

## Tectonique et fracturation associée dans le bassin des Causses (Aveyron, France) : le cas du secteur de Tournemire

JOËL CONSTANTIN<sup>1</sup>, PIERRE VERGÉLY<sup>1</sup> et JUSTO CABRERA<sup>2</sup>

*Mots clés.* – Microtectonique, Contrainte, Fracturation, Argilites, Toarcien

*Résumé.* – L'analyse microtectonique et cinématique du secteur de Tournemire (bassin des Causses, SE du Massif central) a permis d'identifier et de comprendre les divers contextes d'apparition et d'évolution de la fracturation affectant la pile sédimentaire de ce secteur. Cette étude s'inscrit dans le projet « Tournemire », lancé en 1988 par l'Institut de Protection et de Sûreté Nucléaire (IPSN), dont l'un des objectifs est la caractérisation des modalités de transfert de fluides au sein de formations type « argile », lithologie retenue pour le stockage de déchets nucléaires. C'est pourquoi, nous nous sommes plus particulièrement intéressés à décrire la fracturation de la formation d'âge Toarcien composée d'argilites, même si l'analyse microtectonique a porté sur toutes les séries du secteur.

La fracturation (d'origine tectonique) est associée à deux grandes phases tectoniques, chacune constituée de plusieurs épisodes distincts. La première, extensive, intervient au Mésozoïque. La fracturation dans les argilites, associée à cette phase, apparaît, pour partie, dès la diagenèse de la roche, qui se produit en régime extensif avec  $\sigma_3$  dirigée NW-SE. Elle est matérialisée par des alignements verticaux de nodules de direction NE-SW. Mais, l'essentiel de la fracturation liée à cette phase est acquis lors du dernier épisode extensif caractérisé par une orientation N-S de  $\sigma_3$ . Elle se compose de failles normales E-W et d'un réseau de deux familles orthogonales de joints, de direction proche de N-S et d'E-W. Les séries sont ainsi pré-fracturées quand débute la phase compressive « pyrénéenne ». Au cours de celle-ci, la direction de compression maximum  $\sigma_1$  a globalement varié de NE-SW à NW-SE, avec deux directions bien marquées N020-030 et N160-170. La fracturation préexistante est réactivée en faille tandis qu'apparaît une nouvelle fracturation composée principalement de joints de direction moyenne N160 et N020. L'établissement d'une chronologie détaillée de la déformation a permis de montrer que le même type de fracture, avec la même orientation (proche de N-S), est apparu au cours des deux phases tectoniques. La pré-structuration mésozoïque de la pile sédimentaire sera un élément à prendre en compte pour comprendre et contraindre, par la suite, l'histoire et les modalités de circulation de fluides au sein de la formation argileuse.

### Tectonic evolution and related fracturing in the Causses Basin (Aveyron, France) : the Tournemire area example

*Key words.* – Microtectonic, Stress, Fracturing, Shales, Toarcian

*Abstract.* – The Institute for Nuclear Safety and Protection (IPSN) launched the « Tournemire » program, in 1988. One of its aims is to understand and characterize the fluid transfer processes in argillaceous rocks. They are interesting rocks for the long-term storage of nuclear waste. To this purpose, the IPSN installed an experimental site in a tunnel, which gives access to a 250 m-thick Toarcian and Domerian shale unit near Tournemire (Aveyron, France) (fig. 1). The fluids, in this type of rock with very low intrinsic permeability,  $10^{-14}$  m/s [Boisson *et al.*, 1998], used to flow (calcite crystallizations in fractures), and still flow, principally in the fractures [Barbreaux et Boisson, 1993 ; Boisson, 1995] formed during the tectonic history of the formation. In order to constrain the history of fluid flow in the formation, it was necessary to characterize the tectonic fracturing and to identify the tectonic events responsible, on the one hand, for the apparition of the fractures and, on the other hand, for their eventual reactivation. The method used was a microtectonic and kinematic analysis.

The studied area belongs to the western border of the Causses basin, a Permian-Mesozoic basin trending N-S. The slightly monoclinical series in this area range from the Trias, discordant westward on the Permian formations of the St-Affrique basin, to the lower Kimmerigian locally present on the Larzac plateau (fig. 1). The upper Liassic shales (Domerian, Toarcian) are between two limestone and dolomite formations. Two major (regional-scale) ESE-WNW reverse faults, the Cernon fault and the St-Jean-d'Alcapies fault, cross the area. Their offsets may reach several hundred meters. These two faults limit an ESE-WNW trending block where the experimental site is located.

The tectonic fractures in the area result from two main tectonic phases. Phase 1, extensional, occurred during the Mesozoic and comprises three episodes (fig. 2). The first episode, characterised by an E-W extension (fig. 3), did not produce significant structures in the Toarcian shales. The second episode, with a NW-SE extension direction (fig. 4 and fig. 5), occurred during the diagenesis of the shales. It led to the development of calcareous nodules. These nodules are considered to be « mode I » fractures formed in association with fluid expulsion during the sediment compaction (fig. 4). The last episode has a N-S direction, (fig. 7) and is probably late Jurassic in age [Macquar, 1973 ; Blès *et*

<sup>1</sup> Orsayterre-UMR 8616, Université de Paris XI, 91405 Orsay.

<sup>2</sup> IPSN-DPRE, BP6 – 92265 Fontenay-aux-Roses

Manuscrit déposé le 12 février 2001 ; accepté après révision le 11 décembre 2001.

*al.*, 1989 ; Martin et Bergerat, 1996]. It produced E-W conjugate normal faults (fig. 6) and two perpendicular sets of extensional joints trending E-W and N-S.

The second major tectonic phase corresponds to the « pyrenean » compression. The  $\sigma_1$  directions vary from NE-SW to NW-SE, with two major pulses striking N020-N030 and N160-N170 (fig. 2, fig. 9 and fig. 10). The N020-N030 direction corresponds to the paroxysm of the « pyrenean » phase, dated as late Middle Eocene [Arthaud et Laurent., 1995]. It reactivated major faults and formed associated folds (fig. 8). Numerous fractures due to the N160-170 compressional event are concentrated principally in the center of the block bordered by the ESE-WNW major faults (fig. 2). Chronological criteria indicate that the direction of compression rotated counter-clockwise during the « pyrenean » compressional phase (fig. 11).

A third compression direction (N130) has been evidenced, for example, by N030 trending tension gashes cross-cut by N130 trending gashes (fig. 12). The significance of this last tectonic event is unclear. It is mainly observed in the west drift of the experimental site (fig. 1C), and could result of the re-orientation of the stresses at this site close to an important shear zone.

Three sets of joints, trending N020, N160 and N090 (fig. 13 and fig. 14) have been recognized. The joints are classically extensional fractures that propagate perpendicular to the minimum principal stress  $\sigma_3$  [Endelger, 1985 ; Pollard et Aydin, 1988 ; Rives, 1992]. In strike-slip regimes, such fractures strike parallel to the maximum principal stress  $\sigma_1$ . The average N020, N160 and N090 joints thus very probably are created respectively during the N020 pyrenean strike-slip event, N160 strike-slip event and N-S Mesozoic extension. The established chronology between the different compressional episodes involves the reactivation of the N020 and N160 fractures may have caused only sinistral strike slip. However, the presence of dextral strike slip on some vertical planes trending N-S, not associated with conjugate planes but with E-W vertical planes indicates their origin is not related to the « Pyrenean » phase. Consequently, we assumed that a set of N-S joints created during the extensive phase, in the same time as the E-W joints.

An elasticity theory model gives an account of field observations on this type of fractures. The model proposed by Caputo [1995] describes the geometry of networks, of joints as a function of the tectonic regime (fig. 15). Two co-eval sets of joints form under the same tectonic event. For an extensive stress state, the two sets are orthogonal to each other. Under strike slip regimes, two orthogonal sets form but one of the two sets forms horizontally (parallel to the bedding planes when the stratification is horizontal). The mechanism involves a stress permutation between  $\sigma_3$  and  $\sigma_2$  in the vicinity of the first fracture zone at the moment of failure. The network of orthogonal joints (N-S and E-W) appeared under the N-S extensive event.

We show two sets of joints with the same orientation formed at two different ages (fig. 16). Their differentiation was possible with the chronology of the deformation, which was determined by the microtectonic analysis. The pre-existing fractures, originated before the « pyrenean » phase, necessarily influenced the expression and the distribution of the fractures associated with the « pyrenean » phase. These pre-existing fractures must be taken into account to understand and constrain the fluid circulations in the Toarcian shales.

## INTRODUCTION

Depuis 1979, l'ANDRA (Agence nationale pour la gestion des déchets radioactifs) est chargée de développer la recherche sur le stockage des déchets nucléaires en formation géologique profonde. Les formations argileuses font partie des roches retenues par cet organisme pour leurs propriétés pétrophysiques qui leur confèrent les meilleures caractéristiques pour le confinement des déchets sur de longues périodes de temps. Dans le cadre de sa mission de surveillance et d'expertise des futurs sites de stockage, l'IPSN (Institut de Protection et de Sécurité Nucléaire) a lancé en 1988 un programme de recherche, dont l'objectif est la caractérisation géologique, physique, hydraulique, chimique et mécanique de ce type de matériau afin de comprendre et d'évaluer les modalités de transfert de fluides à travers les milieux argileux. Pour cela, l'IPSN a installé, sur la commune de Tournemire (Aveyron, France), un laboratoire dans un ancien tunnel ferroviaire qui traverse une épaisse série d'argilites (200 m) d'âge Toarcien (fig.1). De nombreux travaux ont déjà été réalisés sur ce site expérimental à partir de forages et de deux galeries creusées perpendiculairement au tunnel [Barbreaux et Boisson, 1993 ; Boisson, 1995]. Ils ont mis en évidence la faiblesse de la perméabilité matricielle du matériau, égale à  $10^{-14}$  m/s [Boisson *et al.*, 1998], et le rôle prédominant de la fracturation, principalement d'origine tectonique, sur les circulations passées, marquées par des cristallisations dans les plans de fracture, mais aussi sur les circulations actuelles. La fracturation a pu, lors de son ap-

partition ou de sa réactivation, entraîner des modifications de la perméabilité de fracture et permettre la circulation de fluides dans les argilites. La connaissance de la nature, de l'origine et de l'évolution de cette fracturation s'est alors avérée nécessaire pour permettre, par la suite, de corrélérer l'histoire des circulations avec celle de la déformation.

Ainsi, le travail présenté dans cet article fait le lien entre l'histoire tectonique du secteur de Tournemire et la fracturation présente dans la formation toarcienne. L'identification de la fracturation et la caractérisation de l'histoire tectonique ont été abordées par une analyse microtectonique et cinématique de toutes les séries du secteur. Ce travail devait être entrepris à cette échelle et en dehors du site expérimental, afin de donner des éléments de comparaison avec la fracturation du site-laboratoire. En outre, ce travail apporte des informations sur l'histoire tectonique du sud du bassin des Causses, au Mésozoïque et début du Tertiaire, qui n'a pas fait l'objet d'études récentes.

