

LES CRAIES FRACTURÉES – INDURÉES (CFI) DE LA « CRAIE BLANCHE » DE CHAMPAGNE.

Nouvelles hypothèses sur leur histoire géologique.

Fractured-indurated chalks of the « White Chalk » from the Champagne region (East of the Paris basin).

New hypotheses on their geological history.

Jacques Allouc^a
Franck Hanot^b
Christian Hibschr^c

Géologie de la France, n° 4, 2020, p. 67-96, 2 tab., 8 fig., 5 phot.

Mots-clés : Champagne, Craie, Fracturation, Induration, Réseau polygonal de failles, Crétacé supérieur.

Keywords: Chalky Champagne, fracturation, induration, polygonal faults system, Upper Cretaceous.



La grande plaine crayeuse de Champagne au printemps. Rendzines sur craie du Campanien supérieur. Environs de Pierre-Morains, Marne.
The vast chalky plain of the Champagne region in spring. Rendzinas on Upper Campanian chalks. Surroundings of Pierre-Morains, Marne department.

Résumé

Les craies du Turonien supérieur et du Sénonien de Champagne comportent de très nombreux affleurements de craie fracturée-indurée (CFI). Ces craies atypiques résultent de modifications diagénétiques corollaires de leur hydrofracturation. Les affleurements de CFI peuvent être isolés ou groupés mais ils s'organisent généralement en « structures CFI » linéaires sensiblement NNE-SSW (dominantes) et NNW-SSE à NW-SE (subordonnées). Bien que présentes dès le Turonien supérieur, les CFI sont préférentiellement localisées dans le Coniacien et la base du Santonien. Au contraire, elles se raréfient puis disparaissent dans les assises supérieures du Campanien, à l'approche du toit de la « Craie blanche ». À l'échelle régionale, les « structures CFI » s'organisent selon un réseau plus

ou moins dense permettant de définir des « secteurs CFI » mais, partout, le motif de base est un quadrilatère proche d'un parallélogramme. Les cartes structurales en isohypses révèlent que les concentrations de « structures CFI » peuvent être corrélées à des déformations locales. Cependant, la comparaison entre la répartition des « structures CFI » et l'allure des isochrones au toit du Trias montre l'absence de relation systématique avec des failles d'importance régionale. De plus, l'examen de deux profils sismiques recoupant une zone à haute densité surfacique de CFI indique que les « structures CFI » ne sont pas enracinées sous le Turonien. L'analyse des mesures microtectoniques publiées antérieurement sur des populations de fractures de différents sites confirme que les deux directions de « structures CFI » résultent d'une réactivation extensive oligo-miocène d'un réseau de fractures préexistant mais fait apparaître que ce réseau ne peut avoir pour seule origine les failles décrochantes

^a07 rue de Poligny 54180 Heillecourt

^bCDP Consulting 07 boulevard Chanzy 41000 Blois

^cUniversité de Lorraine, CNRS, GeoRessources, S-54000 Nancy, France

Manuscrit reçu le 22 avril 2020, accepté pour publication le 4 juillet 2020.

néoformées lors de l'épisode pyrénéo-provençal de raccourcissement subméridien. L'existence d'une fracturation primaire antérieure de type réseau polygonal de failles est proposée. Quelques indices de relation syngénétique entre des failles et du silex ou de la marcasite (?) suggèrent en effet que ce type de fracture existait lors de la diagenèse d'enfouissement. La réinterprétation met en relief que lors de l'extension oligo-miocène - comprise entre les raccourcissements NNE-SSW à NE-SW du régime pyrénéen et WNW-ESE à NNW-SSE du régime alpin - la direction d'extension primitivement WNW-ESE devint ENE-WSW. C'est durant cette période intermédiaire que furent acquis les caractères des réseaux de « structures CFI ».

Abstract

The Upper Turonian and Senonian chalks of the Champagne area exhibit numerous outcrops of fractured-indurated chalks (CFI). These atypical chalks result of diagenetic processes which are consequences of their hydrofracturing. The outcrops can be isolate or arranged in local clusters but they generally constitute linear structures referred to as « CFI structures », directions of which are mainly NNE-SSW (dominant) and NNW-SSE to NW-SE (subordinate). Outcrops of CFI begin within the chalks belonging to the Upper Turonian but their distribution displays a preferential concentration in the Coniacian and the lower part of the Santonian. On the contrary, they become scarce and then disappear in the upper part of the Campanian, towards the top of the « White Chalk ». At regional scale, the « CFI structures » display a network organization. Depending on the places, the density and maturity of the network are variable, allowing to distinguish different “CFI areas”, but everywhere the basic pattern is a quadrilateral closely related to a parallelogram. The isohypse structural maps drawn from foraminiferal biozones suggest that the areas with a large number of “CFI structures” can be connected to local deformations. However, the comparison between the distribution of the “CFI structures” and the isochron lines at the top of the Trias points to the lack of one-to-one relation with faults of regional importance. Moreover, the examination of two seismic reflection profiles crossing a “CFI area” with a high density of “CFI structures” shows that these deformations are not seated below the Upper Cretaceous. A reappraisal of ancient microtectonical data analyses from different places of the studied area is performed. It leads to question the hypothesis considering the two main directions of “CFI structures” as the consequence of the oligo-miocene rejuvenations of the only strike-slip faults generated

