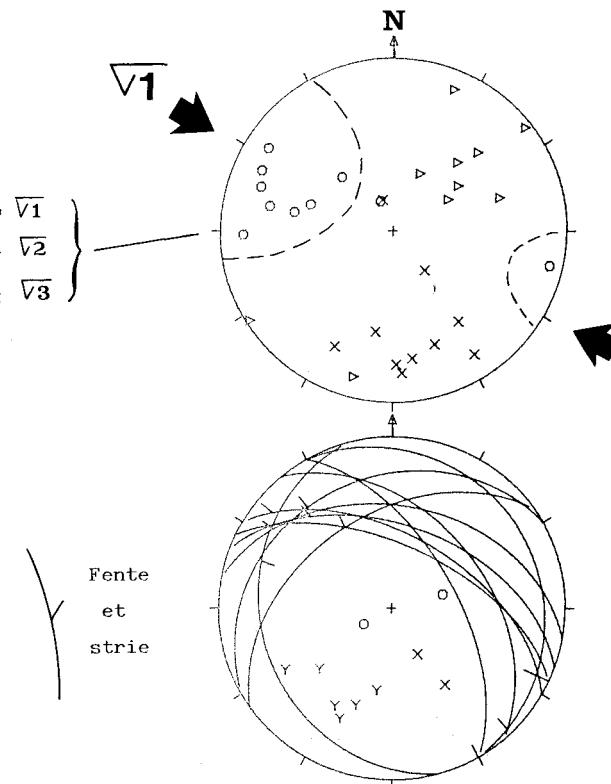


Fig. 41. - Diagramme de Schmidt des fentes et des stries (calcite rouge) et des contraintes correspondantes.

Fig. 41. - Schmidt diagram of fissure veins and striations (red calcite) and corresponding constraints.

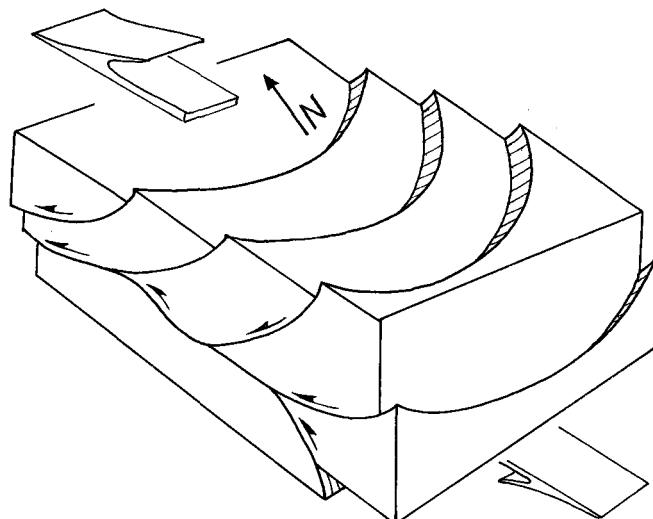


Fig. 42. - Bloc diagramme interprétatif de la figure 41.

Fig. 42. - Interpretative block diagram of Figure 41.

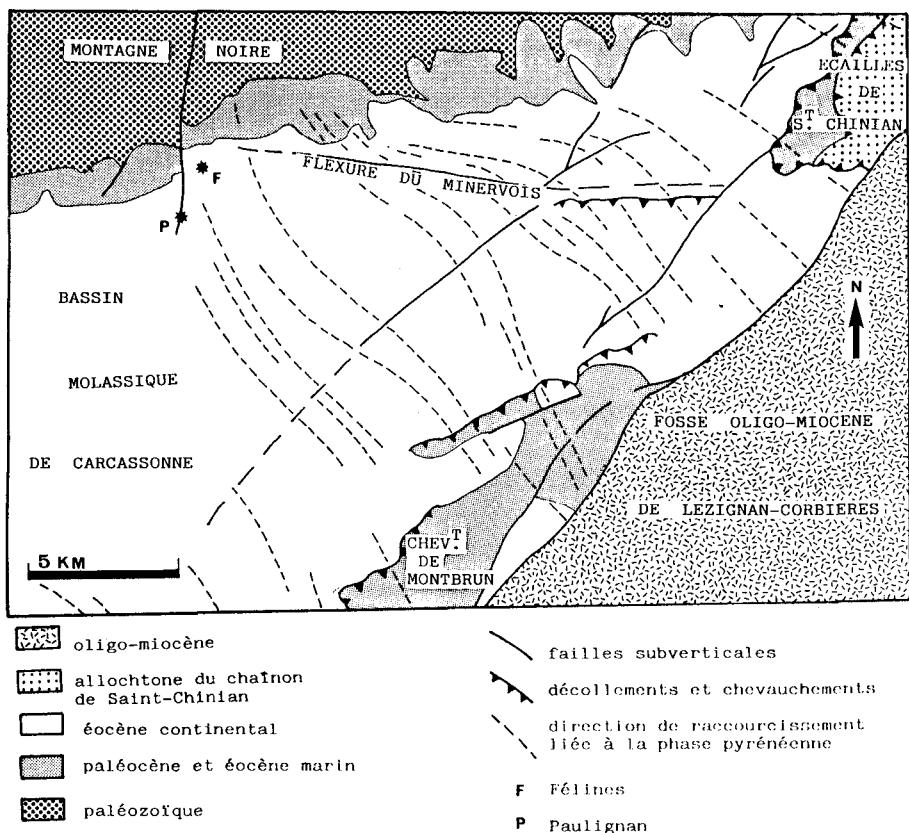


Fig. 43. - Carte de situation des affleurements étudiés par rapport à la direction de raccourcissement de la phase majeure de déformation pyrénéenne déduite de la déformation cassante.

Fig. 43. - Map of the outcrops studied related to the direction of shortening during the major phase of Pyrenean deformation as deduced from fractures.

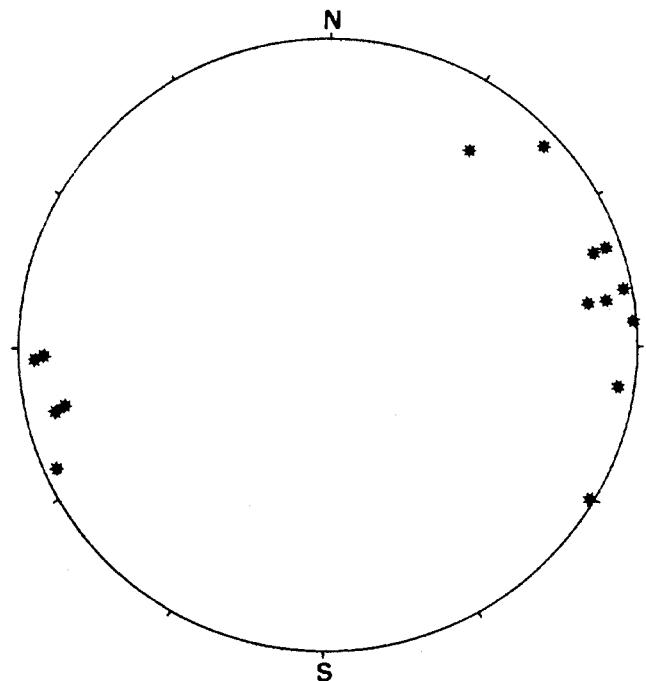
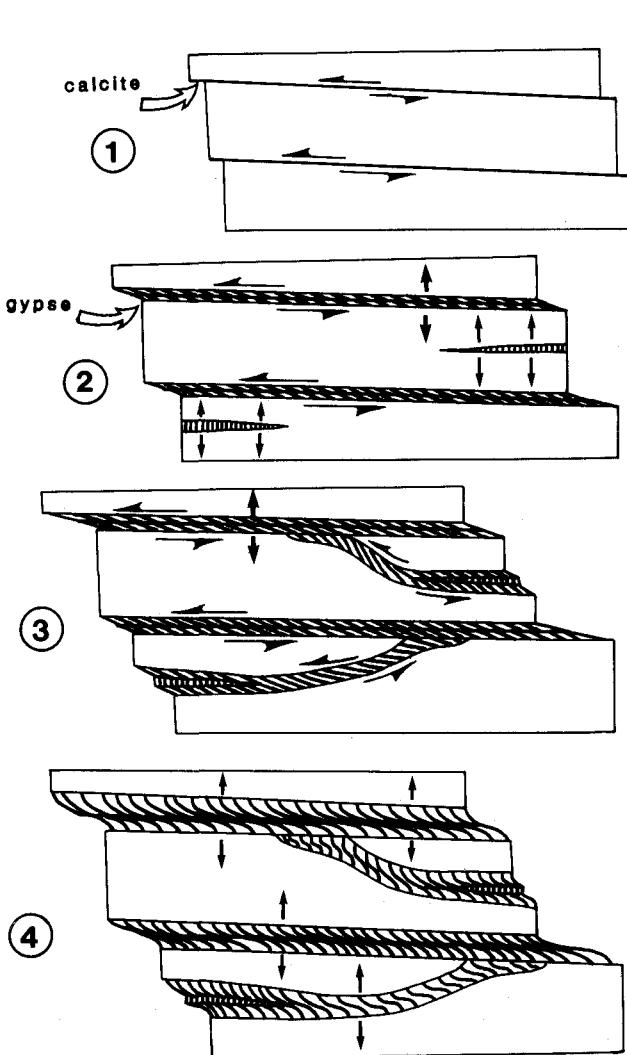


Fig. 45. - Diagramme des directions moyennes des fibres de gypse (affleurement de Paulignan).