## CADRE GÉOLOGIQUE

Le secteur étudié est situé au SE du Massif central, dans la partie occidentale de la zone centrale du bassin des Causses (fig. 1A). Le bassin des Causses est un bassin permo-mésozoïque, allongé N-S et encadré par les massifs des Cévennes à l'est, de la Margeride au nord et du Rouergue à l'ouest [Rouire et Rousset, 1973]. Le seuil caussenard forme sa limite sud et le faisceau de la faille des Cévennes

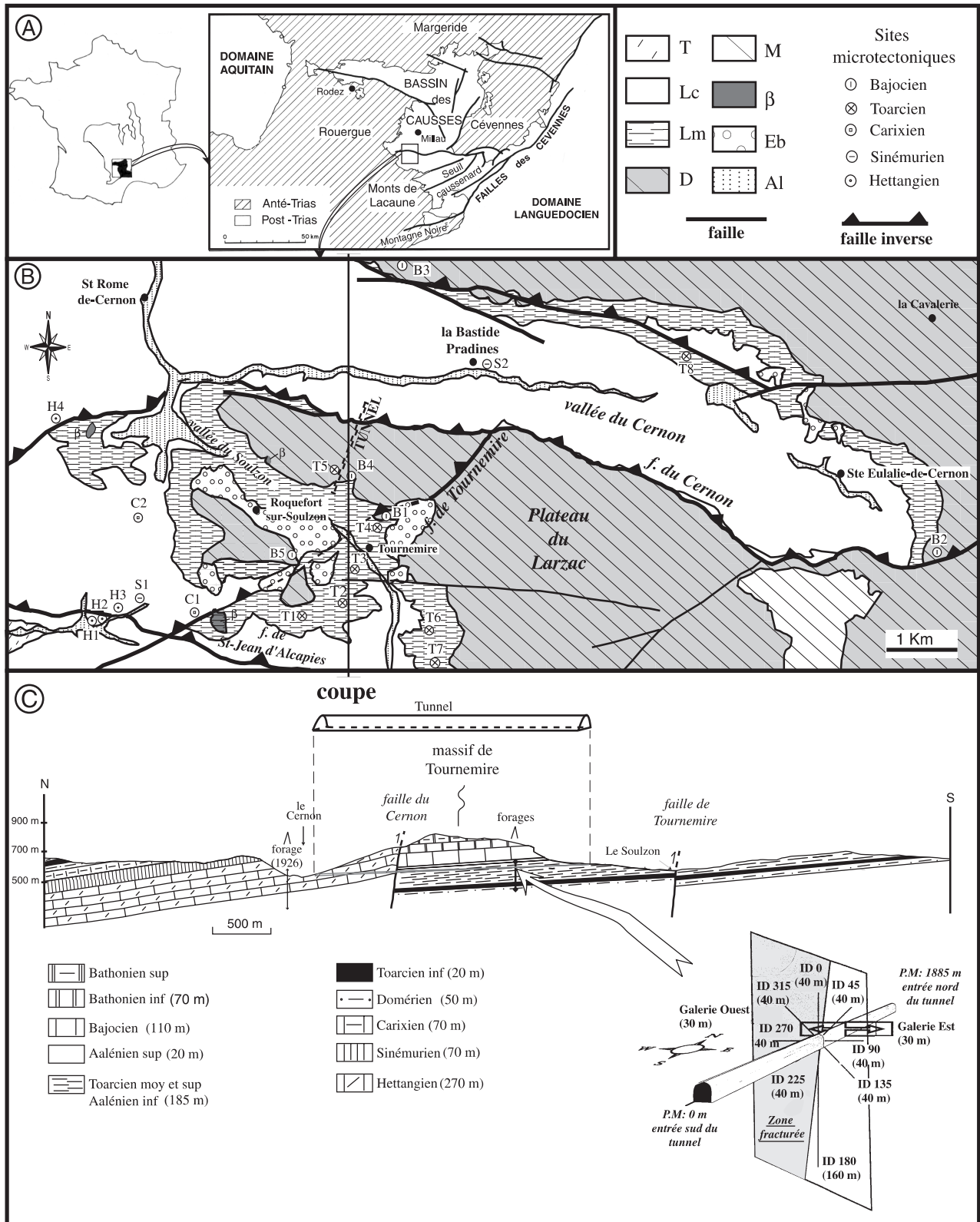


FIG. 1. – Principales structures tectoniques du secteur d'étude et sites de mesures. A. – Localisation géographique. B. – Schéma structural (à partir de la carte géologique de Millau au 1/50000, Mennessier *et al.* [1983]) : T : Trias ; Lc : Lias calcaire et dolomitique ; Lm : Lias marneux ; D. – Dogger ; M : Malm ;  $\beta$  : volcanisme Miocène sup ; Eb : éboulis ; A1 : alluvions. L'étage des sites microtectoniques est indiqué par une lettre et un symbole. C – Coupe N-S et schéma du site-laboratoire avec les forages ID.

FIG. 1. – Main structural elements of the studied area and sites of measurement. A. – Location map. B. – Geological map [from Mennessier *et al.*, 1983] : T : Triassic ; Lc : dolomitic and limestone Liassic ; Lm : marly Liassic ; D : Dogger ; M : Malm ;  $\beta$  : upper Miocene volcanism ; Eb : talus ; A1 : alluvial deposits. Letters and symbols of microtectonics sites indicate geological stage. C : cross-section N-S and research site with boreholes ID and drifts.

le sépare du domaine languedocien. Les niveaux permien affleurent dans trois sous-bassins (de Rodez, au Nord, de St-Affrique, au centre et de Lodève, au sud). Le reste du bassin des Causses est constitué de terrains mésozoïques dont les plus récents datent du Portlandien. Les témoins d'une sédimentation d'âge crétacé supérieur (Coniacien, Santonien et Campanien) sont connus dans le Sud Est du bassin, en particulier dans la région du Luc et de la Virenque [Alabouvette *et al.*, 1984 dans Ambert, 1994 ; Bruxelles *et al.*, 1999]. Ils indiquent l'existence d'une lacune sédimentaire entre le Jurassique supérieur et le Crétacé supérieur.

Le secteur d'étude se trouve sur la bordure occidentale du bassin des Causses. La série sédimentaire va du Trias, discordant sur les formations permien du sous-bassin de St-Affrique au SW, jusqu'au Kimméridgien inférieur, présent localement sur le plateau du Larzac. Ce dernier est principalement formé par les calcaires du Dogger d'âge bajocien et bathonien et est entaillé par les vallées de direction E-W, du Cernon, au nord et du Soulzon au sud. La structure d'ensemble est monoclinale, avec un faible pendage ( $\sim 5^\circ$ ) vers le nord (fig. 1B et 1C).

Le Trias est composé de formations détritiques, conglomérats alternant avec des grès et des argiles. Les terrains de l'Hettangien, Sinémurien et Carixien sont formés de calcaires, plus ou moins argileux, et de dolomies, correspondant à des faciès marins de plate-forme. Les séries du Domérien à l'Aalénien inférieur sont plus argileuses. Le Toarcien, en particulier, est constitué de schistes « cartons » dans sa partie inférieure et de marnes gris-bleuté et d'argilites à nodules calcaires dans sa partie supérieure. Ces faciès traduisent un approfondissement du milieu de dépôt au Lias supérieur. Les séries du Dogger jusqu'au Jurassique supérieur sont de nouveau carbonatées et dolomitiques, marquant un retour à une sédimentation de plate-forme. Les épaisseurs de chaque étage sont données sur la coupe de la figure 1 (partie C). Enfin, un volcanisme de nature basaltique, daté à 7 millions d'années [Gillot, 1974], a donné des filons et des necks qui ont traversé les formations jurassiques jusqu'au Dogger. Le neck de Roque Nègre localisé dans la falaise bajocienne au nord du village de Roquefort-sur-Soulzon en est un exemple.

Le secteur est traversé par trois accidents tectoniques d'échelle régionale ; ce sont les failles du Cernon, de Saint-Jean-d'Alcapies et de Tournemire (fig. 1B et 1C). La faille du Cernon (partie occidentale de la faille d'Alzon longue de plus de 80 kilomètres), de direction E-W et à fort pendage ( $60-70^\circ$ ) vers le nord, borde la partie nord du lobe du Causse du Larzac. Elle présente une composante inverse et son rejet vertical, au niveau du secteur d'étude, est estimé, au minimum, à 400 mètres. Le tunnel où se trouve le site expérimental recoupe la faille du Cernon. A cet endroit, elle met en contact, les calcaires et dolomies de l'Hettangien avec les argilites du Toarcien (fig. 1C). La faille de Saint-Jean-d'Alcapies, plus au sud, a une direction proche d'E-W, un pendage vers le nord et présente un rejet inverse. La faille de Tournemire, longue de 6 km, et de rejet inverse vertical moyen estimé à 100 m, est de direction NE-SW avec un pendage vers le NW ( $60^\circ$ ). Elle bute au nord contre la faille du Cernon et recoupe au sud la faille de Saint-Jean-d'Alcapies (fig. 1B). Ces trois accidents se prolongent dans le socle sous-jacent et sont hérités d'accidents

formés à la fin de l'orogénèse Hercynienne [de Charpal *et al.*, 1974 ; Bonijoly et Delpont, 1982].

## ANALYSE MICROTTECTONIQUE ET CINÉMATIQUE

Les sites microtectoniques sont localisés dans les divers niveaux de la pile lithologique du secteur (fig. 1B). L'inversion numérique des données cinématiques relevées sur les miroirs de faille a été effectuée à l'aide de la méthode de Carey [1979]. Les résultats obtenus ont été reportés sur la figure 2.

### Extension mésozoïque

#### *Etats de contraintes*

Trois épisodes tectoniques extensifs ont été relevés sur le secteur, mais seulement deux ont été enregistrés par la formation toarcienne.

Un épisode tectonique de direction d'extension ENE-WSW a été observé uniquement dans l'Hettangien et le Sinémurien (sites H1 et S1, le long de la route D999 entre Lauras et St-Affrique). La déformation s'exprime par des failles normales conjuguées, de direction NW-SE, donnant des structures en graben ou en horst (fig. 3). Les plans de faille, rectilignes, de longueur plurimétrique, présentent des rejets de l'ordre du mètre. Cet épisode extensif est peu marqué sur le secteur étudié et la direction de  $\sigma_3$ , mal contrainte, est comprise entre NE-SW et E-W.

Un second épisode extensif, de direction ( $\sigma_3$ ) NW-SE, affecte tous les terrains jurassiques. Mais le style de la déformation est différent selon l'étage. Dans le Toarcien, les structures correspondent à des alignements verticaux de nodules, perpendiculaires à la stratification et orientés selon une direction moyenne NE-SW (fig. 4). Les nodules sont moulés par les argilites et expriment un contraste de compétence avec l'encaissant. Ces caractéristiques traduisent une mise en place de ces structures au cours de la compaction du matériau. Les argilites n'étaient, alors, pas totalement indurées, mais avaient acquis un comportement suffisamment fragile pour pouvoir se fracturer. Cette fracturation a accompagné l'expulsion des fluides de la formation, à partir desquels le processus diagenétique de formation des nodules s'est réalisé. Cet épisode extensif de direction ( $\sigma_3$ ) NW-SE s'est produit pendant la diagenèse de la formation toarcienne. L'aspect actuel « bréchifié » des alignements verticaux de nodules (fig. 4B) est à mettre en relation avec une déformation plus tardive, liée à la phase tectonique compressive décrite plus loin.

La différence du style de la déformation associée à ce même épisode tectonique extensif est illustrée sur la figure 5. La déformation dans les couches de l'Hettangien (site H1) – failles normales conjuguées – traduit un comportement fragile du matériel contrairement aux argilites qui, comme nous venons de le voir, avaient un comportement plus ductile.