during the Pyrenean-Provençal tectonic phase of submeridian shortening. The existence of a primary non-tectonic network of normal faults more or less similar to a polygonal fault system (PFS) is proposed. Some evidences of syngenetic relation between faults and silex or marcasite (?) suggest that this type of fracturation occurred during the burial diagenesis. The reinterpretation brings out that the oligo-miocene extensional stages - occurring between the NNE-SSW to NE-SW shortening of a Pyrenean phase and WNW-ESE to NNW-SSE shortening of an Alpine phase - was a period during which the trending extension originally WNW-ESE was followed by an ENE-WSW extension. The geometrical characteristics of the “CFI structures” networks were acquired during this midway period.

1. Introduction

La lithification sélective de certaines parties d'une roche sédimentaire meuble ou semi-consolidée est toujours un processus complexe intervenant lors d'un ou plusieurs épisodes particuliers de son histoire post-dépôt. Pour les sédiments calcaires, et notamment pour les boues calcaires hémipélagiques, les indurations précoces relèvent d'une diagenèse synsédimentaire superficielle ou subsuperficielle corrélative de périodes de dépôt ralenti et, éventuellement, de conditions de fond particulières (Allouc, 1990 ; Gontharet *et al.*, 2007). À l'inverse, il existe des indurations tardives résultant de phénomènes de métasomatose et/ou de néogénèse au sein de la roche partiellement ou même totalement consolidée : la dolomitisation en est un cas remarquable dans les craies du centre du Bassin parisien sous couverture cénozoïque (Hanot et Thiry, 1999 ; Thiry *et al.*, 2003 ; Gély et Blanc, 2004 ; Hanot *et al.*, 2012 ; Hanot, 2014). Les lithifications peuvent aussi être associées à des phénomènes épidiagénétiques comme la karstification par exemple (*cf.* synthèse in Mortimore, 2014). Indépendamment de ces transformations initiées par des environnements diagénétiques spécifiques, l'induration trouve souvent son origine dans le phénomène de dissolution sous pression (*pressure solution*) engendré par la compaction et/ou par une contrainte tectonique compressive (Jones *et al.*, 1984 ; Clayton et Matthews, 1987 ; *cf.* également les bibliographies in : Tucker et Wright, 1990 ; Allouc, 2013 ; Mortimore, 2014 ; Toussaint *et al.*, 2018). Tous ces processus d'induration sont relativement bien documentés.

Au contraire, les très nombreuses « bandes », étroites mais généralement longues, de craies fracturées-indurées (CFI) qui affectent la

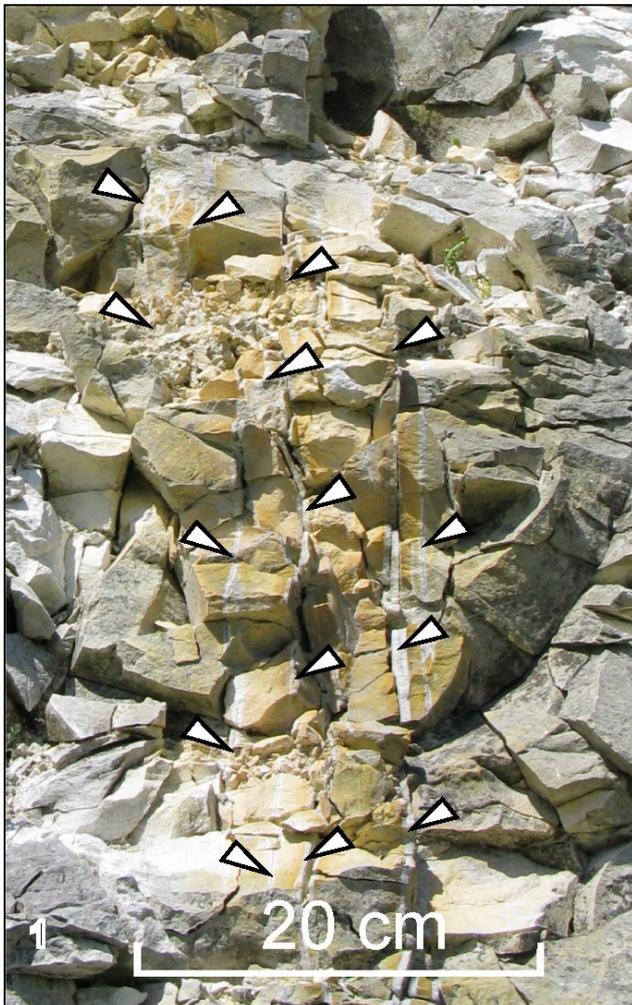
« Craie blanche » turono-sénonienne de Champagne constituent des objets géologiques singuliers (phot.1). La dénomination « Craie blanche » utilisée dans cet article désigne l'ensemble des assises crayeuses, très majoritairement blanches, allant du Turonien supérieur compris au Campanien supérieur (cf. fig. 7 et 8 *in* Blondeau, 1987). Seule la partie tout à fait inférieure du Turonien supérieur est constituée de craies blanchâtres à grises. Dans cette acception, le vocable « Craie blanche » a donc un sens légèrement différent de celui qu'il a dans le nord de la France (Robaszynski, 1980). Schématiquement, la « Craie blanche » surmonte un ensemble de 20 m environ constitué de bancs métriques de craies argileuses et