Fig. 45. - Diagram of average direction of gypsum fibres (Paulignan outcrop).

Fig. 44. - Chronologie des principaux stades de déformation affectant l'affleurement de Félines (La Salèle).
 1 : Développement de fibres de calcite.
 2, 3, 4 : Développement de fibres de gypse.

Fig. 44. - Chronology of the main phases of deformation in the Félines outcrop (La Salèle).

1 : Development of calcite fibres.

2, 3, 4 : Development of gypsum fibres.

Les deux stades de la déformation associés à la cristallisation de la calcite et du gypse donnent une direction de cisaillement allant de N90 à N140, compatible avec la direction de raccourcissement liée à la phase de déformation pyrénéenne connue régionalement par des études microtectoniques.

2. Réseaux perpendiculaires à la stratification (déformation dans les décrochements)

L'étude de ce type de réseaux a été réalisée à partir de l'affleurement le plus important, celui de Paulignan. Il se situe également dans un niveau gréso-marneux peu lithifié. Ces fentes verticales à gypse se développent au bord d'une faille N-S qui affecte verticalement les marnes et grès à laminations entrecroisées de la série continentale. Elle affecte quelques mètres plus bas un niveau marneux à gypse sédimentaire et à fentes subhorizontales gypsifères équivalentes à celles de l'affleurement de la Salèle à Félines-Minervois.

La figure 40 D donne une vue générale de l'affleurement où ces fentes se développent à l'ouest de la faille verticale, sur une trentaine de mètres d'épaisseur.

On ne rencontre pas ici les fentes à calcite rouge témoins d'un cisaillement précoce comme dans les niveaux à fentes subhorizontales. Les modalités d'ouverture des fentes à gypse fibreux sont identiques à celles de l'affleurement de la Salèle. Les fibres sont subhorizontales et sigmoïdes. Elles sont parfois très longues et subparallèles aux épontes traduisant ainsi un fort taux de cisaillement et expriment un mouvement en décrochement senestre ou senestre normal.

A l'échelle du bassin, ce faisceau de failles N-S est une limite paléogéographique importante, où la série éocène est plus complète à l'est qu'à l'ouest. Ces failles qui affectent également le socle paléozoïque sont probablement d'origine tardihercynienne et se prolongent dans les séries primaires du versant sud de la Montagne Noire. Elles rejouent en décrochement senestre à la phase de déformation pyrénéenne. Elles servent probablement de guidage latéral aux décollements qui affectent les niveaux à gypse à l'est de celles-ci.

Les mesures de directions de fentes sont reportées sur le diagramme de la figure 46. Les directions moyennes de fibres de gypse de ces fentes sont reportées sur le diagramme de la figure 45. Ces directions expriment un fonctionnement en décrochement senestre normal compatible avec la direction de compression pyrénéenne déduite des études de déformation cassante.

La figure 47 résume les stades d'ouverture de ces fentes subverticales dont les modalités sont globalement identiques à celles des fentes subhorizontales de l'affleurement de la Salèle.

2. Discussion et interprétations

De telles structures à fentes subhorizontales nécessitent de fortes pressions de fluides, supérieures à la pression lithostatique. Ces observations réalisées sur la bordure externe d'un bassin d'avant-chaîne nous permettent de discuter les phénomènes de circulations de fluides à deux échelles. D'une part, à l'échelle de l'affleurement où l'on peut décrire le mécanisme intime de la formation de ces réseaux de fentes. D'autre part,

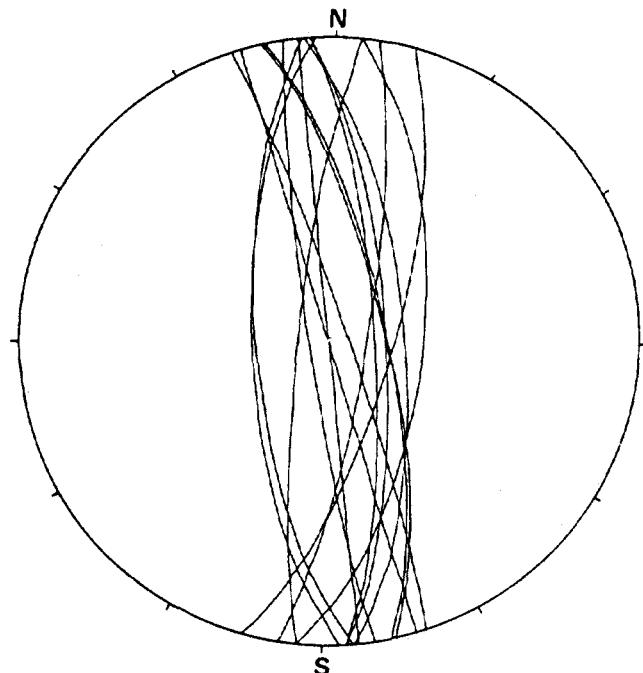


Fig. 46. - Diagramme des fentes à gypse (affleurement de Paulignan).

Fig. 46. - Diagram of gypsum veins (Paulignan outcrop).

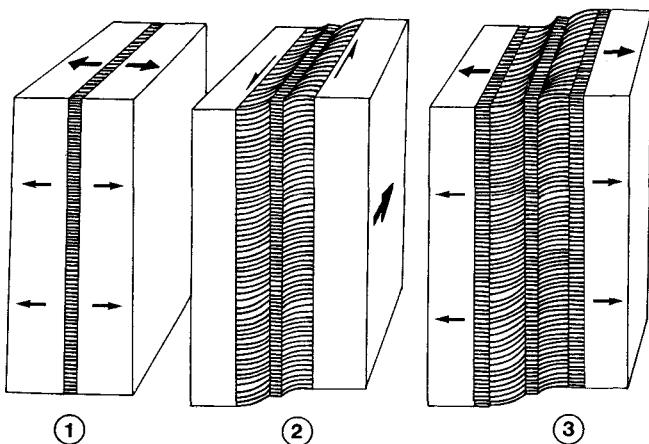


Fig. 47. - Chronologie des événements au cours de l'ouverture des fentes à gypse (affleurement de Paulignan).

Fig. 47. - Chronology of events in the opening up of the gypsum veins (Paulignan outcrop).

l'échelle du bassin où ces déformations sont les témoins de phénomènes d'expulsion d'eau liée à la compaction et à la formation des structures tectoniques majeures : décollements et failles verticales.

L'analyse de l'affleurement de Félines (la Salèle) met en évidence deux phases de déformation distinctes ; une première phase développe des microfailles à calcite fibreuse dans l'ensemble du niveau gréso-marneux affecté. Ces failles sont normales, inverses ou décrochantes, l'ensemble de la déformation donne un décollement plat, à léger pendage sud, ce qui lui donne une faible composante en faille inverse avec déplacement vers le nord-ouest. La quantité de mouvement liée à ce stade est probablement très supérieure au déplacement lié à la phase suivante. Cette nouvelle phase va mettre