Le troisième et dernier épisode extensif a une direction ( $\sigma_3$ ) N-S. Il est le mieux exprimé sur le secteur étudié et en particulier dans les argilites du Toarcien (fig. 2). Le style de la déformation traduit cette fois un comportement fragile du matériau. La déformation s'exprime par des failles normales conjuguées, de direction proche d'E-W, de pendage



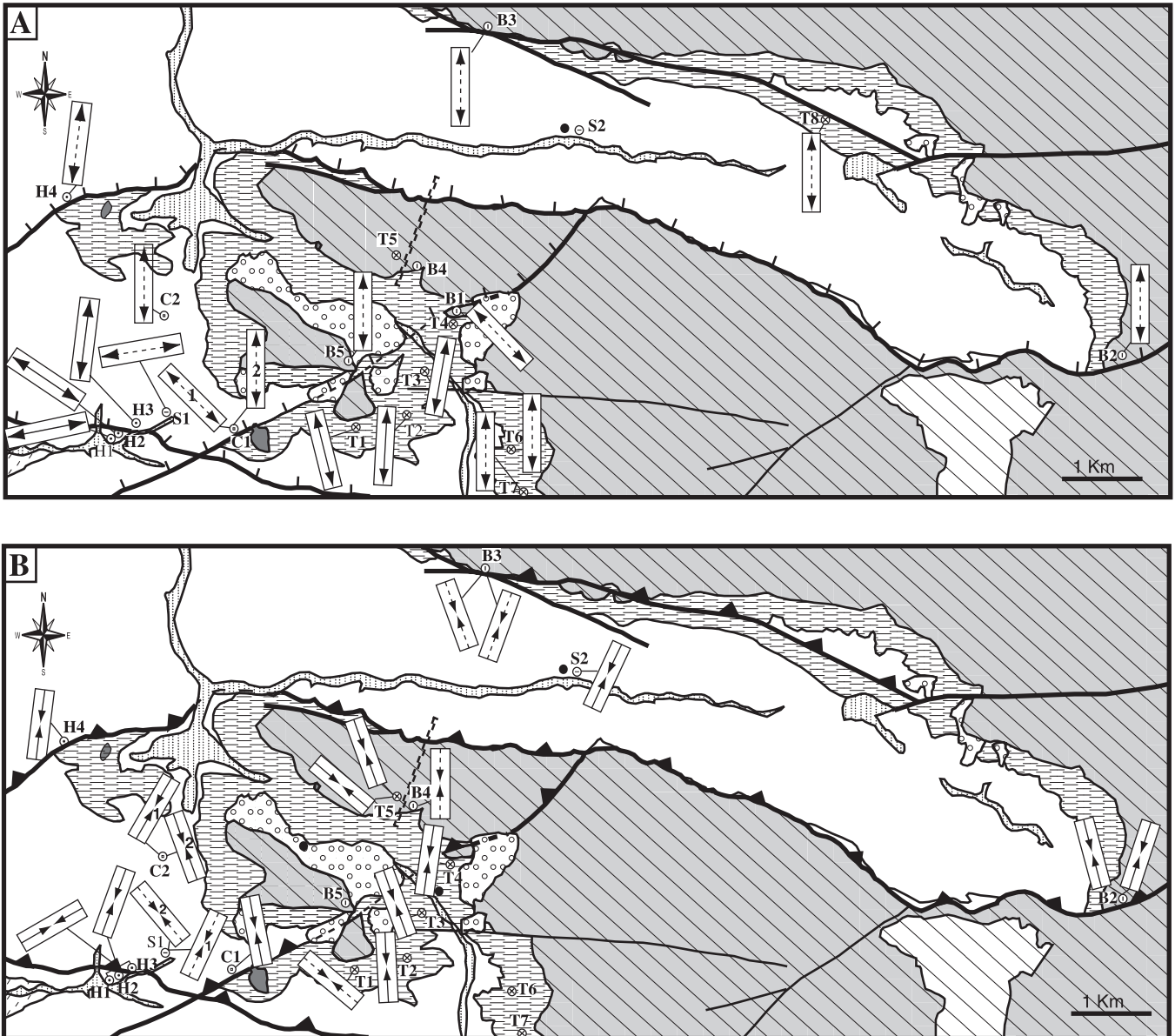


FIG. 2. – Directions de  $\sigma_3$  au cours de l'extension mésozoïque (A) et de  $\sigma_1$  au cours de la compression pyrénéenne (B). Flèches pleines : direction calculée par inversion de données microstructurales. Flèches en pointillés : direction estimée à partir du mouvement de failles en nombre réduit ( $< 5$ ) ou déduite des fentes de tensions. Même légende que celle de la figure 1. Les tenseurs de contraintes sont illustrés dans les figures 6, 9 et 10.  
 FIG. 2. – Directions of  $\sigma_3$  during the Mesozoic extensive phase (A) and directions of  $\sigma_1$  during the compressive phase (B). Full arrows : computed direction inferred from fault-slip data inversion. Dashed arrows : direction from faulting where fault-slip data were less than 5 or by tension gashes. Same legend as in figure 1. Stress tensors are shown in figures 6, 9 and 10.

50-60° vers le nord ou le sud, portant des stries au pitch à 90° (fig. 6). Ces plans de faille sont soulignés par des remplissages calcitiques portant les stries. Les rejets de ces failles sont de l'ordre du mètre. Cette géométrie de la fracturation est conforme au modèle d'interprétation dynamique des failles d'Anderson [1951].

#### Chronologie relative

L'absence de traces de l'extension ENE-WSW dans les terrains surmontant l'Hettangien et le Sinémurien semble indiquer que cet épisode s'est produit avant le Lias supérieur. En cela, il correspondrait au premier événement tectonique extensif du secteur.

La chronologie entre les épisodes extensifs NW-SE et N-S, déjà suggérée par la différence de style de déformation des argilites au cours de chacun de ces deux événements (fig. 4 et fig. 6), est confirmée par le recoupement de marqueurs de la déformation. En effet, sur le site C1, des fentes de tension d'allure pygmatitiques [Ramsay et Huber, 1983], de direction NE-SW, sont recoupées par d'autres fentes, rectilignes et de direction E-W (fig. 7). De plus, ces fentes NE-SW liées à l'extension NW-SE ont été déformées par aplatissement vertical avant l'apparition des fentes E-W au cours de l'épisode extensif N-S. La cause la plus probable de cet aplatissement est une surcharge lithostatique induite par l'accumulation de sédiments syn à post Lias supérieur. La déformation des fentes NE-SW est donc liée au tassement du matériel et permet de placer l'épisode

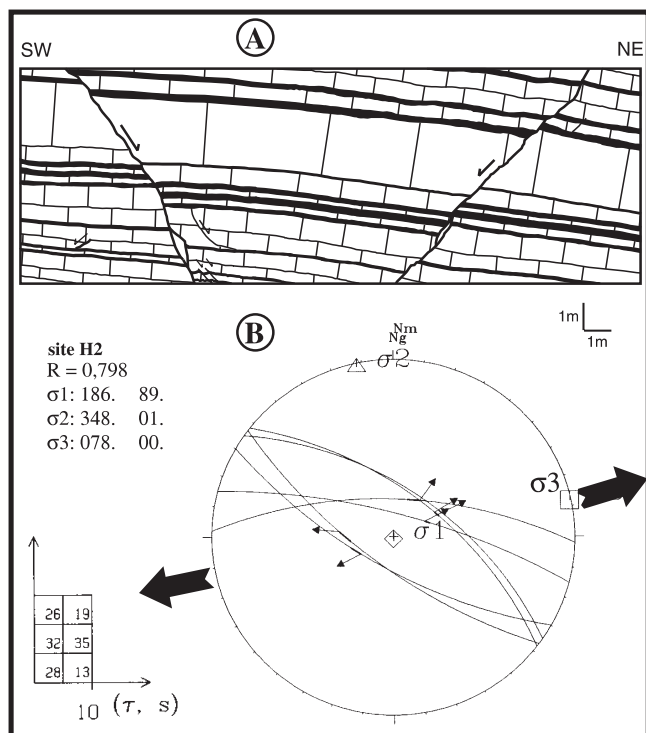


FIG. 3. – Extension ENE-WSW : exemple du site H2 (Hettangien). A : failles à rejet métrique, en coupe. B : calcul de tenseur de contraintes à partir de l'inversion de failles mineures. Failles et axes de paléocontraintes en projection de Wulff, hémisphère inférieur. Les contraintes principales maximale  $\sigma_1$ , intermédiaire  $\sigma_2$  et minimale  $\sigma_3$  sont respectivement représentées par un losange, un triangle et un carré. Les écarts angulaires entre la strie mesurée (s) et la strie calculée ( $\tau$ ) sont donnés par l'histogramme. Chaque numéro contenu dans un carré de l'histogramme correspond à la numérotation d'une faille.  $R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$ . Les axes de contraintes sont repérés par leur direction et valeur de plongement.

FIG. 3. – Extension ENE-WSW : site H2 example (Hettangian). A : faults with metric throw (cross section). B : paleostress tensor computation resulting from inversion of minor faults. Faults and axis of stresses in Wulff lower hemisphere projection. The principal stresses major  $\sigma_1$ , intermediate  $\sigma_2$  and minor  $\sigma_3$  are respectively diamond, triangle and square. Histogram shows the angular deviation, for each fault plane, between the measured (s) and the predicted ( $\tau$ ) slip-vectors.  $R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$ . The number in each square of histogram is the number of a fault. Stresses axis are given by their direction and dip.

extensif NW-SE contemporain de la diagenèse de la formation carixienne. Là encore, la différence de style de déformation, pour un même type de structure, au sein de la même formation, peut être corrélée avec l'évolution de la rhéologie du matériau au cours de son histoire.

### Age de la déformation

Le bassin des Causses est jusqu'au Crétacé une aire de sédimentation appartenant à la plate-forme de la marge occidentale de la Téthys (partie liguro-piémontaise), qui est en train de s'ouvrir, et dont l'océanisation intervient à la fin du Dogger [Debrand-Passard *et al.*, 1984]. A ce titre, la région des Causses est reliée, sur le plan paléogéographique, à l'histoire du bassin du SE [Baudrimont et Dubois, 1977].

Le premier épisode extensif relevé sur le secteur, seulement dans les formations d'âge hettangien et sinémurien, a une direction E-W à NE-SW. Cette direction d'extension est obtenue, et attribuée à la même période, d'une part dans le bassin des Causses, au niveau du détroit de Rodez et en bordure des Cévennes [Blès *et al.*, 1989], et d'autre part sur

la marche ardéchoise du bassin du SE [Martin et Bergerat, 1996].

Le second épisode extensif de direction NW-SE affecte toutes les séries du secteur étudié et se produit au cours de la diagenèse de certaines séries (Carixien et Toarcien, cf. supra). La période Lias inférieur-Dogger est reconnue comme une période de plus forte activité tectonique dans le bassin [Debrand-Passard *et al.*, 1984]. L'approfondissement des milieux de dépôts à cette époque, marqué par le changement de faciès sédimentaire (formations argileuses du Domérien, Toarcien et Aalénien inférieur), pourrait correspondre à une subsidence tectonique plus importante. Au sud du bassin, au niveau du faisceau de la faille des Cévennes, cette activité tectonique se marque par une direction d'extension globalement NW-SE [Bonijoly et Delpont, 1982 ; Blès *et al.*, 1989]. A ce titre, l'activité syn-sédimentaire ante-bathonienne de la faille des Cévennes a été mise en évidence par Petit *et al.* [1973].

Le début et la fin du troisième épisode extensif, de direction N-S, ne sont pas clairement établis dans le bassin des Causses, en l'absence de sédiments d'âge plus ancien que le Portlandien. Cet épisode extensif est daté Jurassique supérieur-Crétacé inférieur sur la bordure ardéchoise du bassin du SE [Martin et Bergerat, 1996] ainsi que sur le pourtour du bassin des Causses [Blès *et al.*, 1989 ; Macquar, 1973]. Par comparaison, nous situons cet épisode d'extension au Jurassique supérieur (Crétacé inf. ?) dans le bassin des Causses.