d'interbancs de marnes crayeuses (Turonien moyen), lui-même superposé à une vingtaine de mètres de marnes crayeuses grises (Turonien inférieur).

La cartographie des CFI sur un territoire de 2 000 km² environ centré sur Châlons-en-Champagne (Allouc, 2013) et sur une zone d'une centaine de km² située au NNE de cette localité (Allouc, 2016) (fig. 1a-b) a révélé leur vaste répartition en Champagne crayeuse marnaise et mis en évidence un système où cohabitent un fond diffus de « structures CFI » embryonnaires et des groupements de « structures CFI » nettement individualisées : amas de largeur pluridécamétrique et, surtout, alignements pluridécamétriques, hectométriques, voire kilométriques.

L'induration des CFI résulte d'un ensemble de processus affectant les microparticules et nanoparticules plus ou moins fragilisées par le « rebond poro-élastique » corollaire de la fracturation. Dissolution, translocation, et reprécipitation sont gouvernées par des différences de potentiel chimique entre nanosites et par les conditions locales de sous-saturation ou, au contraire, de sursaturation (Richard, 1996 ; Richard *et al.*, 1997, 1999). Par ailleurs, les comparaisons entre les masses volumiques respectives de CFI et de craies intactes plus ou moins adjacentes ont montré que des transferts de solutés avaient lieu des zones relativement éloignées des fissures et fractures vers ces dernières (Richard, 2008). Les principaux mécanismes assurant la transformation de la matrice crayeuse en roche indurée présentent ainsi de nettes analogies avec ceux intervenant au niveau des lèvres des failles normales (Gaviglio *et al.*, 1997, 1999, 2009 ; Schroeder *et al.*, 2006).

Le phénomène initiateur de ces transformations diagénétiques est la fracturation d'âge oligo-miocène, qu'elle soit assistée ou hydraulique, qui a affecté la « Craie blanche » de Champagne (Coulon et Frizon de Lamotte, 1988a, b ; Coulon, 1992, 2000 ; Richard, 1996 ; Richard *et al.*, 1997, 1999). Il est possible que la susceptibilité de celle-ci à la fracturation et à la bréchification soit liée à sa faible perméabilité de matrice (le coefficient de perméabilité – K – n'est déjà plus que de l'ordre de 10⁻⁶ à 10⁻⁷ m/s dès 40 m de profondeur (Morfaux *in* Allouc et Le Roux, 2000 ; Morfaux *in* Allouc *et al.*, 2007)) ; en effet, ce caractère favorise la mise en pression des fluides interstitiels. Cette propriété a aussi pour conséquences une réduction de la pression effective et une limitation des transferts de fluides interstitiels au sein du sédiment. Corollairement, ces conditions, jointes à la relative pureté de la craie, peuvent expliquer l'absence ou du



Phot. 1 : Aspect des craies fracturées-indurées (CFI) sur un ancien front de taille. La « bande » de CFI ne fait que 30 cm de large environ mais au moins 3 à 4 m de haut. Les flèches indiquent les principaux types de remplissages de fractures qui peuvent être associés aux CFI : filonnets (très fréquents), franges palissadiques de cristaux subautomorphes, brèches à ciment sparitique plus ou moins translucide. Coniacien, ancienne carrière du Mont Favarger.