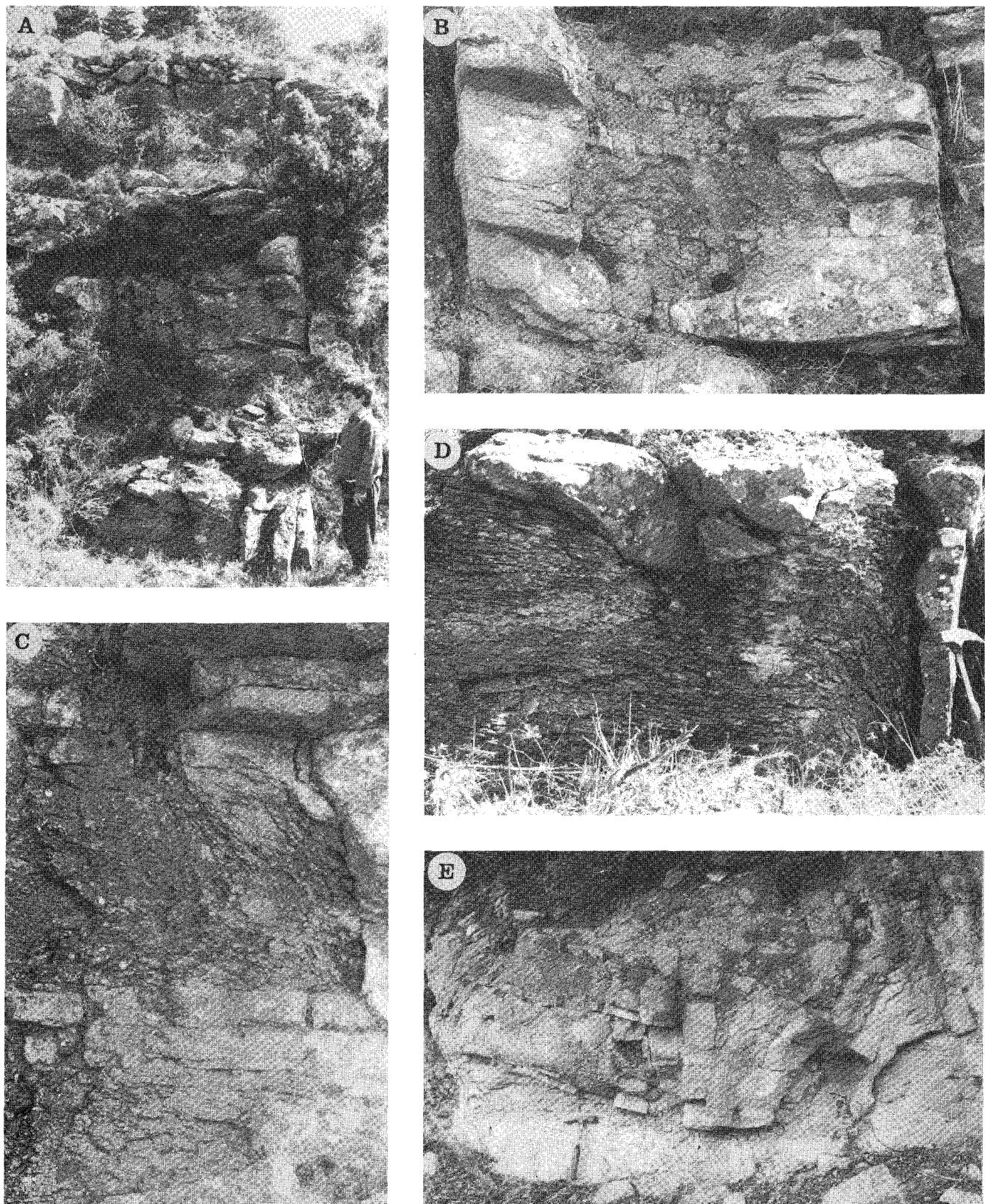


Fig. 48. - Cellules à débit concentrique (Félines). A : Banc de grès diaclasé et affecté par trois niveaux superposés de cellules à débit concentrique d'intensité croissante vers la base de l'assise. B : Cellule à débit concentrique (Félines, voir fig. 52 et 53). C : Détail de la figure 48 B. D : Détail à la base de l'affleurement de la figure 48 A. E : Cellule à débit concentrique (voir fig. 54 et 55).

Fig. 48. - Concentric fracture cells (Félines). A : Bed of jointed sandstone with three superposed levels of concentric fracture cells showing increasing intensity towards the base of the bed. B : Concentric fracture cell (Félines ; see fig. 52 and 53). C : Detail of Figure 48 B. D : Detail of the base of the outcrop of Figure 48 A. E : Concentric fracture cell (see fig. 54 and 55).

en jeu deux réseaux de fractures : le réseau de microfailles à calcite rouge préexistant et un réseau de fentes de néorupture qui assure la liaison entre les fentes du réseau préexistant. Dans le premier réseau, le mouvement débute avec un fort taux de cisaillement ; au cours de son évolution, la composante en ouverture de la fente prend le pas sur la composante en cisaillement, ce qui donne des fibres perpendiculaires aux épontes en fin d'évolution.

Dans les réseaux de néorupture (à gypse), la déformation débute par un stade en ouverture pure : lorsque la fente est suffisamment longue (?) ou connectée au réseau de fentes en cisaillement (?) elle subit brusquement une forte composante en cisaillement qui développe des fibres subparallèles aux épontes. Ensuite, comme pour les fentes décrites plus haut, la composante du mouvement en ouverture domine et les dernières fibres générées sont subperpendiculaires aux épontes.

Dans l'affleurement de Paulignan, seul le deuxième stade d'ouverture est bien exprimé. Le premier stade en cisaillement pur est probablement entièrement absorbé par la faille verticale qui borde l'affleurement à gypse. Ce n'est qu'au cours du deuxième stade provoqué par une venue importante de fluide sous pression que ces fentes se développent à l'ouest de la faille et à partir de celle-ci. Elles débutent comme à la Salèle par un stade d'ouverture pure, développant des fibres perpendiculaires aux épontes. Ces structures seront ensuite tronçonnées, cisillées, basculées ou mylonitisées par le stade de cisaillement qui suit et qui développe une nouvelle génération de fibres subparallèles aux épontes. Ces fibres vont progressivement devenir subperpendiculaires aux épontes, témoignant d'une augmentation du taux d'ouverture par rapport au taux de cisaillement. Le cisaillement au cours de la formation de ces fentes est induit par le fonctionnement de la faille voisine et traduit un jeu en faille décrochante senestre normale.

Les directions de déformation données par ces structures sont compatibles avec les directions déduites des études de déformations cassantes liées à la tectonique pyrénéenne en Minervois.

L'analyse de ces affleurements nous apporte en plus des arguments en faveur d'une venue massive de fluides sous pression, issue du bassin, sur sa bordure nord. Cette bordure est un monoclinal à faible pendage sud, souligné par des discordances progressives dans la série continentale. Elle est encore peu déformée et ne présente que des décollements potentiels dans les ni-

veaux marneux gypsifères lorsque ces fluides interviennent.

Il faut noter que plus à l'est, au niveau de la flexure du Minervois, ces décollements ont une grande quantité de mouvement et développent des duplex inverses au nord immédiat de la flexure (fig. 2).

A l'ouest du faisceau de failles N-S de Félines, les déformations liées à la phase pyrénéenne sont pratiquement inexistantes ; les déformations dans les niveaux gypsifères sont principalement de l'accrétion verticale en ouverture pure, le cisaillement y est très faible. Le secteur Félines-Paulignan se présente donc comme une zone intermédiaire, où les mouvements liés à la phase pyrénéenne sont guidés latéralement par ce faisceau de failles et s'amortissent.

3. Circulation de fluide dans les bancs de grès lithifiés (analyse des phénomènes d'altération et de rupture)

Dans les assises de grès lithifiés, l'eau emprunte en priorité un faisceau de diaclases précoces. A partir de ce réseau initial et en fonction de l'évolution de la pression de fluide et de la durée du phénomène, ces circulations vont induire deux types principaux de structures et de déformations. Le premier type se présente sous forme de « cellules » parallélépipédiques (fig. 50) à débit concentrique entourées par une épaisseur de grès qui est affecté par une oxydation plus intense que la partie centrale. Il a été étudié dans le secteur de Félines-La Livinière où il est particulièrement bien développé.

Le deuxième type est identique au premier mais sans débit à l'intérieur de la « cellule ». Sur l'affleurement d'Aigues-Vives où il a été étudié, les parallélépipèdes ainsi délimités sont tronçonnés par une famille de microfailles normales. Ces microfailles développent de la calcite en zone abritée et appartiennent à une phase de déformation distensive probablement précoce.

1. Affleurements Félines-La Livinière

Les affleurements les plus spectaculaires se situent en rive gauche de l'Ognon entre Félines et la D.115

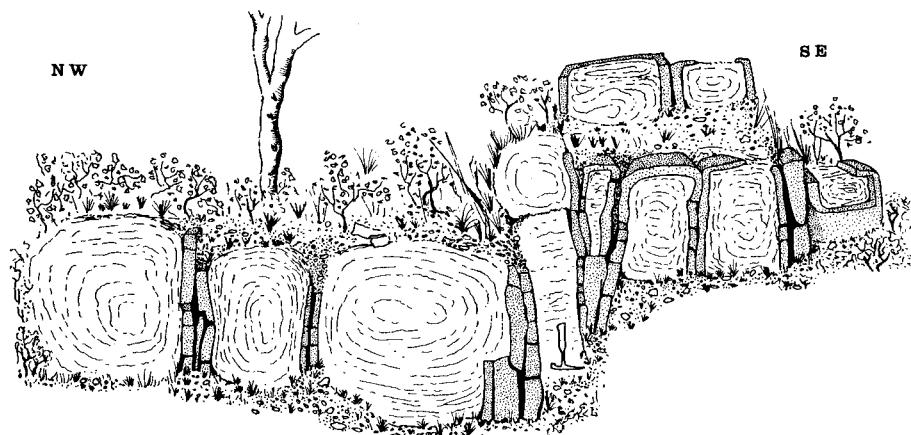


Fig. 49. - Vue générale de l'affleurement de La Livinière nord.

Fig. 49. - General view of the North La Livinière outcrop.

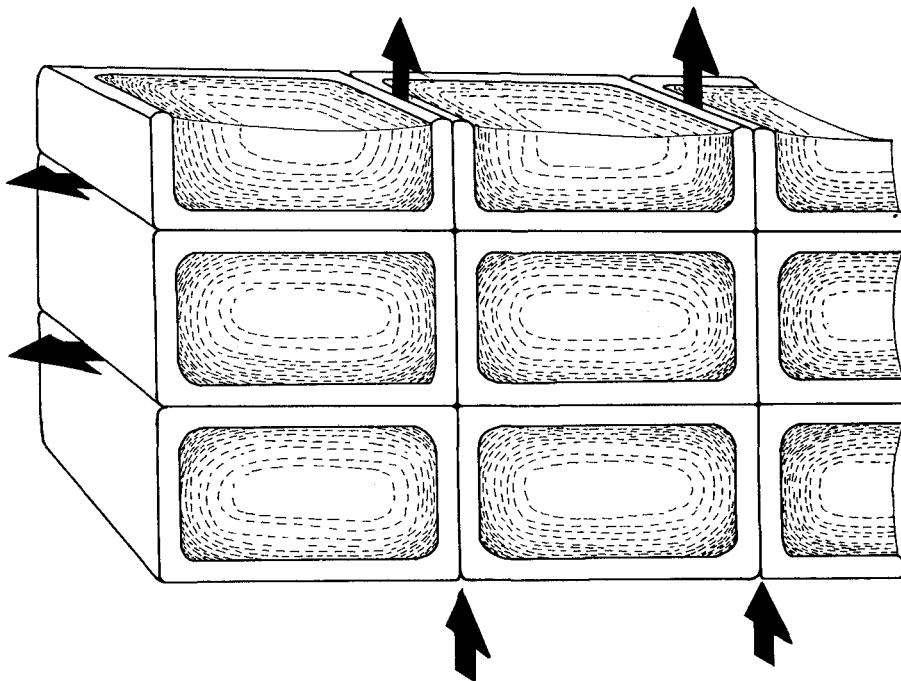


Fig. 50. - Bloc diagramme interpré- tatif des circulations de fluides dans les systèmes de « cellules » à débit concentrique.