### Extension et accidents majeurs

Les différentes directions d'extension sont enregistrées à proximité des grands accidents tectoniques découpant le secteur d'étude. L'élargissement de la route D999, qui va de Lauras à St-Affrique, a fourni des affleurements de très bonne qualité, qui montrent des structures très nettes liées à ces trois événements (fig. 2 : sites H1, H2, H3 et S1). A partir des structures mesurées à proximité de la faille de St-Jean-d'Alcapies, il a été possible de calculer trois états de contrainte en extension. La faille de St-Jean-d'Alcapies a probablement fonctionné au cours des différents épisodes extensifs, au Mésozoïque. De même, le long de la D77 (site B2, fig. 8A) à proximité immédiate de la faille du Cernon, on observe les traces d'une extension N-S, marquée par des failles normales E-W, à pendage sud, antithétiques à la faille du Cernon (de direction E-W mais de pendage nord). Ces failles témoignent du jeu normal de la faille du Cernon, au cours de l'événement extensif N-S. Toutes ces observations supposent alors l'origine précoce de ces grands accidents et soulignent leur rôle dans la structuration du bassin des Causses.

Sur le secteur, aucun autre critère ne nous permet de supposer le jeu synsédimentaire des accidents majeurs. Mais, à l'échelle du bassin, l'activité synsédimentaire d'accidents de même échelle que les failles du Cernon et de St-Jean-d'Alcapies a été associée aux variations d'épaisseur des séries [Macquar, 1973 ; Debrand-Passard *et al.*, 1984] où encore à la formation de brèches intra-formationnelles [Michard et Coumoul, 1978].

Aujourd'hui, les rejets normaux de ces failles ne sont pas quantifiables car ils ont été annulés par la réactivation de ces accidents lors de la phase tectonique compressive

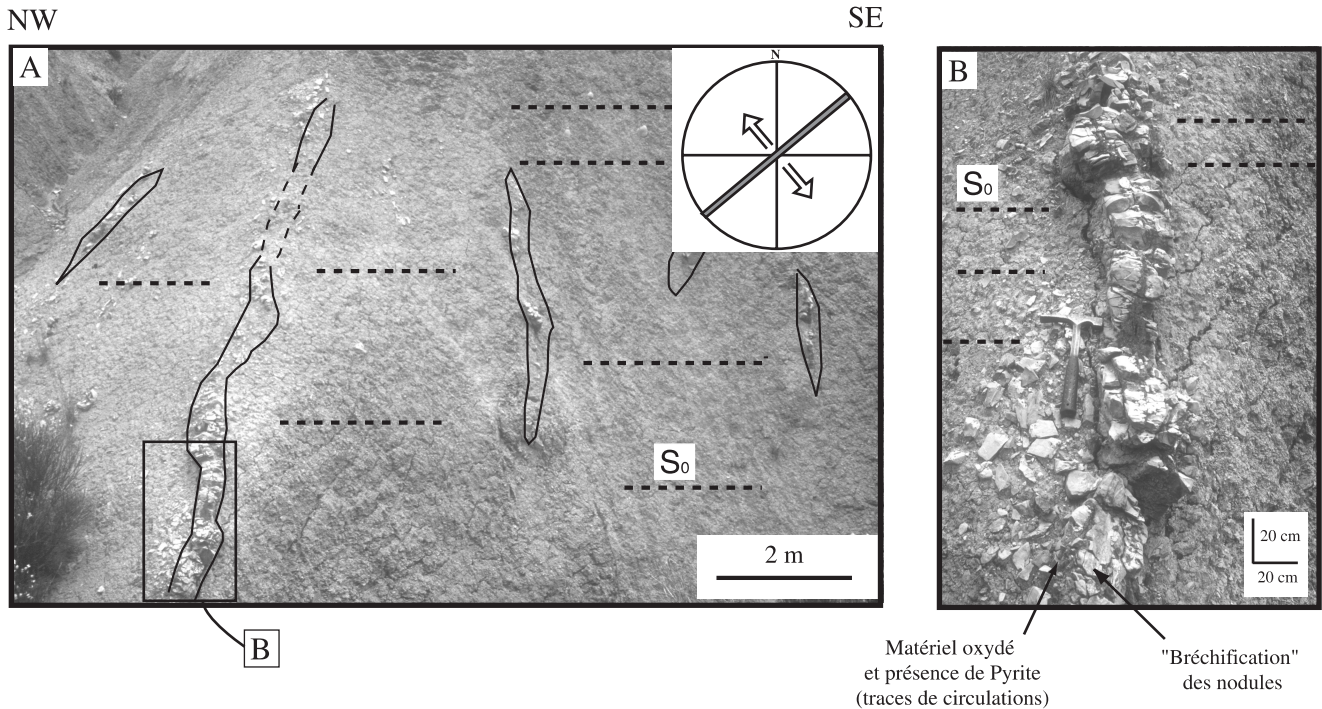


FIG. 4. – Déformation syncompaction lors de l'extension NW-SE au sein des argilites du Toarcien. A : vue générale de l'affleurement ; encart : orientation des alignements de nodules. B : détails ( $S_0$  : stratification). Les nodules calcaires alignés suivant une direction NE-SW sont interprétés comme résultant d'une fracturation en mode I assistée par les fluides.

FIG. 4. – *Syncompaction deformation in the Toarcian shales : NE-SW vertical nodules. A : general view of outcrop with orientation of the vertical nodules. B : detail view (bedding planes,  $S_0$ , stratification as dashed line.). The NE-SW calcareous nodules within shales are thought to be mode I fractures with high fluid pressure.*

pyrénéenne. Ces failles présentent aujourd'hui des rejets inverses pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres.

### Compression pyrénéenne

Toutes les déformations en compression sont rattachées à la phase tectonique pyrénéenne qui, comme la phase extensive précédente, est constituée de plusieurs événements de directions distinctes. Régionalement, cette phase commence dès le Crétacé Terminal et se poursuit jusqu'à l'Eocène supérieur [Arthaud et Séguret, 1981]. Les directions de compression obtenues par inversion de données cinématiques sur les plans de faille varient de N060 à N130 avec deux directions particulièrement bien exprimées sur le secteur, N020-N030 et N160-N170 (fig. 2, fig. 9 et fig. 10).

La compression de direction N020-030 correspond au paroxysme de la phase pyrénéenne, daté Eocène moyen [Arthaud et Laurent, 1995]. Les structures associées à cet épisode compressif sont importantes à proximité des accidents majeurs. Il s'agit de plis métriques d'axe N110 ou d'écaïlles, accompagnés de nombreux glissements banc sur banc (fig. 8).

La compression de direction N160 est plus locale mais la déformation associée est néanmoins bien exprimée dans le compartiment délimité par les failles du Cernon et de St-Jean-d'Alcapies. Chronologiquement, elle intervient après la compression de direction N020. Ceci est particulièrement clair sur le site C2 (Carixien, carrière de Lauras), où des plans de faille verticaux, de direction proche de N-S, portent des stries dextres (calcite striée mécaniquement), compatibles avec la compression N020 (fig. 11A), recouvertes par des cristallisations de calcite sparitique (fig. 11B) el-

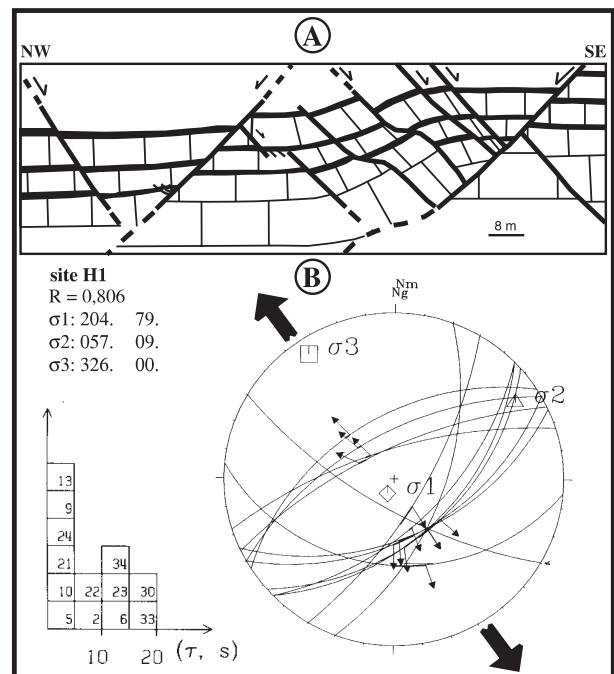


FIG. 5. – Extension NW-SE : exemple du site H1 (Hettangien). A : failles à rejet métrique (en coupe). B : calcul de tenseur de paléo-contraintes à partir de l'inversion de failles mineures. Même légende que celle de la figure 3.

FIG. 5. – *Extension NW-SE : site H2 example (Hettangian). A : faults with metric throw (cross section). B : Paleostress tensor computation resulting from inversion of minor faults. Same legend as in figure 3.*



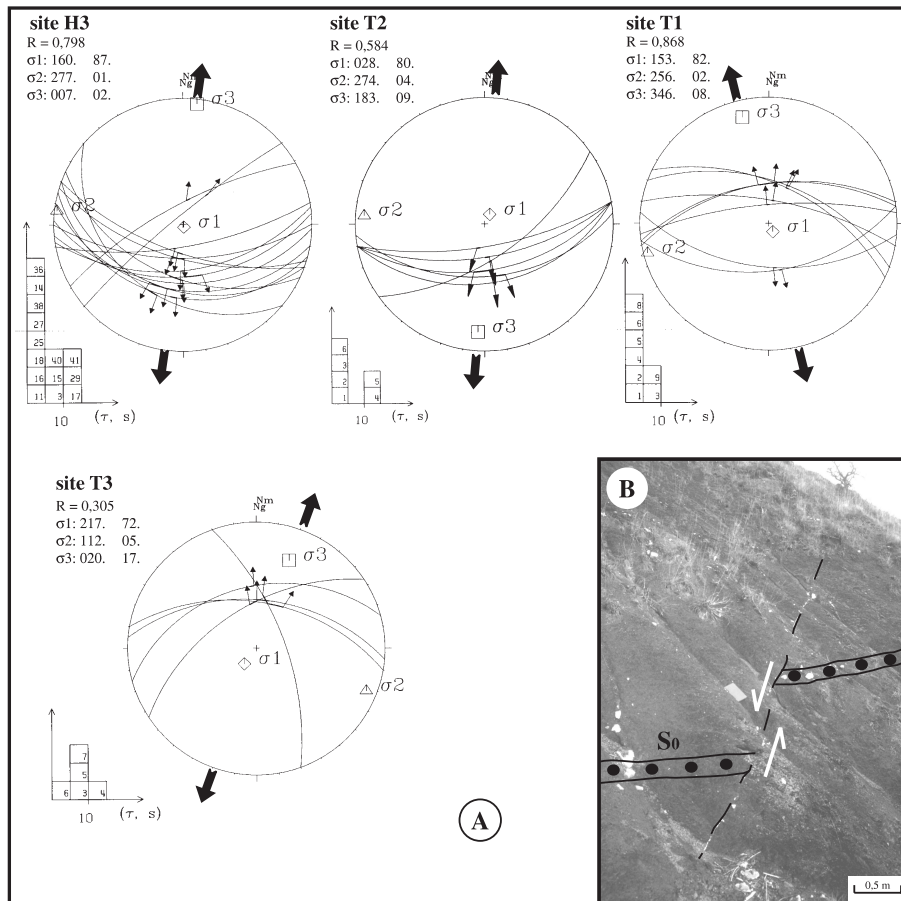


FIG. 6. – Extension N-S dans les argilites du Toarcien. A : calcul de tenseur de paléo-contraintes à partir de l’inversion de failles mineures. Même légende, pour le calcul que celle de la figure 3. B : failles à rejet métrique (affleurement, site T1).  
 FIG. 6. – *Extension N-S in the Toarcian shales. A : paleostress tensor computation resulting from inversion of minor faults. Same legend as in figure 3. B : faults with metric throw (outcrop ; site T1).*