Phot. 1: Appearance of fractured-indurated chalks (CFI) outcropping in an old working face. The "band" is about 30 cm wide but 3 to 4 m high at the least. Arrows point to the main types of fractures – infillings that can be associated to CFI: stringers (very frequent), palisade rims of more or less acicular or subhedral crystals, breccias. Generally, chalk fragments of the breccia are cemented by granular sparry or microsparry calcite. Coniacian, Mont Favarger old quarry.

Fig. 1a - b

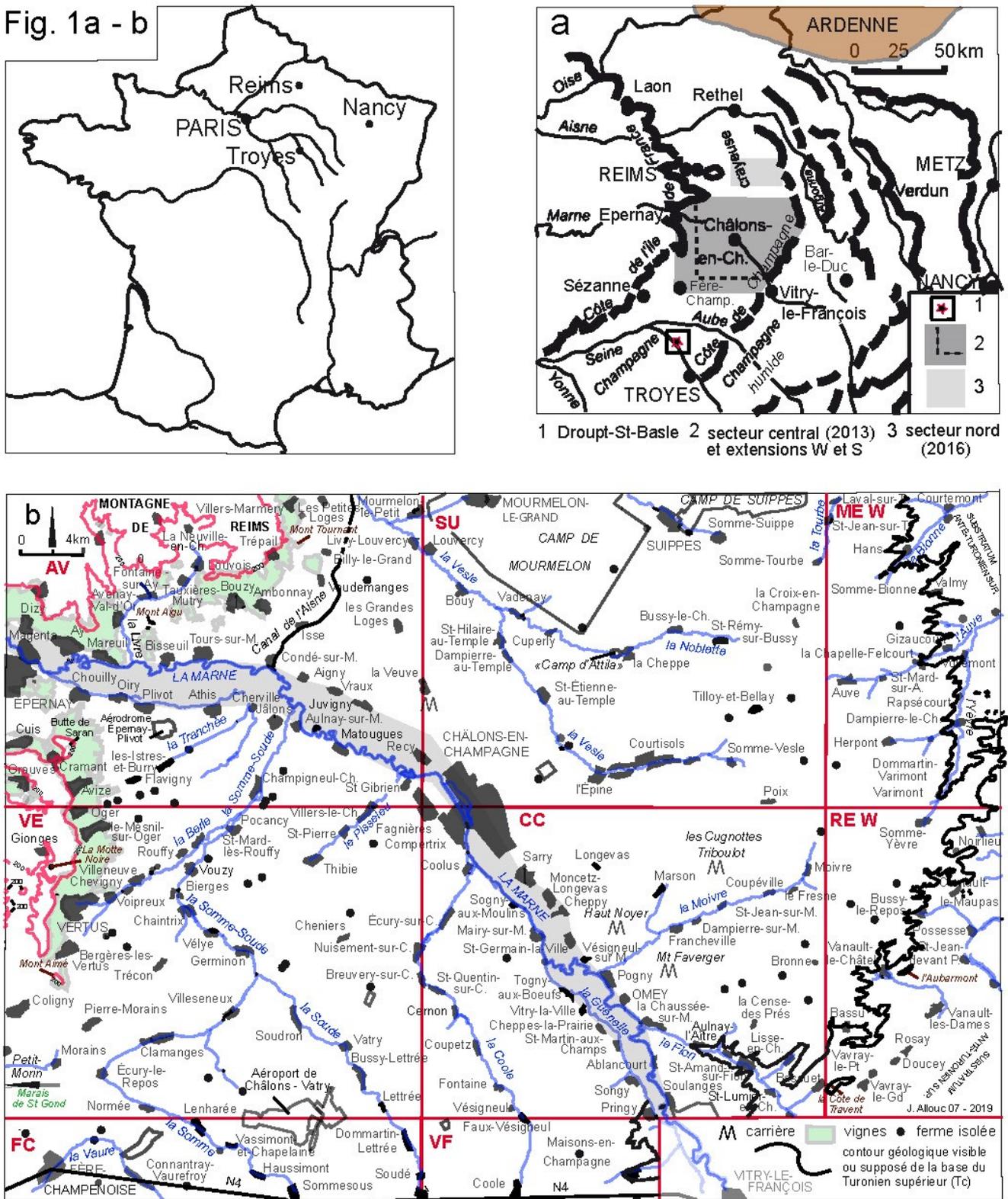


Fig. 1a et 1b : Plans de situation et fond planimétrique du territoire étudié. Dans les figures ultérieures le fond planimétrique est généralement simplifié. L'ensemble du territoire est couvert par les feuilles à 1/50 000 suivantes (du NW au SE) : Avize (AV), Suippes (SU), Sainte-Menehould W (ME W), Vertus (VE), Châlons-en-Champagne (CC), Revigny-sur-Ornain W (RE W), ainsi que par la partie nord des feuilles Fère-Champenoise (FC) et Vitry-le-François (VF) (la limite sud correspond approximativement à la route nationale 4).