Fig. 50. - Interpretative block dia- gram of fluid circulation in concen- tric fracture cell systems.

(fig. 48 et 51 B, D, F) et dans la vallée du ruisseau des Mourges en amont de La Livinière (fig. 49 et 51 A et C). La presque totalité des affleurements disponibles est affectée par ce type de déformation, notamment lorsque la base des assises gréseuses est visible puisque ce phénomène affecte en priorité la base des bancs de grès (fig. 48 A et D). L'analyse de ce phénomène a été réalisée à partir de l'étude de quelques exemples.

Fig. 48 B, 52 et 53 : Cet affleurement est situé dans l'assise de grès qui se trouve quelques mètres au-dessus du niveau à gypse de l'affleurement de Félines étudié dans le paragraphe précédent. Il nous montre une « cellule » à débit concentrique. Elle est constituée d'une « enveloppe » externe de grès à lamination entrecroisée et d'un « cœur » à débit concentrique.

Des indentations du grès sans débit pénètrent à l'intérieur de la cellule et n'atteignent pas toujours l'autre extrémité. Le grès qui constitue l'enveloppe est plus clair, plus jaunâtre que le grès qui est au centre, plus noir, gris bleuté. La différence de couleur est due à un degré d'oxydation différent, l'enveloppe est plus oxydée que le cœur, sous l'effet de la circulation de l'eau. La couleur du cœur de la cellule est donc plus proche de la couleur d'origine de la roche que la couleur de la périphérie. La limite entre les deux zones est nette ; il n'y a pas de zone de transition.

Fig. 51 B et D : Près de l'affleurement précédent, celui-ci développe des cellules de grande taille, et de forme plus circulaire. Le débit concentrique est ici très développé et donne à la roche un aspect schisteux.

Fig. 48 E, 54 et 55 : Cet affleurement se situe sur la D. 168, au sud de Félines-Minervois près du deuxième pont sur l'Ognon. Plus complexe que les précédents, il montre une grande régularité d'épaisseur des « plaques » de grès oxydé, tant verticales qu'horizontales. Ceci montre la grande homogénéité du matériel de départ. Ceci montre également que l'eau a circulé d'abord dans les fentes verticales puisqu'elles développent des zones d'oxydation (plaques verticales) plus épaisses que les fentes horizontales. Nous considérons

que la vitesse de percolation de l'eau dans le grès à partir des fentes est constante puisqu'elle est due à une pression de type isotrope et que les « plaques » gardent une épaisseur remarquablement constante sur toute leur longueur. L'observation de la stratification de départ est rendue difficile par le débit concentrique mais reste néanmoins visible. Elle est subhorizontale à travers tout l'affleurement.

Fig. 49, 51 A et C : Cet affleurement au nord de La Livinière nous montre une dizaine de « cellules » à débit concentrique associées à la base d'un banc. Le sommet du banc n'est pas affecté par le phénomène de fracturation mais uniquement par des phénomènes d'oxydation identiques à ceux décrits sur l'affleurement d'Aigues-Vives.

Il faut noter la présence de « cellules » à débit concentrique bien développées dans le banc de grès de l'affleurement de Paulignan, au-dessus et à la verticale des fentes à gypse subverticales décrites dans le paragraphe précédent. Leur présence est également à noter sur une faille N40, au nord-est de Siran sur la D. 56. L'absence de structures semblables en rive droite de l'Ognon en aval de Félines nous montre que leur répartition n'est ni généralisée ni aléatoire et probablement liée à des réseaux de ruptures sous-jacents. Malheureusement, la nécessité d'observer la base des bancs de grès pour connaître leur répartition limite fortement leur cartographie. Dans ce même secteur, la déformation hydroplastique est beaucoup plus facile à observer et à cartographier car elle affecte le sommet des bancs qui se présentent ici sous forme de surfaces structurales.

L'observation en lame mince du débit concentrique (fig. 51 E) met en évidence un réseau de fentes ouvertes qui recoupent rarement les grains, sans recristallisations de calcite ou d'un autre minéral. L'analyse de l'oxydation dans l'enveloppe de la cellule par rapport à l'intérieur n'a pas été réalisée et nécessiterait une étude complète pour mettre en évidence les modifications causées par ces circulations de fluide.

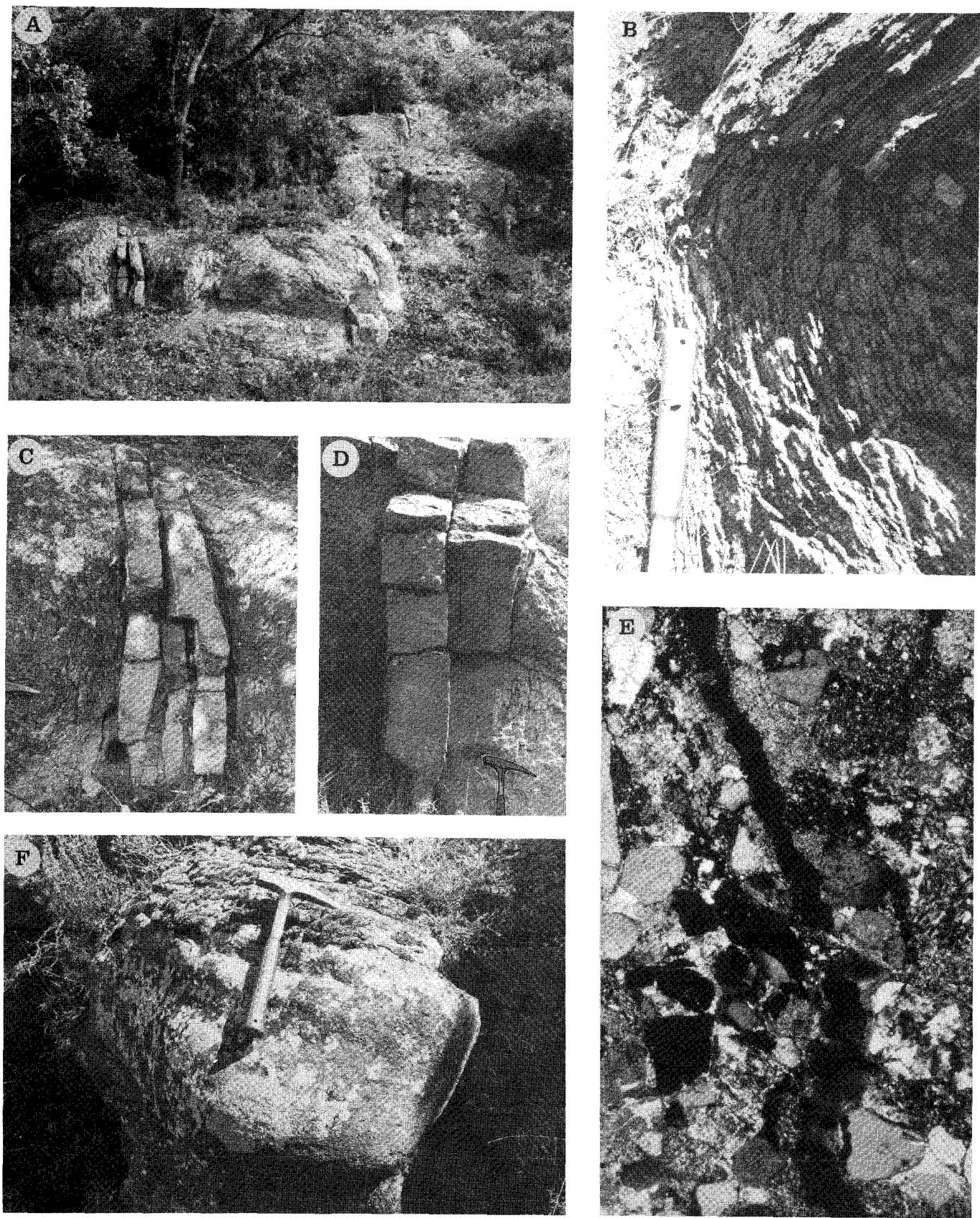


Fig. 51. - Cellules à débit concentrique (Félines-La Livinière). A : Vue générale de l'affleurement de La Livinière (voir fig. 49). B : Débit concentrique ; détail (affleurement de Félines). C : Détail de la figure 51 A ; plaques oxydées séparant deux cellules. D : Plaques oxydées séparant deux cellules (Félines). E : Vue en lame mince du débit concentrique. F : Vue extérieure d'une cellule de forme très arrondie.

Fig. 51. - Concentric fracture cells (Félines-La Lavinière). A : General view of the La Lavinière outcrop (see fig. 49). B : Concentric fracture ; detail (Félines outcrop). C : Detail of Figure 51 A ; oxidised slabs separating two cells. D : Oxidised slabs separating two cells (Félines). E : Thin section view of concentric fracture. F : Outer view of a very rounded cell.