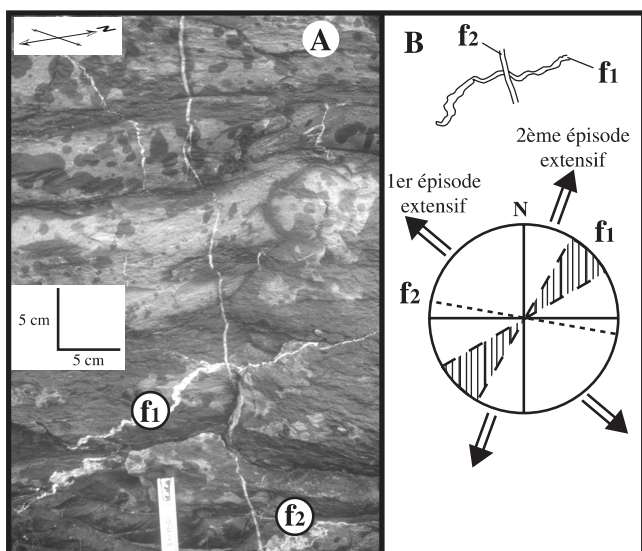


FIG. 7. – Chronologie des épisodes extensifs de direction NW-SE et N-S. Exemple du site C1 (Carixien). A : affleurement. B : schéma explicatif. La fente f2 est responsable du décalage de la fente f1. L’extension N-S est postérieure à l’extension NW-SE.  
 FIG. 7. – *Chronological relationship between the NW-SE and N-S extensional events. Site C1 example (Carixian). A : detail view. B : diagram. The offset of the tension gash f1 results from the opening of the tension gash f2. The N-S extension postdates the NW-SE extension.*

es-mêmes striées (escalier de calcite) selon un jeu senestre (fig. 11C), compatible cette fois avec la compression de direction N160 (fig. 11). Deux états de contraintes différents majeurs et distincts se sont donc succédés sur le secteur. La direction de compression a subi une rotation, dans le sens antihoraire, de N020 vers N160. Ces plans de faille polyphasés, verticaux et perpendiculaires à la stratification, sont d’anciens joints qui constituent un réseau dont on trouve le second système, orthogonal. D’ailleurs, quelques fractures de ce second système ont aussi été réactivées, en failles décrochantes senestres, au cours de l’événement compressif N020. Ce phénomène de réactivation a été observé en plusieurs endroits du secteur et montre toujours la même chronologie : l’épisode compressif de direction ( $\sigma_1$ ) N020 est antérieur à l’épisode compressif de direction ( $\sigma_1$ ) N160.

Un troisième épisode compressif de direction N130 a été relevé sur le secteur (fig. 2) et notamment dans la galerie ouest du tunnel (fig. 10, site T5). Le calage chronologique de cet épisode dans l’histoire tectonique a été obtenu grâce au recoupement de fentes de tension de direction N020 par des fentes de direction N130 (fig. 12). Cependant, la représentativité de cet épisode peut être discutée. En effet, cette direction n’a été obtenue par calcul d’inversion qu’au niveau de la galerie ouest du site laboratoire qui présente la particularité de recouper une zone de cisaillement relativement importante (fig. 1C). Le caractère local de cette direction N130 pourrait signifier une réorientation des



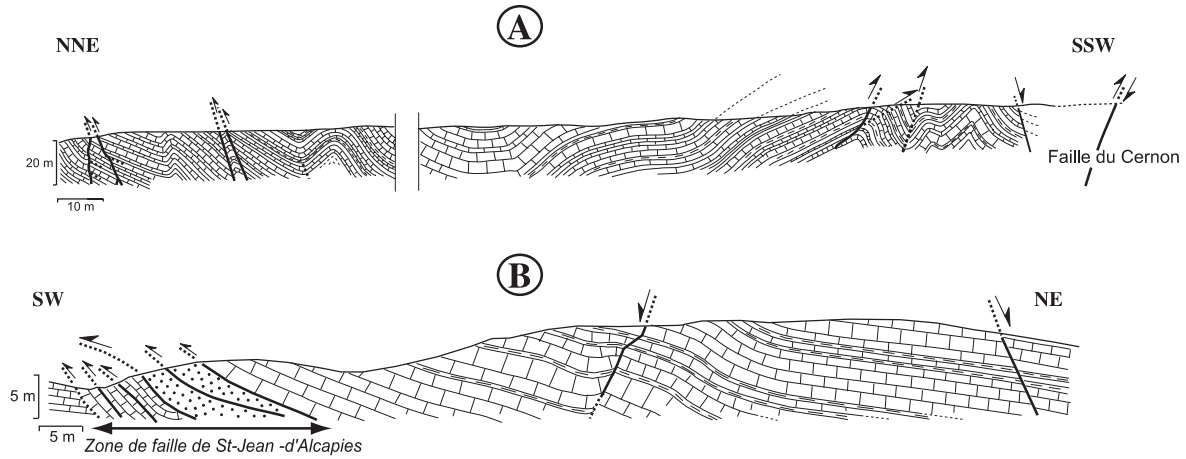


FIG. 8. – Coupes synthétiques à proximité des accidents d'échelle régionale. A : faille du Cernon (site B2) ; B : faille de St-Jean-d'Alcapies (site H3). Le figuré en pointillé représente le Trias en écaillles dans la zone de faille de St-Jean-d'Alcapies.  
 FIG. 8. – Cross-sections near major faults. A : Cernon fault (site B2 in fig.1) ; B : St-Jean-d'Alcapies fault (site H3 in fig.1). Dotted filling shows the imbrications of Trias in the fault zone.

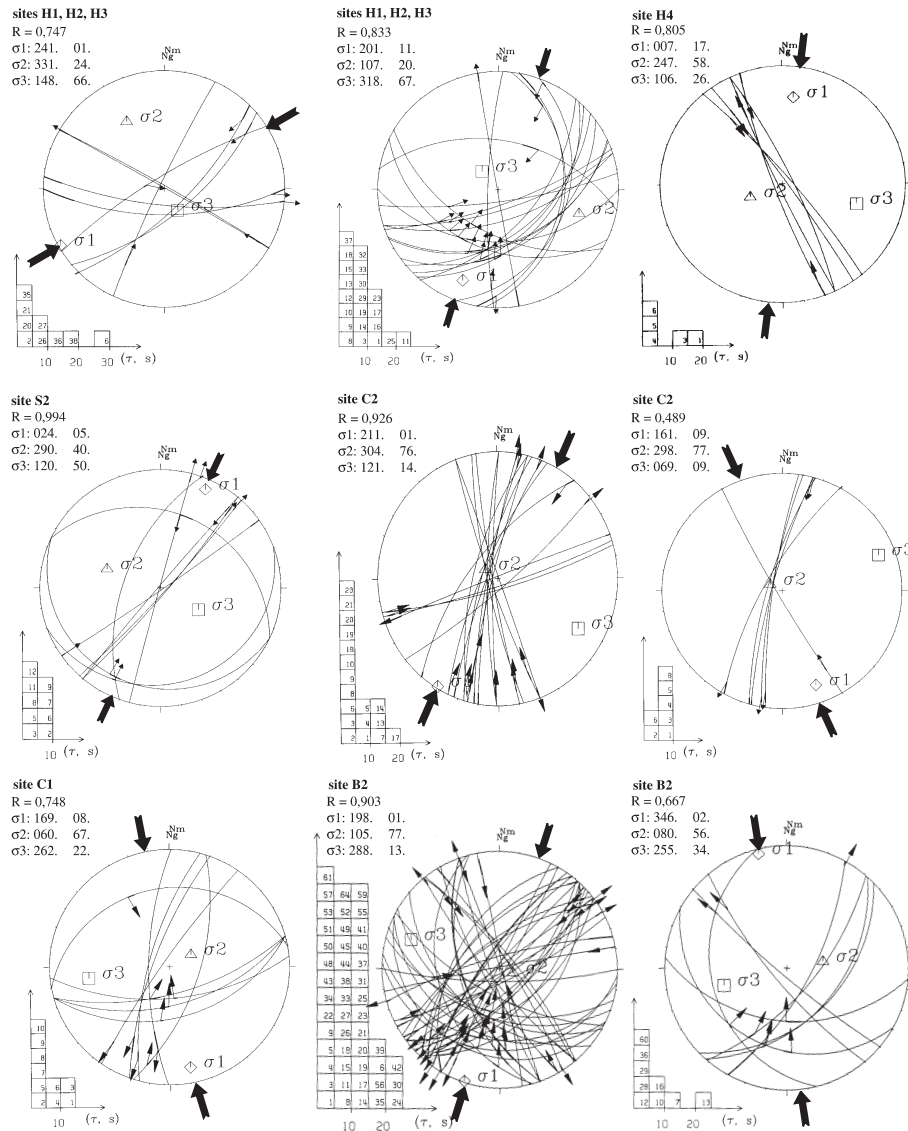


FIG. 9. – Tenseurs de paléo-contraintes liés à la phase compressive pyrénéenne. Calculs à partir de l'inversion de failles mineures. Même légende, pour le calcul, que celle de la figure 3.

FIG. 9. – Paleostress tensor associated to the Pyrenean compressive phase. Results from inversion computation. Same legend as in figure 3.

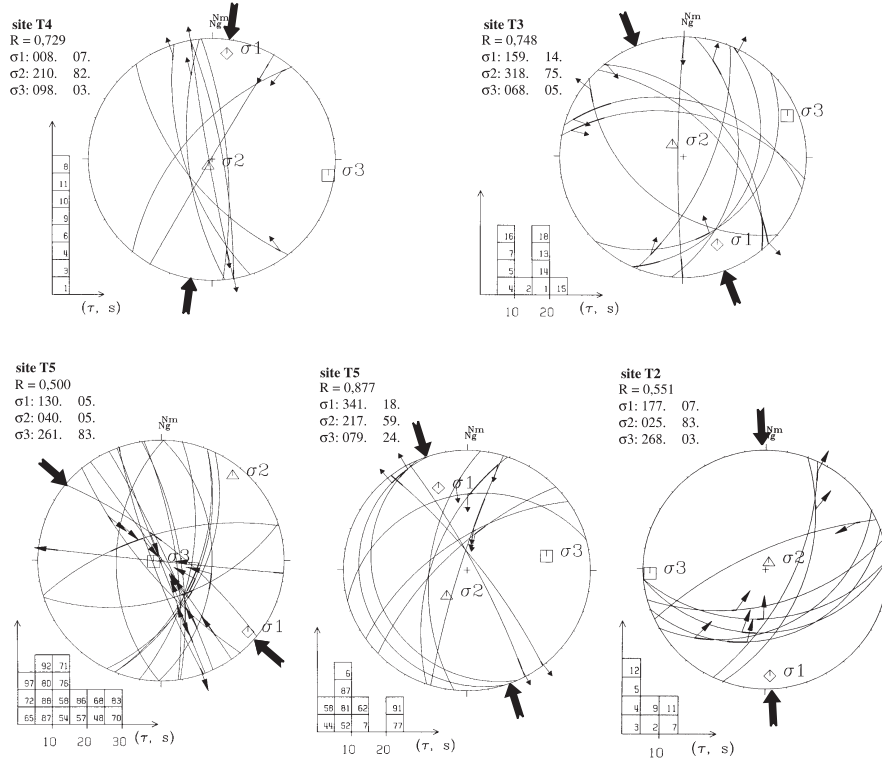


FIG. 10. – Tenseurs de paléo-contraintes liés à la phase compressive pyrénéenne dans le Toarcien. Calculs à partir de l'inversion de failles mineures. Même légende, pour le calcul, que celle de la figure 3.