Fig. 1a and 1b: Location and planimetric background maps of the studied area. In the next figures the planimetric background is generally simplified. The whole studied area corresponds to the following 1/50 000 geographical sheets (from the NW to the SE): Avize (AV), Suippes (SU), Sainte-Menehould W (ME W), Vertus (VE), Châlons-en-Champagne (CH), Revigny-sur-Ornain W (RE W) and to the north part of the Fère-Champenoise (FC) and Vitry-le-François (VF) sheets (the south limit corresponds roughly to the "A" road n° 4).

moins la rareté des stylolithes stratiformes dans la « Craie blanche » de Champagne ; en effet, *a contrario*, grains et particules argileuses favorisent le développement de la stylolithisation, notamment d'enfouissement (Toussaint *et al.*, 2018). J. Richard (2008) relie d'ailleurs les processus de pression-solution (et les indurations qui y sont associées) exclusivement aux zones de libération de contraintes, c'est-à-dire au fonctionnement des failles (parfois à brèches hydrauliques) et des fentes de tension.

Une description précise d'échantillons prélevés près de Sommesous (agglomération située à l'est de Fère-Champenoise) a été donnée par L. Cayeux dès 1935 mais les CFI ne furent étudiées de manière détaillée qu'à partir de la fin des années 1980. Ces nouvelles investigations ont porté : a) sur le contexte structural local et/ou régional (Coulon et Frizon de Lamotte, 1988a, b ; Coulon, 1992, 2000) et b) sur leur pétrologie (Richard, 1996 ; Richard *et al.*, 1997, 1999, 2000). Les approches à la fois pétrographiques et géochimiques se sont tout particulièrement attachées à déterminer la nature des processus diagénétiques à l'origine de la formation des CFI (Richard, 2008).

Dans beaucoup de sites d'observation, les fragments de CFI présentent au moins quelques filonnets d'épaisseur millimétrique à plurimillimétrique (phot. 2) et des brèches sont visibles çà et là (phot.3). Les fentes sont colmatées par un ciment syntaxique (au sens de P.D. Bons *et al.*, 2012), plus ou moins isogranulaire si elles sont étroites, palissadique lorsqu'elles sont plus larges et, dans ce cas, les cristaux apparaissent sensiblement perpendiculaires aux lèvres. Les épontes peuvent présenter des lamines superposées, peut être en liaison avec un mécanisme de « crack-seal » (Bons *et al.*, 2012). Les fentes à ouverture résiduelle (phot.4) sont relativement rares. D'après l'étude qui en a été faite (Richard, 1996 ; Richard *et al.*, 1997, 1999), la genèse des remplissages est souvent complexe, polyphasée, et leur analyse détaillée révèle des séquences répétées de dissolution et de précipitation. Pour les raisons indiquées plus haut, l'induration s'accompagne d'une profonde modification de la nanostructure de la roche (Richard *et al.*, 1997) qui, selon les classifications pour les micrites (Loreau, 1972 ; Saïag *et al.*, 2019), de punctique dans la craie intacte, devient serrée à engrenée, voire coalescente, dans la craie indurée. La calcite transformée peut représenter jusqu'à 50 % environ du total de la roche (Richard *et al.*, 1997). La teinte fréquemment beige à chamois clair des craies avoisinant les fractures, tout particulièrement dans les CFI les plus développées, et la décoloration au niveau des fractures elles-mêmes, impliquent des changements successifs dans les

conditions redox. Ces changements ont conditionné les authigenèses et les mobilisations auxquelles ont été soumis les composés ferrifères, éventuellement ferro-manganésifères, présents à l'état très diffus dans la craie (Richard, 1996). Les eaux interstitielles associées à l'ouverture des fractures ont permis l'établissement d'un micromilieu sub-oxique à oxique, puis, avec leur fermeture, l'eau migrant dans celles-ci est redevenue réductrice, comme elle l'était initialement.

Les indurations se sont déroulées en présence d'eaux interstitielles originellement météoriques comme l'attestent les différences de teneur en Sr et de valeur de $\delta^{13}\text{C}$ entre les craies indurées et les craies « normales » adjacentes (Richard, 1996 ; Richard *et al.*, 1997, 1999).