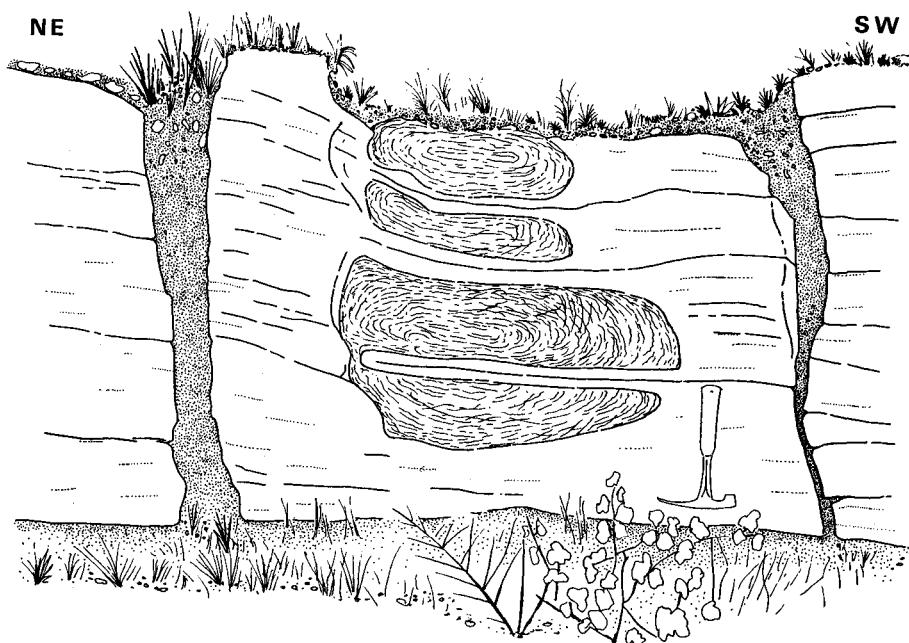


Fig. 52. - Affleurement de Félines.

Fig. 52. - Félines outcrop.

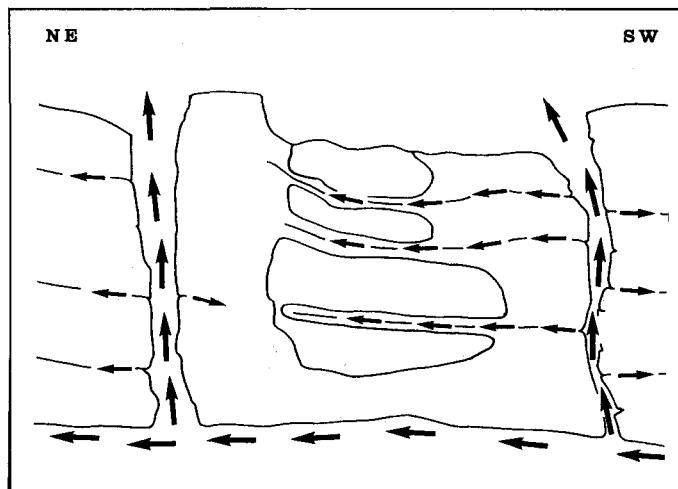


Fig. 53. - Interprétation de la circulation de fluide de la figure 52.

Fig. 53. - Interpretation of fluid circulation in Figure 52.

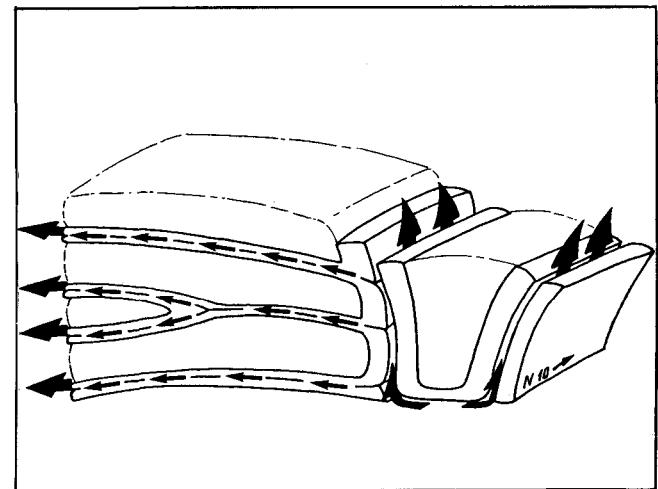


Fig. 55. - Interprétation de la circulation de fluide de la figure 54.

Fig. 55. - Interpretation of fluid circulation in Figure 54.

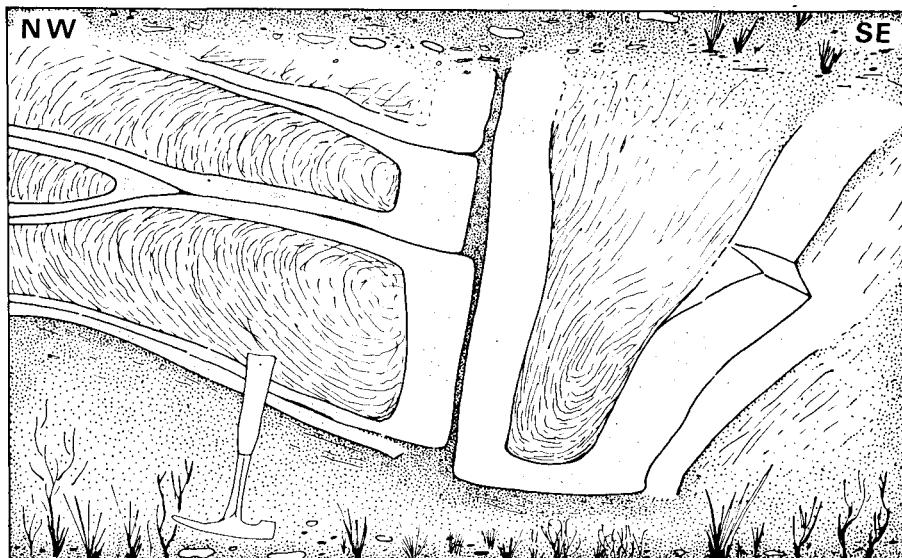


Fig. 54. - Affleurement de Félines sud.

Fig. 54. - South Félines outcrop.

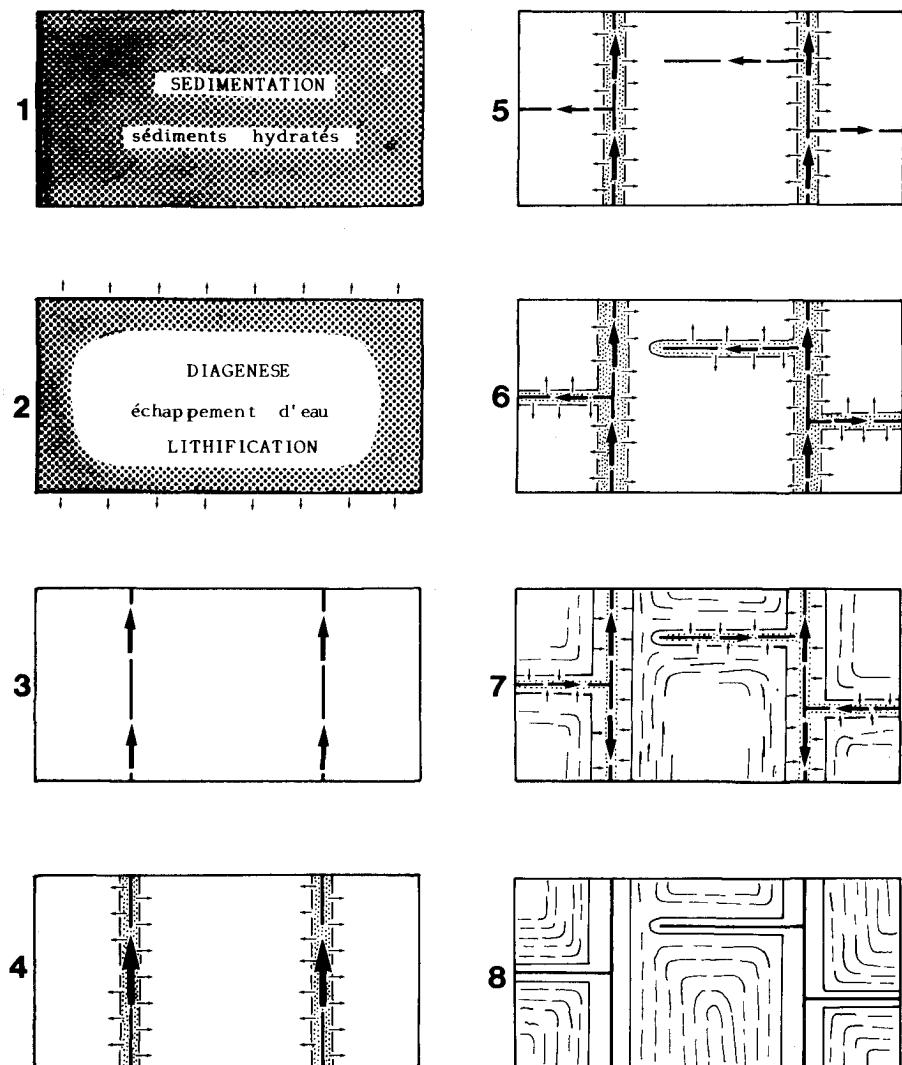


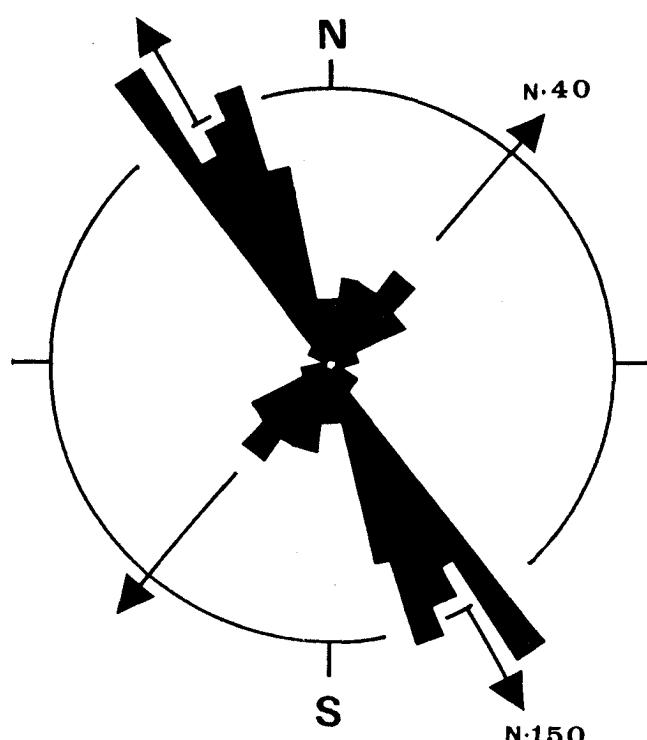
Fig. 56. - Essai de reconstitution des événements successifs qui sont à l'origine des « cellules » à débit concentrique.