FIG. 10. – Paleostress tensor in the Toarcian shales, associated to the Pyrenean compressive phase. Results of inversion computation. Same legend as in figure 3.

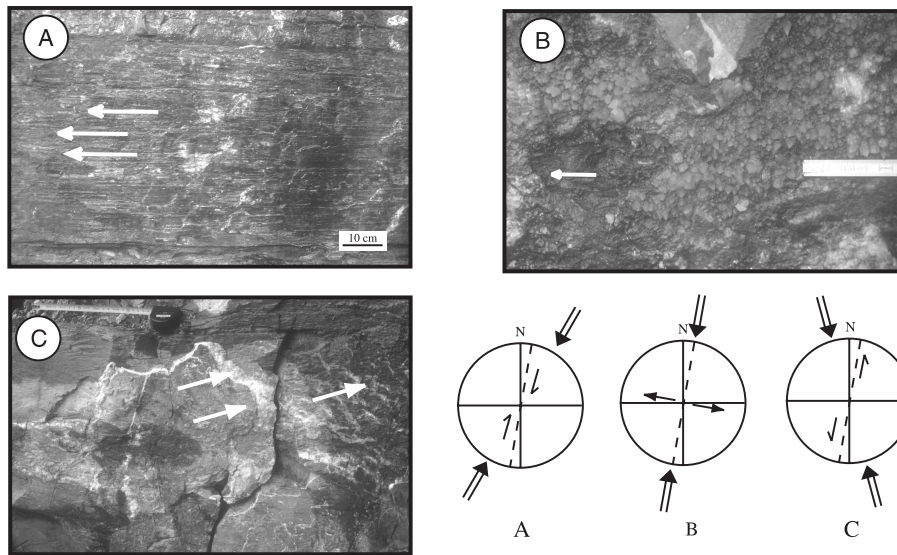


FIG. 11. – Chronologie des épisodes compressifs N020-030 et N160-170 : exemple du site C2. Les trois figures appartiennent au même plan de faille (N010, 82°W). A : stries (calcite striée mécaniquement) de sens dextre compatibles avec une compression N020-030. B : stries de sens dextre recouvertes par des cristaux de calcite automorphe. C : cristaux de calcite portant des stries (escalier de calcite) de sens senestre compatibles avec une compression de direction N165. Cette évolution cinématique est schématisée par les trois diagrammes (A, B et C). Voir figure 8 pour les tenseurs de paléo-contraintes.

FIG. 11. – Chronological relationship between N020-030 and N160-170 compressional events : site C2 example. On the same fault plane : A : dextral striae related to N020-030 compression ; B : dextral striae indicating dextral strike-slip covered by automorphic calcite crystals ; C : calcite filling bearing late sinistral striae related to N160 compression. See figure 8 for stress tensors.

contraintes au voisinage de cette zone de cisaillement (fig. 1C). Cet épisode tectonique reste donc hypothétique en raison du nombre trop faible de données.

Aucune déformation mésoscopique attribuable à la phase de distension oligocène ou à la phase compressive alpine miocène, n'a été identifiée sur le secteur de Tourne-

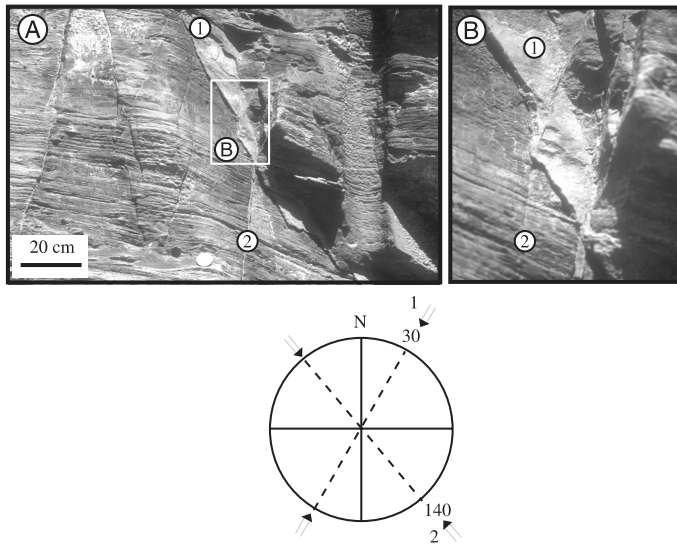


FIG. 12. – Chronologie des épisodes compressifs N020-030 et N130-140 : exemple du site S1. A : vue générale. B : détail. La fente 1 est décalée par la fente 2.

FIG. 12. – Chronological relationship between N020-030 and N130-140 compressional events : site S1 example. A : general view. B : detail view. Tension gash 1 cross tension gash 2.

mire. Le bassin des Causses subit des mouvements verticaux de très grande longueur d'onde, dès le Miocène moyen, qui s'accompagnent de l'installation d'un vaste réseau hydrographique [Ambert, 1994]. A la même époque, se produisent des émissions volcaniques associées au volcanisme du Massif central et du Cantal en particulier [Gilot, 1974].

### FRACTURATION SUR LE SECTEUR DE TOURNEMIRE – DISCUSSION

Le paragraphe précédent montre que l'extension mésozoïque s'est accompagnée dans la formation toarcienne, de l'apparition des structures suivantes :

- des fractures précoces, syncompaction, apparues au cours de l'épisode extensif de direction NW-SE et se matérialisant par des alignements verticaux de nodules, perpendiculaires à la stratification (fig. 4),

- des failles normales conjuguées de direction E-W liées à l'épisode extensif de direction N-S (fig. 6).

Mais, ces familles de fractures ne constituent pas l'essentiel de la fracturation. L'ensemble des séries est aussi affecté par des fractures perpendiculaires à sub-perpendiculaires à la stratification, rectilignes, ne présentant pas de trace de cisaillement et contenant souvent des cristallisations de calcite. Il s'agit de joints (ou de diaclases, ce dernier terme désignant les joints perpendiculaires à la stratification [Blès et Feuga, 1981]). Les joints sont les fractures le plus fréquemment rencontrées dans les niveaux les plus superficiels de la croûte et leurs contextes de genèse sont multiples [Endelger, 1985 ; Pollard et Aydin, 1988]. Ils forment des réseaux plus ou moins complexes associés ou non à d'autres structures comme par exemple les plis [Endelger et Peacock, 2001]. Notre secteur représente donc un exemple de développement de joints en domaine relativement peu déformé, tabulaire, dans un environnement de plate-forme.

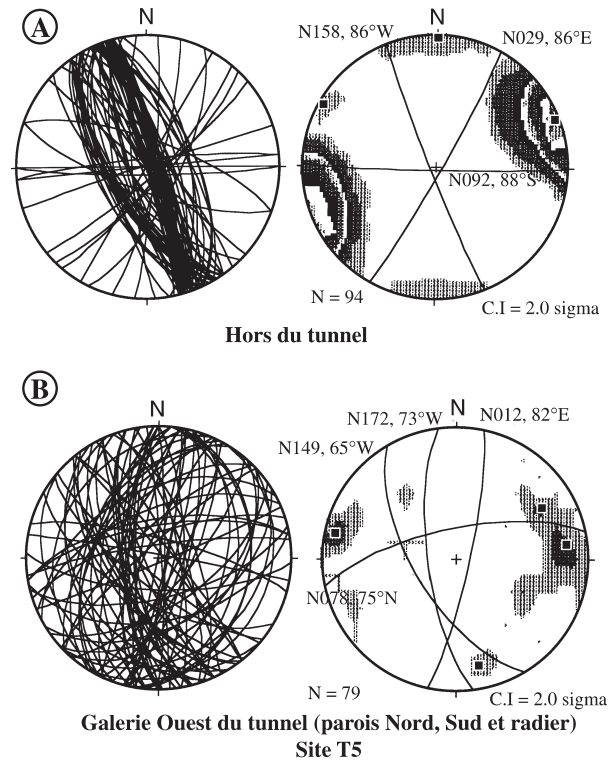


FIG. 13. – Plans de joints dans le Toarcien sur le secteur d'étude (A) et dans la galerie ouest du site laboratoire (B). A gauche, plans en projection de Schmidt, hémisphère inférieure. A droite, calcul statistique de plans moyens à partir des densités de pôles des plans. La stratification est horizontale.

FIG. 13. – Joints in Toarcian shales on the studied area (A) and in the west drift of the tunnel (B). Planes in equal area, lower hemisphere, projection (left diagram) and statistic distribution of the normal to joints (right diagram). Orientation mean planes (thin lines) indicated.

Le mode de rupture invoqué pour ce type de fracture (Mode I) implique une direction d'ouverture des plans selon la direction de la contrainte principale mineure  $\sigma_3$  et une propagation dans le plan de fracture, c'est à dire dans la direction de la contrainte principale  $\sigma_1$  [Endelger, 1985 ; Rives, 1992]. Dans le cas d'un régime tectonique décrochant, avec  $\sigma_1$  horizontal, la direction des plans de fracture correspond donc à la direction de  $\sigma_1$ . Les joints tectoniques sont alors des marqueurs de la trajectoire de  $\sigma_1$  [Hancock, 1985].

Sur notre aire d'étude, les joints présentent trois directions moyennes principales qui sont, par ordre d'importance, N160, N020 et N090 (fig. 13A et fig. 14). Ces trois familles de fractures sont très nettement exprimées en particulier dans les calcaires et dolomies du Dogger, formant le plateau et les falaises proches du site expérimental (fig. 14). Une fracturation présentant les mêmes directions et la même hiérarchie a déjà été relevée dans d'autres parties du plateau du Larzac [Binelli-Chahine, 1993].

Les directions des joints sont plus dispersées dans la galerie ouest du laboratoire (fig. 13B). La présence d'une zone de cisaillement senestre, de direction N160 à N-S (fig. 1C) à cet endroit, a pu entraîner une réorientation des contraintes dans son voisinage, qui pourrait être à l'origine de cette dispersion [Rawnsley *et al.*, 1998]. Néanmoins, la hiérarchisation des plans de fractures selon leur taille fait ressortir une direction dominante, N160 à N-S, de la fracturation [Constantin et Vergély, 1999].