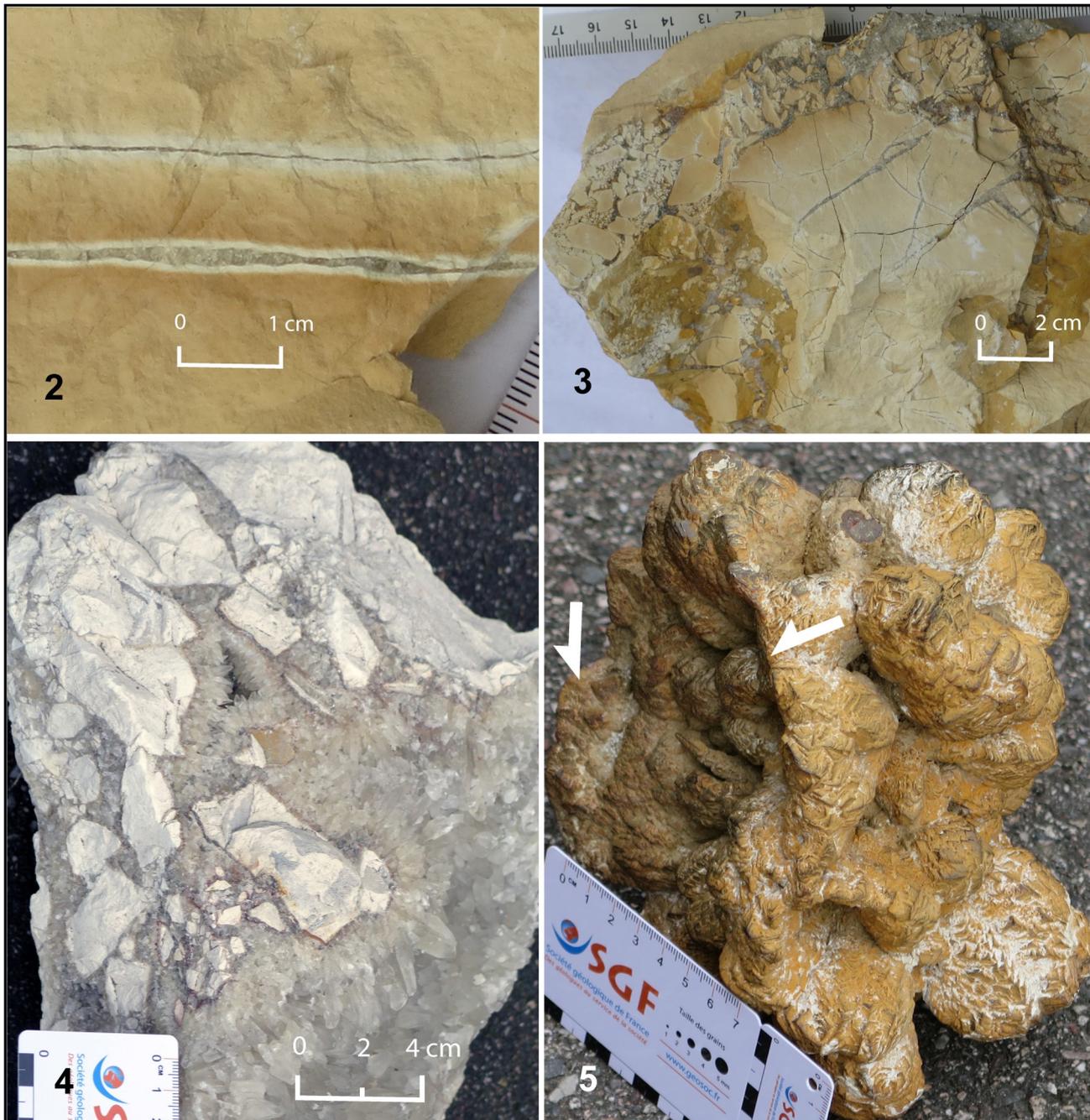
Diverses hypothèses ont été proposées pour expliquer la genèse des CFI et la relier à des événements géologiques régionaux (Coulon et Frizon de Lamotte, 1988a ; Allouc 2013). Elles se différencient l'une de l'autre sur des points qui seront abordés dans la discussion (*cf.* section 4) et, par ailleurs, sont dépourvues de données concernant la subsurface et le tréfonds anté-crétacé.

Le but du présent article est d'établir une synthèse de l'ensemble des données disponibles en intégrant informations anciennes et nouvelles, et de faire évoluer les hypothèses interprétatives. Par rapport à l'étude de 2013, le secteur a été étendu de 400 km² environ vers l'ouest et le sud (fig. 1a-b) afin de limiter les biais interprétatifs qui pourraient être occasionnés par les particularités locales. La question fondamentale de l'enracinement éventuel des plus importants groupements et/ou alignements de « structures CFI » avec des accidents de subsurface et/ou de profondeur a été abordée via un retraitement d'anciens profils sismiques. Enfin, les tenseurs de paléocontraintes proposés anciennement pour les événements cénozoïques en Champagne crayeuse (Coulon et Frizon de Lamotte, 1988a) ont été réexaminés. Les autres hypothèses interprétatives qui en résultent ont conduit à proposer une nouvelle conception de la genèse des diverses familles de « structures CFI » des craies de cette région.