Fig. 56. - Attempt at reconstructing the successive stages in the formation of concentric fracture cells.

Fig. 57. - Rosace d'orientation des diaclases qui sont à l'origine des « cellules » à débit concentrique, de Félines (80 mesures). La disproportion entre le nombre de diaclases d'orientation N40 et N150 est liée à l'orientation plus ou moins constante des affleurements étudiés.

Fig. 57. - Rose diagram of joint directions in the concentric fracture cells at Félines (80 measurements). The disproportion between joints striking N40 and N150 is due to the relatively constant orientation of the outcrops studied.

La figure 56 est un essai de reconstitution chronologique des événements principaux liés à l'arrivée du fluide, à sa mise sous pression et à son départ. Elle tient compte des observations réalisées sur les affleurements précédents et notamment des rapports d'épaisseur entre les plaques verticales et horizontales et de leur régularité. La non-oxydation du cœur de la cellule et sa fracturation impliquent que lorsque les plaques étaient en cours d'oxydation sous l'effet de la présence d'eau sous pression, le débit concentrique n'existe pas. Nous avons donc divisé en huit stades principaux l'évolution d'un banc de sable soumis à la diagenèse, la lithification, et à une circulation de fluide dont la pression varie, dans un réseau de diaclases précoce.



Stade 1 : Nous avons tout d'abord dépôt d'une assise de sable. Dans ce sédiment gorgé d'eau, des déformations hydroplastiques peuvent éventuellement intervenir.

Stade 2 : Après enfouissement, la strate sableuse subit une lithification et une déshydratation.

Stade 3 : Un réseau de diaclases précoces (fig. 57) se développe dans le banc de grès lithifié. La circulation de l'eau peut alors débuter dans ce réseau.

Stade 4 : L'eau sous pression percole dans le grès, dans les épontes des fentes et oxyde la matière sur une certaine épaisseur, créant ainsi une auréole d'oxydation.

Stade 5 : La pression hydrostatique augmente et atteint la valeur de la pression lithostatique. Un réseau de fentes subhorizontales s'ouvre spontanément plus ou moins guidé par la stratification.

Les pressions qui règnent ici dans le fluide sont équivalentes aux pressions nécessaires à l'ouverture des fentes à fibres de gypse que nous avons décrit plus haut dans l'affleurement de la Salèle à Félines.

Stade 6 : L'eau percole également par les épontes de ce nouveau réseau de fractures et oxyde le sédiment.

Stade 7 : Le départ de l'eau provoque une grande variation de pression. Le gradient de pression dans les cellules délimitées par les réseaux de fentes présente des surfaces isobares concentriques. C'est à partir de ces surfaces théoriques que se développe un nouveau réseau de fracture qui affecte tout l'intérieur de la cellule non envahi par le fluide. La présence de fluide dans « l'enveloppe » de la cellule empêche probablement sa fracturation en maintenant une pression isotrope.

Stade 8 : L'eau a entièrement quitté le milieu.

2. Affleurement Aigues-Vives

Mis à jour au cours de travaux routiers récents (1988), cet affleurement se situe en un point stratégique déjà étudié en 1985 à l'intersection de deux failles importantes. On y observe des bancs de grès à laminations entrecroisées et des assises marno-gréseuses. Un réseau de diaclases se développe dans cet ensemble. A partir de ce réseau, souvent fortement oxydé, se développent des auréoles d'oxydation apparemment identiques à celles observées sur les affleurements de Félines-La Livinière. Malgré l'allure plus sigmoïde des diaclases probablement liée à une lithologie différente, la zone oxydée de part et d'autre des diaclases a une épaisseur constante et on n'observe pas d'anneaux d'oxydation multiples (anneaux de Liesegang) qui seraient témoins de phénomènes cycliques de battements de nappes. Ce phénomène semble ici être dû à un événement unique et important. Le réseau de diaclases ainsi que les anneaux d'oxydation sont recoupés par une famille de micro-failles normales à pendage nord. Ces failles déjà décrites en 1985 font partie d'un faisceau de failles normales à pendage nord d'échelle cartographique. Elles ont une géométrie, une répartition et une orientation différente des failles oligo-miocènes liées à l'ouverture du système méditerranéen.

On les observe aussi sur la Flexure du Minervois où elles semblent basculées par la tectonique compressive pyrénéenne. Basés uniquement sur cette argumenta-

tion, nous avions proposé un âge antérieur ou contemporain à la compression pyrénéenne pour cette phase de distension.

Au stade actuel de nos travaux, cette argumentation peut sembler insuffisante pour démontrer l'existence d'une phase de distension anté-compression. Cette démonstration manque, en effet, d'arguments à l'échelle régionale où cette phase de déformation n'est apparemment pas connue. Toutefois, nous avons développé dans le chapitre concernant la déformation cassante (Genna, 1989) un certain nombre d'arguments et d'hypothèses en faveur d'une évolution complexe de la fermeture est du bassin de Carcassonne.

Les circulations de fluides à l'origine de ces oxydations sont antérieures à cette phase de distension. Dans l'hypothèse d'une distension anté-compression ou liée à des problèmes locaux de flexuration contemporains de la compression pyrénéenne, il faut supposer que les phénomènes de circulation de fluides décrits plus haut sont précoces dans l'évolution du bassin et expriment les mêmes phénomènes que ceux étudiés dans le secteur Félines-Siran ou le long de la flexure du Minervois. La présence dans l'affleurement d'Aigues-Vives de gypse associé aux phénomènes d'oxydation dans les diaclases et provenant des couches sous-jacentes plaide en faveur de cette hypothèse.

4. Discussion et interprétations à l'échelle de la fermeture est du bassin de Carcassonne

Nous avons vu à travers l'étude de la déformation cassante (Genna, 1989) une certaine complexité dans l'évolution du champ de contraintes en Minervois, avec probablement des changements rapides du régime liés à des problèmes de flexuration. L'intégration de nos conclusions sur la déformation hydroplastique et les circulations de fluides peut poser quelques problèmes de chronologie. Nous allons toutefois tenter d'établir un modèle d'évolution simple, tenant compte d'un maximum d'éléments d'observation cohérents entre eux.

La précocité des circulations de fluides à l'origine des déformations hydroplastiques et des figures d'échappement d'eau dans l'évolution sédimentaire et structurale du bassin semble évidente.

Les circulations d'eau dans les niveaux à gypse, dont la déformation est contrôlée par la compression pyrénéenne sont également précoces.

Les phénomènes d'oxydation et de débit concentrique affectent des bancs de grès compris entre les niveaux à gypse et les niveaux à déformation hydroplastique. Ils nécessitent des pressions de fluides importantes, voisines de celles atteintes dans les niveaux à gypse et sont probablement dus au même phénomène d'échappement d'eau à l'échelle de la bordure du bassin.

Des mesures d'orientation des structures de déformation hydroplastique et des déformations contemporaines des circulations de fluides mettent en évidence un contrôle par le champ de contrainte régional sur l'ensemble de ces structures et confirment l'âge pyrénéen des phénomènes qui sont à leur origine. Le tableau

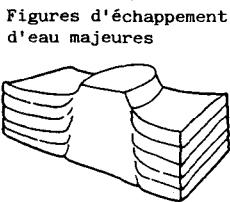
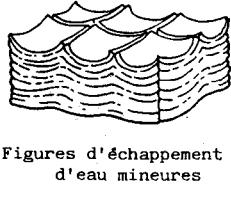
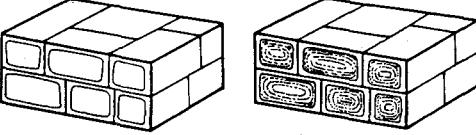
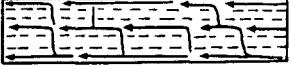
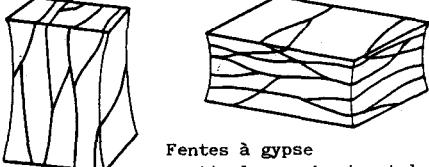
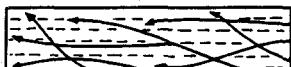
TYPE DE DÉFORMATION ET STRUCTURES OBSERVÉES		MODE DE CIRCULATION DE L'EAU DANS LE NIVEAU STRATIGRAPHIQUE CONSIDÉRÉ
Circulation d'eau dans des niveaux gréseux peu lithifiés, comportement hydroplastique	<p>Figures d'échappement d'eau majeures</p>  <p>Figures d'échappement d'eau mineures</p> 	 <p>Niveau de grès</p>  <p>Niveau de grès</p>
Circulation d'eau dans des bancs de grès diaclasés	 <p>"Cellules" avec ou sans débit concentrique</p>	 <p>Niveau de grès</p>
Circulation d'eau dans les niveaux à gypse (décollements potentiels (décrochements))	 <p>Fentes à gypse verticales ou horizontales</p>	 <p>Niveaux marneux</p> 

Fig. 58. - Essai de classification des différents modes de circulation d'eau et des structures principales engendrées.