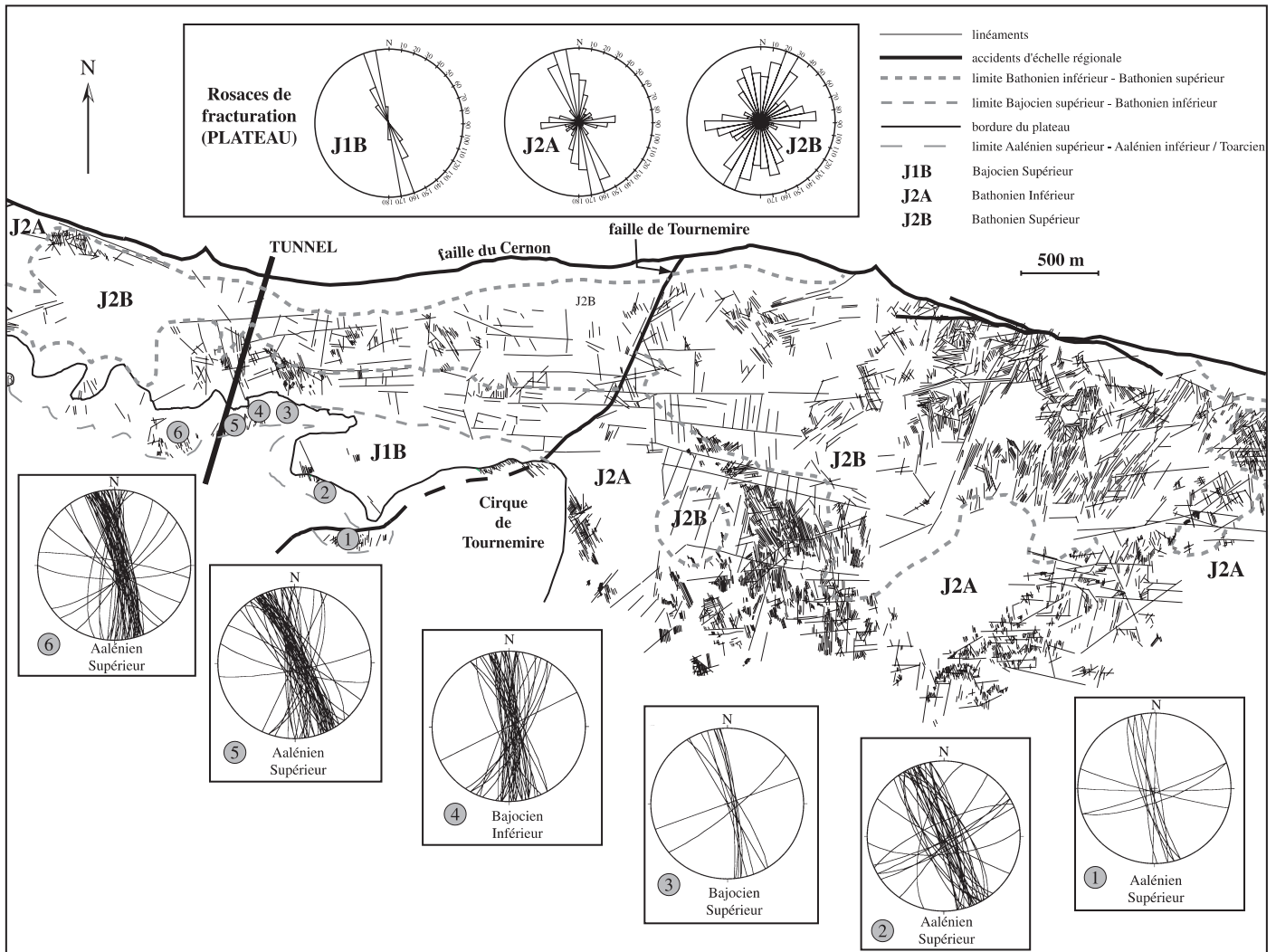


FIG. 14. – Fracturation du plateau du Larzac, à proximité du site expérimental. Cartographie à partir de photographies aériennes (agrandissements de photographies au 1/6700). Les résultats, en longueur cumulée, sont présentés sous forme de rosettes directionnelles. Les chiffres dans les cercles gris correspondent aux sites d'analyse de la fracturation dans la falaise du plateau. Même légende pour les diagrammes que pour la figure 13.  
 FIG. 14. – *Fracturing of the Larzac plateau close to the experimental site. Mapping using aerial photographs (scale, 1 : 6700). Results, in cumulated length, are given by directional rose diagram. The numbers in the grey circles correspond to sites in the cliff of the plateau. For stereoplots, same legend as in figure 13.*

En dehors du site-laboratoire, qui représente un cas particulier, deux des trois directions moyennes de fracture sont donc parallèles aux directions de compression N020 et N160 relevés sur le secteur. La concordance des directions des joints avec celles de  $\sigma_1$  suggère l'origine « pyrénéenne » de la plupart de ces fractures. En revanche, la troisième famille, regroupant les fractures de direction moyenne E-W, serait liée à l'extension N-S.

L'hypothèse d'une origine synchrone des joints N020 et N160 selon une interprétation en joints hybrides ou en joints de cisaillement [Hancock, 1985] est à écarter pour plusieurs raisons :

- la concordance, déjà signalée, entre les directions moyennes des joints et les directions pyrénéennes de  $\sigma_1$ ,

- ensuite, l'absence d'un état de contrainte à  $\sigma_1$  dirigé N-S, qui aurait dû provoquer des décrochements conjugués dextres et senestres, dont on n'observe aucune trace,

- la fréquence élevée des joints de direction N160 par rapport aux joints N020.

L'orientation d'un grand nombre de failles associées à la compression est similaire à celle des joints. La réactivation des joints en faille lors de la phase compressive est très probable. Compte tenu du caractère évolutif (rotation anti-horaire) de la compression pyrénéenne, une grande partie des joints est apparue et a été réactivée au cours de la même phase tectonique mais à des épisodes compressifs différents. Ainsi, un premier système de joints est apparu au cours de l'épisode paroxysmal compressif de direction N020. Ces joints ont été réactivés en failles décrochantes senestres au cours de l'épisode compressif de direction

FIG. 16. – Synthèse de l'histoire tectonique et de la fracturation associée sur le secteur de Tournemire (le fond gris marque la fracturation réactivée).  
 FIG. 16. – *Fracturing evolution related to tectonic history on the Tournemire area (the grey colour indicates the reactivated fracturing).*



N160. Un second système de joints, de direction N160, est apparu aussi au cours de ce deuxième épisode compressif.

Or, avec cette interprétation – selon laquelle les familles de joints de direction moyenne N020 et N160 sont attribuées à la phase compressive pyrénéenne – il n'est pas possible d'expliquer le jeu dextre sur certains plans de faille verticaux de direction N160 à N-S observé sur certains sites (fig. 9, fig. 10 et fig. 11). Ces failles dextres ont la particularité d'être associées sur le terrain à une famille de joints de direction moyenne E-W pour former un réseau de fractures orthogonales (fig. 11, site C2). Ces failles, de direction proche de N-S et de jeu dextre, ne peuvent pas avoir une origine contemporaine de la phase compressive pyrénéenne. Leur origine est nécessairement antérieure à cette phase tectonique. Puisque associées à des joints de direction moyenne E-W, nous proposons que ces failles étaient, à l'origine, des joints apparus au cours de l'extension N-S. Cela suggère donc qu'un réseau de joints orthogonaux est apparu au cours du dernier épisode de la phase extensive mésozoïque survenue sur le secteur.

Plusieurs auteurs ont mis en évidence la formation de réseaux de joints orthogonaux sous un régime tectonique de

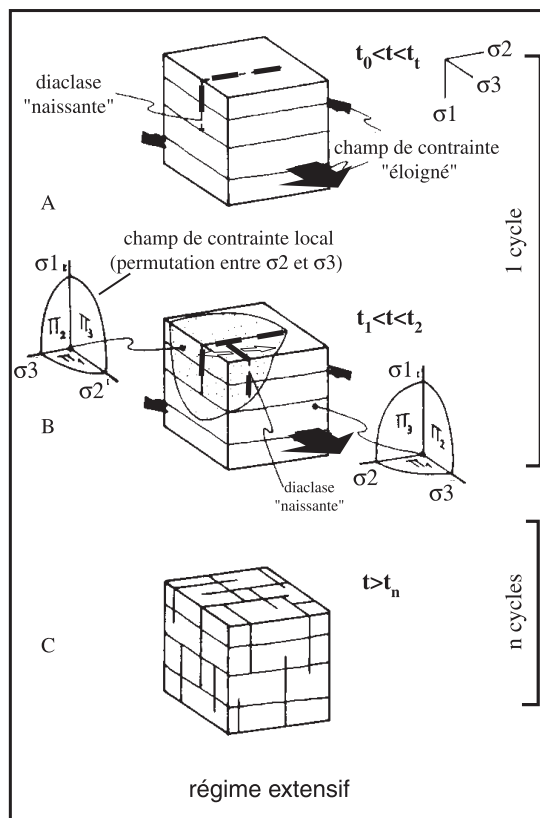
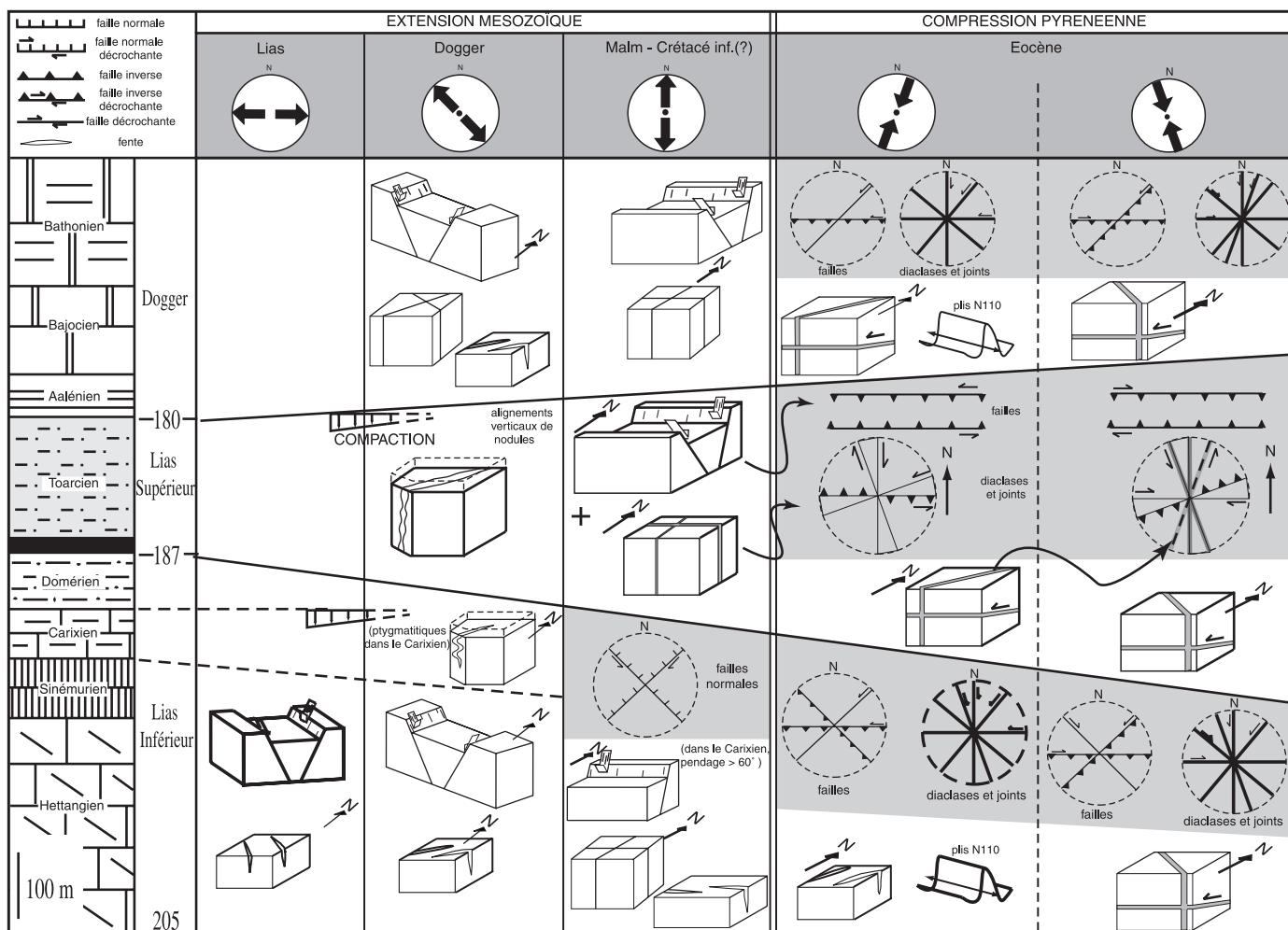


FIG. 15. – Evolution schématique de systèmes de joints sous un régime tectonique de nature extensive à partir du modèle de Caputo [figure modifiée de Caputo, 1995].