2. Méthodologie

2.1. Exploration cartographique

La recherche d'affleurements dont la position est inconnue *a priori* sur plus de 2 000 km² de terres vouées essentiellement à la grande culture (fig. 1a-b) requiert une stratégie dont les principes ont été présentés antérieurement (Allouc, 2013).



Phot. 2 : Détail de deux filonnets typiques de nombreux fragments de CFI. Fréquemment, les zones fracturées sont panachées, témoignant de variation de Eh des eaux migrant consécutivement dans la fracture : dans un premier temps l'arrivée et la diffusion d'eaux oxydantes aux épontes entraînent une coloration authigénétique par des oxyhydroxydes métalliques, tandis que le retour à des migrations très réduites en conditions réductrices est souligné par une décoloration limitée à la fracture elle-même et à ses lèvres. Les remplissages calcitiques consistent en une mosaïque plus ou moins équilibrée. Coniacien, ancienne carrière du Mont Favarger.

Phot. 2 : Detail of two calcitic veinlets typical of a great number of CFI fragments. Frequently, the fractured zones are mottled, indicating changes in the Eh of the waters circulating consecutively in them. In a first episode, coming and diffusion of oxidizing waters give rise to an authigenic colouration of the walls by metallic hydroxides, whereas the return to a very restricted circulation accompanied by reducing conditions is expressed by the discolouration localized to the crack and its rims. The fillings are made up of a calcitic mosaic with a rather equant arrangement. Coniacian, Mont Favarger old quarry.

Phot. 3 : CFI avec filonnets et brèches. Comme pour l'échantillon précédent (phot. 2), les épontes et la craie elle-même sont teintées par des composés métalliques (oxydes, sesquioxides ?), ce qui n'est pas le cas des ciments qui précipitent secondairement dans les fentes ou les espaces inter-éléments de la brèche. Coniacien, ancienne carrière du Mont Favarger.

Phot. 3 : CFI showing veinlets and breccias. As for the previous sample (phot. 2), the walls of the fractures and the surrounding chalk are stained by metallic compounds (probably mainly hydroxides), whereas the sparry calcite that crystallizes later in the fractures or in the inter-fragments spaces remain translucent. Coniacian, Mont Favarger old quarry.

Phot. 4 : Exemple de « craie éclatée » issue de la fracturation hydraulique montrant de nombreux fragments de taille variable. Ces derniers et les bords de la cavité d'origine sont entourés par des franges complexes de calcite drusique mais il peut subsister des vides résiduels plus ou moins importants. Coniacien, ancienne carrière de Chepy.

Phot. 4 : Example of "bursted chalk" resulting from hydrofracturing processes. The sample exhibits numerous chalky "chips" with a variable size. These fragments and the edges of the original cavity are rimmed by complex fringes of drusy calcite that, however, can leave more or less important residual spaces in some places. Coniacian, Chepy old quarry.

Phot. 5 : Concrétion de sulfure de fer (probablement marcasite) provenant de craies proches de CFI. Au lieu de former une masse grossièrement sphérique, elle adopte ici une morphologie très inhabituelle. Elle présente des protubérances très diversement distribuées et des sortes de crêtes ou d'encorbellements relativement plans (flèches). Ces caractères évoquent la survenue de perturbations et la présence de fractures dans l'encaissant crayeux durant le développement de la concrétion. Santonien, ancienne carrière de Courtisols.

Phot. 5 : Iron sulphide concretion (probably marcasite) that have grown in an environment of CFI. Instead of appearing as a classical roughly spherical mass, the concretion exhibits a very particular morphology. It shows numerous bulges very diversely distributed and kinds of crested or corbelled structures (arrows) that are relatively planar. These particular figures evoke the coming of various disturbances and the presence of fractures in the enclosing chalk during the growth of the concretion. Santonian, Courtisols old quarry.

La longueur des itinéraires de lever est comprise en moyenne entre 2 et 4 km par km² cartographié selon la quantité d'observations nécessaires pour arriver à une représentation suffisamment fiable de la présence et de la disposition des CFI. En général, l'exploration commence par un quadrillage lâche, lequel est ensuite progressivement resserré jusqu'à ce que les nouveaux itinéraires n'apportent que peu d'informations nouvelles.