Fig. 58. - Attempt at classifying the different modes of water circulation and the main resultant structures.

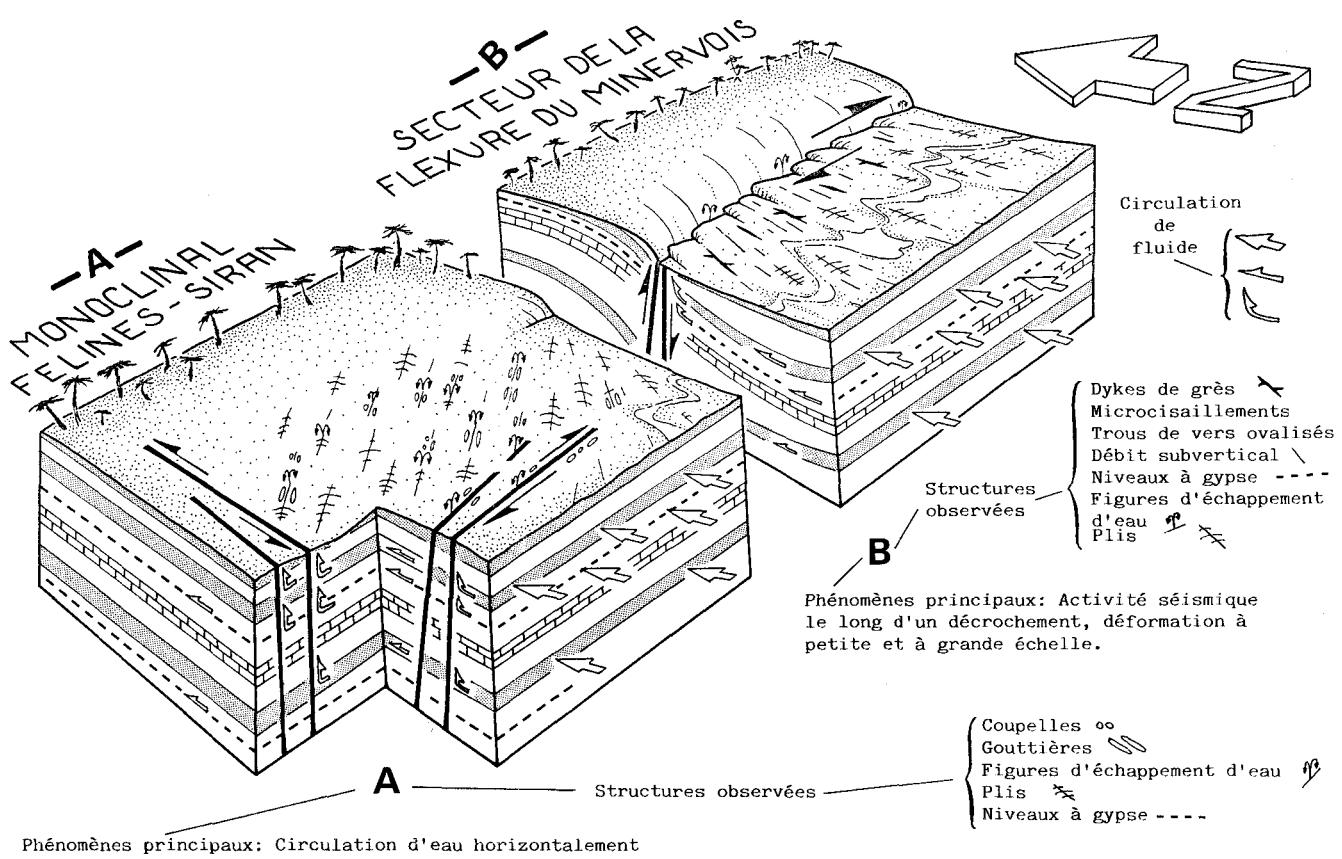


Fig. 59. - Reconstitution synthétique des phénomènes de circulations de fluides et de déformations hydroplastiques sur la bordure nord du bassin de Carcassonne en Minervois.

Fig. 59. - Synthetic reconstruction of fluid circulation and hydroplastic deformation at the northern edge of the Carcassonne basin in Minervois.

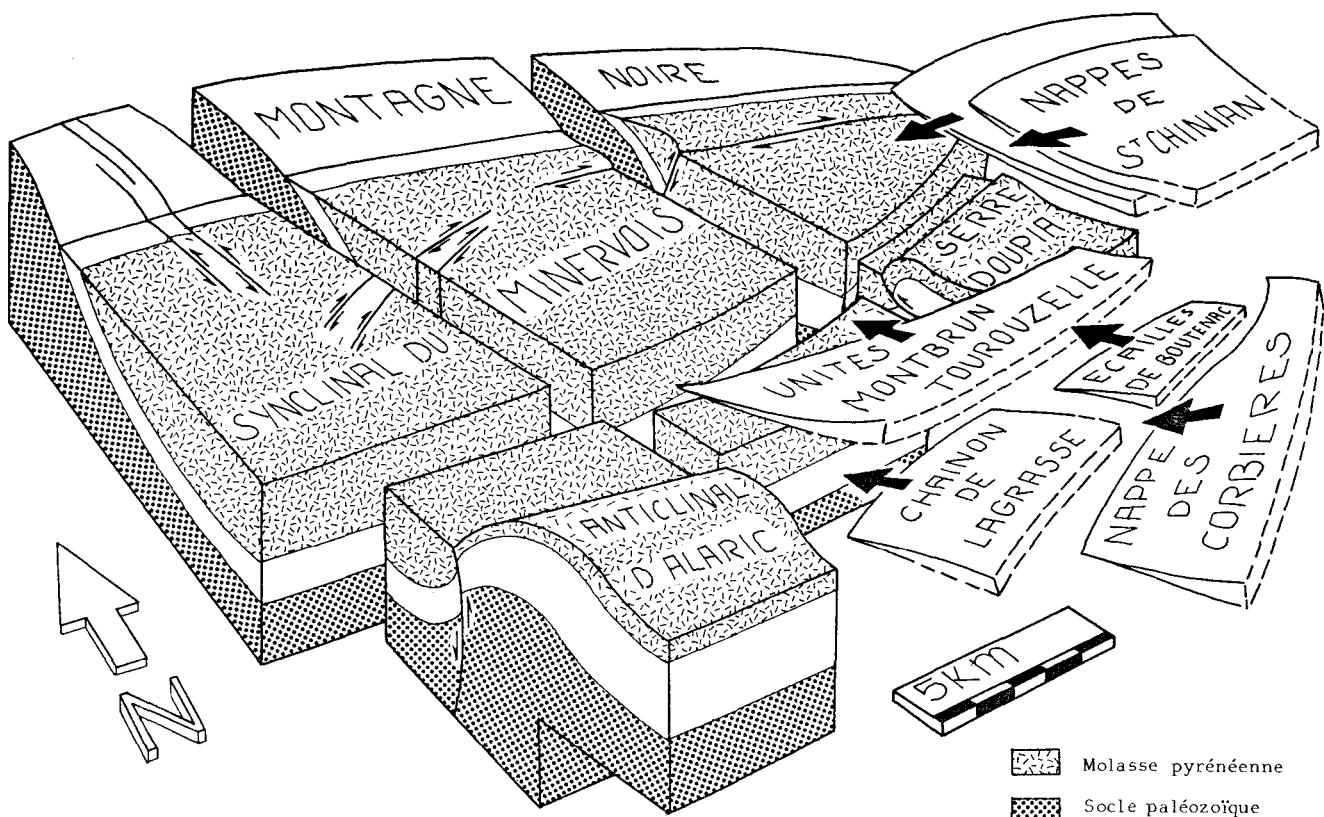


Fig. 60. - Bloc diagramme synthétique des grandes structures qui entourent la fermeture est du bassin de Carcassonne au cours de la phase majeure de déformation pyrénéenne.

Fig. 60. - Synthetic block diagram of the major structures surrounding the eastern closure of the Carcassonne basin during the major phase of Pyrenean deformation.

de la figure 58 est une classification générale des principales structures observées verticalement dans la série lithologique.

Les blocs diagrammes de la figure 59 représentent une répartition tridimensionnelle des structures décrites et leur relation possible dans le contexte de la bordure nord du bassin affectée par des circulations de fluides issues de l'ensemble du bassin.

Le bloc diagramme de la figure 60 exprime très sommairement la position et le rôle respectif des grandes structures régionales qui encadrent la fermeture du bassin de Carcassonne.

SE est la plus importante. Elle est accompagnée d'une déformation précoce hydroplastique. Les microstructures de type distensif peuvent exprimer les phases de distension post-pyrénéenne ou être simplement des effets secondaires de la compression. Elles sont dans l'ensemble peu nombreuses en Minervois.