FIG. 15. – Schematic evolution of network of joints in relation to an extensive tectonic regime, from Caputo's model [modified from Caputo, 1995].



nature extensive [Tricard *et al.*, 1986 ; Caputo, 1995 ; Fabbri *et al.*, 2001]. L'apparition de deux séries de fractures orthogonales se ferait sous un même régime tectonique avec une propagation en alternance de chaque famille de fracture. Ce phénomène de propagation en alternance peut être expliqué soit par la permutation locale et temporaire des contraintes  $\sigma_2$  et  $\sigma_3$  [Caputo, 1995] soit par une relaxation visco-élastique des contraintes [Rives *et al.*, 1994]. Dans le cas du modèle de Caputo [1995], la permutation de contrainte intervient dans un volume restreint entourant chaque fracture de la première famille, qui se forme sous l'état de contrainte régional (fig. 15). Ce modèle, basé sur les lois de l'élasticité, s'applique théoriquement aux matériaux à comportement élastique-fragile. Cela suppose que les séries (Trias à Bathonien) étaient consolidées au moment de l'épisode extensif N-S (Jurassique sup./Crétacé inf. (?)) et avaient acquis une rhéologie dont les lois de l'élasticité rendent compte au moins en première approximation.

Ce phénomène de permutation proposé pour un régime tectonique extensif peut s'appliquer aussi en théorie à un régime tectonique décrochant. Dans ce cas là, une seule famille apparaît perpendiculaire à la stratification, la seconde, horizontale, étant confondue avec les plans de stratification lorsqu'ils sont horizontaux (notre cas). Nous avons observé sur le secteur et en particulier dans les argilites du Toarcien des joints parallèles à la stratification ainsi que des plans de failles inverses au pendage faible. L'origine « pyrénéenne » de ces fractures ne fait pas de doute.

## CONCLUSIONS

La fracturation dans le secteur de Tournemire, au SE du bassin des Causses, est liée à une histoire tectonique polyphasée dont chaque événement est responsable de l'apparition ou de la réactivation d'une partie de la fracturation

observable aujourd'hui dans les formations du Lias et du Dogger (fig. 16). L'analyse de la fracturation montre que son expression varie selon l'endroit où l'on se situe dans le bloc délimité par les deux accidents d'échelle régionale. La prédominance de la fracturation de direction moyenne N160 dans la partie centrale du bloc pourrait traduire une amplification locale de l'événement compressif N160 de la phase pyrénéenne. En revanche, à proximité des grands accidents, la déformation beaucoup plus intense (pli, écaille) indique la prédominance de l'événement compressif N020-030, reconnu comme paroxysmique de la tectonique pyrénéenne dans le domaine languedocien. La fracturation en ces endroits est beaucoup plus complexe, variée, et associée à des structures plissées.

Cette expression différente de la fracturation souligne l'influence de la prefracturation du matériau sur l'évolution de la déformation lors de la superposition d'épisodes tectoniques : en ce sens, le réseau de joints orthogonaux, dont nous avons mis en évidence l'origine précoce (Jurassique sup./Crétacé inf. (?)), a participé à la pré-structuration des séries et a sans doute influencé l'expression de la déformation liée à la phase compressive postérieure.

L'apparition et la réactivation de la fracturation au cours de l'histoire tectonique a probablement permis le développement d'une perméabilité de fracture à diverses époques de l'histoire de la formation argileuse toarcienne. Les résultats de cette étude, résumés sur la figure 16, serviront par la suite à contraindre la chronologie des paléocirculations.

*Remerciements.* – Cette étude a été financée par l'IPSN, dans le cadre du projet de recherche Tournemire. Les auteurs tiennent à remercier C. Homberg, D. Frizon de Lamotte et J.P. Petit pour leurs commentaires critiques et constructifs qui ont permis d'améliorer ce manuscrit. Les auteurs remercient également J.B. Peyaud et P. Combes pour les discussions dont a bénéficié ce travail.

## Références

- ALABOUVETTE B., AZEMA C., BODEUR Y. & DEBRAND-PASSARD S. (1984). – Le Crétacé supérieur des Causses (sensu lato). – *Géol. France*, **1-2**, 67-73.
- AMBERT P. (1994). – L'évolution géomorphologique du Languedoc central depuis le Néogène (Grands Causses méridionaux, Piémont Languedocien). – *BRGM, doc n° 231*, 210 p.
- ANDERSON E.M. (1951). – The dynamics of faulting. – Oliver & Boyd, London, 206 p.
- ARTHAUD F. & LAURENT P. (1995). – Contraintes, déformation et déplacement dans l'avant-pays nord-pyrénéen du Languedoc méditerranéen. – *Geodin. Acta*, **8**, 142-157.
- ARTHAUD F. & SÉGURET M. (1981). – Les structures pyrénéennes du Languedoc et du golf du Lion (Sud de la France). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (1), **XXIII**, 51-63.
- BARBREAU A. & BOISSON J.Y. (1993). – Caractérisation d'une formation argileuse. Synthèse des principaux résultats obtenus à partir du tunnel de Tournemire de janvier 1992 à juin 1993. – Contrat CCE-CEA n°FI 2W CT91-0115 Rapport EUR 15736FR.
- BAUDRIMONT A.F. & DUBOIS P. (1977). – Un bassin mésogéen du domaine peri-alpin : le Sud-Est de la France. – *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, (1), **1**, 261-308.
- BINELLI-CHAHINE M. (1993). – Etude de la fracturation à différentes échelles par images spatiales et photographies aériennes : exemples du graben de la Wei he (Chine du Nord) et du Causse du Larzac (Sud de la France). – Thèse, Univ. Paris-Sud (Orsay-France), 335 p.
- BLES J.L., BONIJOLY D., CASTAING C. & GROS Y. (1989). – Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (western European plate) : comparison with geodynamic data. – *Tectonophysics*, **169**, 79-111.
- BLES J.L. & FEUGA B. (1981). – La fracturation des roches. – BRGM, Orléans, 123 p.
- BOISSON J.Y. (1995). – Caractérisations hydrogéologiques in-situ des argilites du tunnel de Tournemire de Juillet 1995 à Décembre 1995. – Contrat CCE-CEA n° FI 2W CT91-0115.
- BOISSON J.Y., CABRERA J., BERTRAND LUCIEN & HEITZ J.F. (1998). – Mesures de très faibles perméabilités in-situ et en laboratoire sur les argilites de Tournemire (Aveyron). Méthodologies comparées et effet d'échelle. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), **169**, 595-604.
- BONIJOLY D. & DELPONT G. (1982). – Etude du bassin des Causses et de la bordure cévenole par la télédétection et la géologie structurale. – BRGM, Orléans, doc n° 46, 64 p.
- BRUXELLES L., AMBERT P., GUENDON J.L. & TRONCHETTI G. (1999). – Les affleurements de Crétacé supérieur sur les Grands Causses méridionaux. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **329**, 705-712.
- CAPUTO R. (1995). – Evolution of orthogonal sets of coeval extension joints. – *Terra Nova*, (7), 479-490.

- CAREY E. (1979). – Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. – *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, (21), **1**, 57-66.
- CONSTANTIN J. & VERGELY P. (1999). – Origine et évolution de la fracturation du massif de Tournemire, en liaison avec l'histoire tectonique régionale. – Contrat n° 9B0033440/SH CEA-IPSN.
- DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S. & LIENHARD M.J. (1984). – Synthèse géologique du Sud Est de la France. – *BRGM, Mém.* **125**.
- DE CHARPAL O., TRÉMOLIÈRES P., JEAN F. & MASSE P. (1974). – Un exemple de tectonique de plate-forme : les Causses majeurs (sud du Massif central). – *Rev. IFP*, (5), **XXIX**, 641-659.
- ENGELDER T. (1985). – Loading paths to joint propagation during a tectonic cycle : an example from the Appalachian Plateau, USA. – *J. Struct. Geol.*, (3/4), **7**, 459-476.
- ENGELDER T. & PEACOCK D C P. (2001). – Joint development normal to regional compression during flexural-flow folding : the Lilestock buttress anticline, Somerset, England. – *J. Struct. Geol.*, **23**, 259-277.
- FABBRI O., GAVIGLIO P. & GAMOND J.F. (2001). – Diachronous development of master joints of different orientations in different lithological units within the same forearc-basin deposits, Kyushu, Japan. – *J. Struct. Geol.*, **23**, 239-246.
- GILLOT P.Y. (1974). – Chronométrie par la méthode potassium-argon des laves des Causses et du Bas Languedoc : interprétations. – Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Paris Sud (Orsay, France), 99 p.
- HANCOCK P.L. (1985). – Brittle microtectonics : principles and practice. – *J. Struct. Geol.*, (3/4), **7**, 437-457.
- MACQUAR J.C. (1973). – Evolution tectonique post-hercynienne du domaine pericévenol. Incidences sur les filons de couverture. Exemple des bordures ouest et sud des Cévennes. – *Bull. BRGM*, (1), **1**, 45-68.
- MARTIN P. & BERGERAT F. (1996). – Paleo-stresses inferred from macro- and microfractures in the Balazuc-1 borehole (GPF programme). Contribution to the tectonic evolution of the Cevennes border of the SE Basin of France. – *Mar. Petrol. Geol.*, (6), **13**, 671-684.
- MENNESSIER G. & COLLOMB P. (1983). – Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille 935 : Millau. – Orléans : BRGM. – 1 file en couleur, et notice explicative par MENNESSIER G., ASTRUC J.G, BAMBIE A., COLLOMB P., GALHARAGUE J. & ROCHE J., 1984, 32 p.
- MICHARD A G. & COUMOUL A. (1978). – La sédimentation liasique dans les Causses : contrôle des minéralisations Zn-Pb associées au Lotharingien. – *Bull. BRGM*, (2), **2**, 57-120.
- PETIT J P., BOUSQUET J.C. & MATTEI J. (1973). – Glissement synsédimentaire et troncature basale de blocs hettangiens du bord sud du Causse du Larzac, entre Arboras et Salces (Languedoc). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris., (13), **277**, 1113-1116.
- POLLARD D.D. & AYDIN A. (1988) – Progress in understanding jointing over the past century. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **100**, 1181-1204.
- RAMSAY J.P. & HUBER M.I. (1983). – Modern structural geology. Vol I. – Academic Press INC, London, 307 p.
- RAWNSLEY K.D., PEACOCK D.C.P., RIVES T. & PETIT J.P. (1998). – Joints in the Mesozoic sediments around the Bristol Channel Basin. – *J. Struct. Geol.*, (12), **20**, 1641-1661.
- RIVES T. (1992). – Mécanismes de formation des diaclases dans les roches sédimentaires. – Thèse, Univ. Montpellier, 250 p.
- RIVES T., RAWNSLEY K.D. & PETIT J.P. (1994) – Analogue simulation of natural orthogonal joint set formation in brittle vernish. – *J. Struct. Geol.*, **16**, 419-429.
- ROUIRE J. & ROUSSET C. (1973). – Guides géologiques régionaux : Causses, Cévennes, Aubrac. – Masson, Paris, 183 p.
- TRICART P., BLONDEL T. & BOUAZIZ S. (1986). – Quelques exemples de diaclases précoces en domaine de plate-forme (Tunisie) : leur utilité pour dépister une extension synsédimentaire ou une inversion structurale. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris., **10**, **II**, 975-980.