L'étude des déformations hydroplastiques qui sont particulièrement bien développées sur la bordure nord du bassin nous a permis de connaître sous un aspect relativement inhabituel l'évolution précoce d'un bassin d'avant-chaîne soumis à un régime tectonique compressif.

L'analyse des effets de la circulation de fluide précoce dans cette zone nous a permis de mieux comprendre le mécanisme global de ce bassin au Bartonien supérieur.

La connaissance des relations directes entre circulations de fluides et déformation hydroplastique pourra être mise en évidence par une étude plus approfondie de la répartition des phénomènes d'oxydations. Nous les avons déjà décrits à petite échelle et uniquement dans les systèmes de cellules à débit concentrique. Autrement dit, sachant que les phénomènes d'oxydations affectent la presque totalité des bancs de grès, il faudrait maintenant situer les figures de déformation hydroplastique dans la répartition de l'oxydation des assises gréseuses.

Ces observations exigeront bien entendu des affleurements de très bonne qualité.

Conclusion

L'ensemble de nos travaux dans cette région (Genna, 1989) nous ont permis de reconstituer les principaux événements structuraux dans le contexte de la virgation du Languedoc d'une part et du bassin de Carcassonne d'autre part. Les observations ont été réalisées à des échelles très diverses qui vont de la structure microtectonique à la photo satellite. L'événement majeur étant la compression pyrénéenne d'âge bartonien supérieur (env. 42 Ma). La compression NW-

Références bibliographiques

BEAUDOIN B., FRIES G., JOSEPH P., PATERNOSTER B. (1983). - Sills gréseux sédimentaires injectés dans l'Aptien supérieur de Rosans (Drôme). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (2), **296** (7 février 1983), pp. 387-392.

BEAUDOIN B., FRIES G. (1982). - Filons gréseux sédimentaires, per descensum, dans un système de fractures ouvertes. Le cas de l'Albien de Bevons (Alpes-de-Haute-Provence). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (2), **295** (27 septembre 1982), pp. 385-387.

BEAUDOIN B., FRIES G., PARIZE O., PINAULT M. (1984). - Fracturation précoce en Sicile Nord-Orientale : les Sills et dykes sédimentaires Numidiens. 5^e Congrès Européen de Sédimentologie, Marseille, 9-11 avril 1984.

BERGERAT F., CSONTOS L. (1987). - Présence de microfailles hydroplastiques de compaction dans les lignites miocènes et plioènes des massifs de Matra et du Bükk (Hongrie). Interprétation dans le contexte extensif du Bassin Pannnonien. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (2), **305**, pp. 791-796.

BOGDANOFF S., CLUZEL D. (1981). - Un exemple de schistosité antérieure au plissement : la schistosité de l'avant-pays de la Nappe des Corbières (Aude, France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), **23**, n° 4, pp. 361-366.

BRODZIKOWSKI K., VAN LOON A.J. (1980). - Sedimentary deformations in Saalian glaciolimnic deposits near Włostow (Zary area, western Poland). *Géologie en Mijnbouw*, **59**, (3), pp. 251-272.

BRODZIKOWSKI K., GOTOWALA R., HALUSZCZAK A., KRZYSZKOWSKI D., VAN LOON A.J. (1987). - Soft-sediment deformations from glaciodeltaic, glacilacustrine and fluviolacustrine sediments in the Kleszczow graben (central Poland). *Geological Society Special Publication*, n° 29, pp. 255-267.

BRODZIKOWSKI K., HALUSZCZAK A., KRZYSKOWSKI D., VAN LOON A.J. (1987). - Genesis and diagnostic value of large-scale gravity-induced penecontemporaneous deformation horizons in quaternary sediments of the Kleszczow graben (central Poland). *Geological Society Special Publication*, n° 29, pp. 287-298.

BRODZIKOWSKI K., GOTOWALA R., KASZA L., VAN LOON A.J. (1987). - The kleszczow graben (central Poland) : Reconstruction of the deformational history and inventory of the resulting soft-sediment deformational structures. *Geological Society Special Publication*, n° 29, pp. 241-254.

BRODZIKOWSKI H., HALUSZCZAK A. (1987). - Flame structures and associated deformations in quaternary glacilacustrine and glaciodeltaic deposits : examples from Central Poland. *Geological Society Special Publication*, n° 29, pp. 279-286.

BRODZIKOWSKI K., VAN LOON A.J. (1985). - Inventory of deformational structures as a tool for unravelling the Quaternary geology of glaciated areas. *Boreas*, **14** (1985).

BRODZIKOWSKI K., VAN LOON A.J. (1983). - Sedimentology and deformational history of unconsolidated Quaternary sediments of the Jaroszow zone (sudetic Foreland). *Geologia sudetica*, **18**, NR 1.

BRODZIKOWSKI K. (1981). - Dilatancy and the course of the deformational process in unconsolidated sediments. *Annales societates geologorum poloniae*, 51-1/2, pp. 83-98.

CROCHET B. (1990). - Molasses syntectoniques du versant nord des Pyrénées. Thèse d'État 1989, Univ. Paul-Sabatier, Toulouse. Document du BRGM n° 199, 387 p.

CLUZEL D. (1977). - Étude microtectonique de l'avant-pays de la nappe des Corbières orientales (Aude, France). Thèse 3^e cycle, Univ. de Paris-Sud, Centre d'Orsay, 347 p.

GENNA A. (1985). - Étude tectonique et microtectonique de l'avant-pays pyrénéen de l'Est du Minervois (entre Félines et la Serre d'Oupia). Étude microtectonique dans le permien de Lodève (Mine à ciel ouvert des Mares sur le site de Saint-Martin-du-Bosc-Lodève). D.E.A. Montpellier.

GENNA A. (1988). - Déformations synsédimentaires hydroplastiques liées à la tectonique pyrénéenne compressive dans la molasse éocène du Minervois. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (2), **306**, pp. 1109-1114.

GENNA A. (1989). - Relations entre tectonique cassante, déformation hydroplastique et circulation de fluide dans l'extrémité est du bassin éocène de Carcassonne (essai d'application métallogénique). Thèse d'Université, U.S.T.L. Montpellier, 197 p.

GUIRAUD M., SÉGURET M. (1986). - Microfailles hydroplastiques liées à la compaction des sédiments fluvio-deltaïques du bassin Wealdien de Soria (Espagne). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, (2), **302**, n° 12.

GUIRAUD M., SÉGURET M. (1987). Soft-sediment microfaulting related to compaction within the fluvio-deltaic infill of the Soria strike-slip basin (northern Spain). *Geological Society Special Publication*, n° 29.

JONES M.E., PRESTON R.M.F. (1987). - Deformation of sediments and sedimentary rocks. *Geological Society Special Publication*, n° 29, 350 p.

LABAUME P. (1987). - Syndiagenetic deformation of a turbiditic series related to submarine gravity nappe emplacement (Autapie Nappe, French Alps). *Soc. Géol. Londres, Special publication*, n° 29, pp. 147-163.

LOWE D.R. (1975). - Water space structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**, pp. 157-204.

LOWE D.R., LO PICCOLO R.D. (1974). - The characteristics and origins of dish and pillars structures. *J. Sedimentary Petrology*, **44**, n° 2, pp. 484-501.

MONTENAT C. (1980). - Relation entre déformations synsédimentaires et paléoséismicité dans le Messinien de San Miguel de Salinas (Cordillères bétiques orientales, Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XXII, n° 3, pp. 501-509.

ODP Leg 110 Scientific Party (1987). - Expulsion of fluids from depth along a subduction-zone decollement horizon. *Nature*, 326.

OLIVER J. (1986). - Fluids expelled tectonically from orogenic belts : their role in hydrocarbon migration and other geologic phenomena. *Geology*, **14**, pp. 99-102.

PETIT J.P., LAVILLE E. (1987). - Morphology and microstructures of hydroplastic slickensides in sandstone. *Geological Society Special Publication*, n° 29, pp. 107-121.

PLAZIAT J.C. (1984). - Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Éocène : stratigraphie, paléoenvironnements et évolution paléogéographique. Thèse d'État, Université Paris-Sud, 3 volumes, 1362 p.

RAMSAY J.G., HUBER M. (1983). - The Techniques of structural geology. Vol. 1 : strain analysis. Academic Press.

SÉGURET M., LABAUME P., MADARIAGA R. (1984). - Eocene seismicity in the Pyrénées from megaturbidites of the south pyrenean basin (Spain). *Marine Geology*, **55**, pp. 117-131.

SIMS J.D. (1975). - Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young Lacustrine sediments. *Tectonophysics*, **29**, pp. 141-152.

VALLÉ B. (1984). - Structure du bassin de Blanzy (Saône-et-Loire). Dynamique du remplissage stéphanien et place du charbon. Tectonique précoce et tardive. Doctorat 3^e cycle, Université de Dijon, 203 p.

VON HUENE R., HOMA LEE (1983). - The possible significance of pore fluid pressures in subduction zones. *Am. Ass. Petr. Geol., Mem.*, **34**, pp. 781-791.

WESTBROOK G.K., SMITH M.J. (1983). - Long decollements and mud volcanoes : Evidence from the Barbados Ridge complex for the role of high pore-fluid pressure in the development of an accretionary complex. *Geology*, **11**, pp. 279-283.

WINSLOW M.A. (1983). - Clastic dike swarms and the structural evolution of the foreland fold thrust belt of the southern Andes. *Geological Society of America*, **94**, pp. 1073-1080.