La phase interprétative qui consiste à faire ressortir les « structures CFI » principales est réalisée en associant les points d'observation suffisamment proches et non séparés par des solutions de continuité importantes (fig. 3a et 3b, cf. 3.1). Cette opération qui nécessite des vérifications sur le terrain est justifiée par le caractère discontinu de beaucoup de « structures CFI » constituées d'une succession de petits affleurements disjoints.

Les levers ont principalement concerné la « Craie blanche », avec des extensions dans le Turonien moyen de la Côte de Champagne. Quelques explorations complémentaires ont été réalisées dans les marnes du Turonien inférieur pour déterminer si certaines particularités observées (bandes et/ou taches de craie argileuse gris clair) pouvaient présenter une distribution surfacique apparentée à celle des CFI. Toutefois, les mauvaises conditions d'observation n'ont pas permis d'atteindre un niveau de renseignement exploitable. Des terrains du Cénomani supérieur crayeux ont également été parcourus lors des levers de la feuilles Revigny-sur-Ornain (Allouc *et al.*, 2007).

La carte actuelle de distribution des CFI (fig. 2a et 2b) regroupe les données anciennes (Allouc, 2013) complétées localement, ainsi que des observations nouvelles provenant d'explorations étendues jusqu'au « Golfe de Vertus », au Mont Aimé et au Mont Toulon, c'est-à-dire jusqu'à la Côte tertiaire de l'Île-de-France et ses buttes-témoins. Des explorations complémentaires ont également été entreprises hors de la carte, surtout à l'ouest de Fère-Champenoise.

2.2. Cartes structurales en isohypses

Les isohypses des différentes biozones reconnues (fig. 4a et 4b, cf. 3.4.1) ont été dessinées à partir de la datation micropaléontologique de prélèvements répartis sur la totalité des zones crayeuses des coupures à 1/50 000 couvrant le secteur cartographié, soit d'ouest en est et du nord au sud : Avize (Laurain *et al.*, 1986), Suippes (Allouc *et al.*, 2000), Ste-Menehould (Blondeau *et al.*, 1988), Vertus (Mégny *et al.*, 1977b), Châlons-sur-Marne (Labourguigne *et al.*, 1975), Revigny-sur-Ornain

(Allouc *et al.*, 2007), Fère-Champenoise (Mégny *et al.*, 1977a), Vitry-le-François (Blondeau, 1992). Les déterminations micropaléontologiques à partir d'espèces-guides ont été effectuées par Christian Monciardini (BRGM) et Françoise Bourdillon (consultante) à l'occasion des levers des cartes géologiques correspondant aux coupures mentionnées ci-dessus. D'une manière générale, la qualité de la résolution stratigraphique diminue dans les biozones de la partie supérieure du Santonien, du Campanien inférieur et du Campanien supérieur. Par ailleurs, toute la partie NE de la carte souffre de données insuffisantes et/ou difficiles à exploiter.

La méthode de construction des isohypses a été détaillée dans plusieurs notices des cartes géologiques citées (cf. notamment Allouc et Le Roux, 1995). Elle prend en compte le fait que, sur une même verticale, l'écart entre la cote du toit de la biozone considérée - ou celle du toit de la biozone sous-jacente - et la cote du point d'échantillonnage ne peut dépasser l'épaisseur de la biozone. Le principe s'applique de la même manière si l'écart concerne plusieurs biozones.

Par approximations successives intégrant les limites imposées par les points de prélèvements voisins, et en privilégiant la solution qui donne la structure la plus simple, il est alors possible de proposer un tracé des isohypses au toit de la biozone du secteur considéré. Du fait des incertitudes liées à la méthode et parce que les limites de microbiozones ne sont pas nécessairement des surfaces régulières, les inflexions et resserrements des isohypses doivent être analysés de manière critique. En conséquence, dans un stade final, les irrégularités mineures des courbes isohypses sont généralement éliminées par lissage (*ibid.*).

Les épaisseurs moyennes retenues pour les biozones de foraminifères sont données dans le tableau 1. Malgré des incertitudes qui peuvent atteindre 10 m, l'épaisseur totale de la « Craie blanche » évaluée par cette méthode (400 m) est compatible avec les 350 m donnés pour la Champagne (Gély *et al.*, 2014), d'autant que la puissance de l'ensemble Turonien-Sénonien (et donc des biozones constitutives) augmente d'Est en Ouest pour atteindre des valeurs proches de 600 m dès la région de Montmort (Hatrival, 1983).

En plus de leur rôle dans la construction des familles d'isohypses, les épaisseurs moyennes des biozones donnent accès à une estimation des taux d'accumulation apparents (du matériau dans son état actuel) pour chacun des étages représentés (tabl. 2, cf. 4.3.2.).

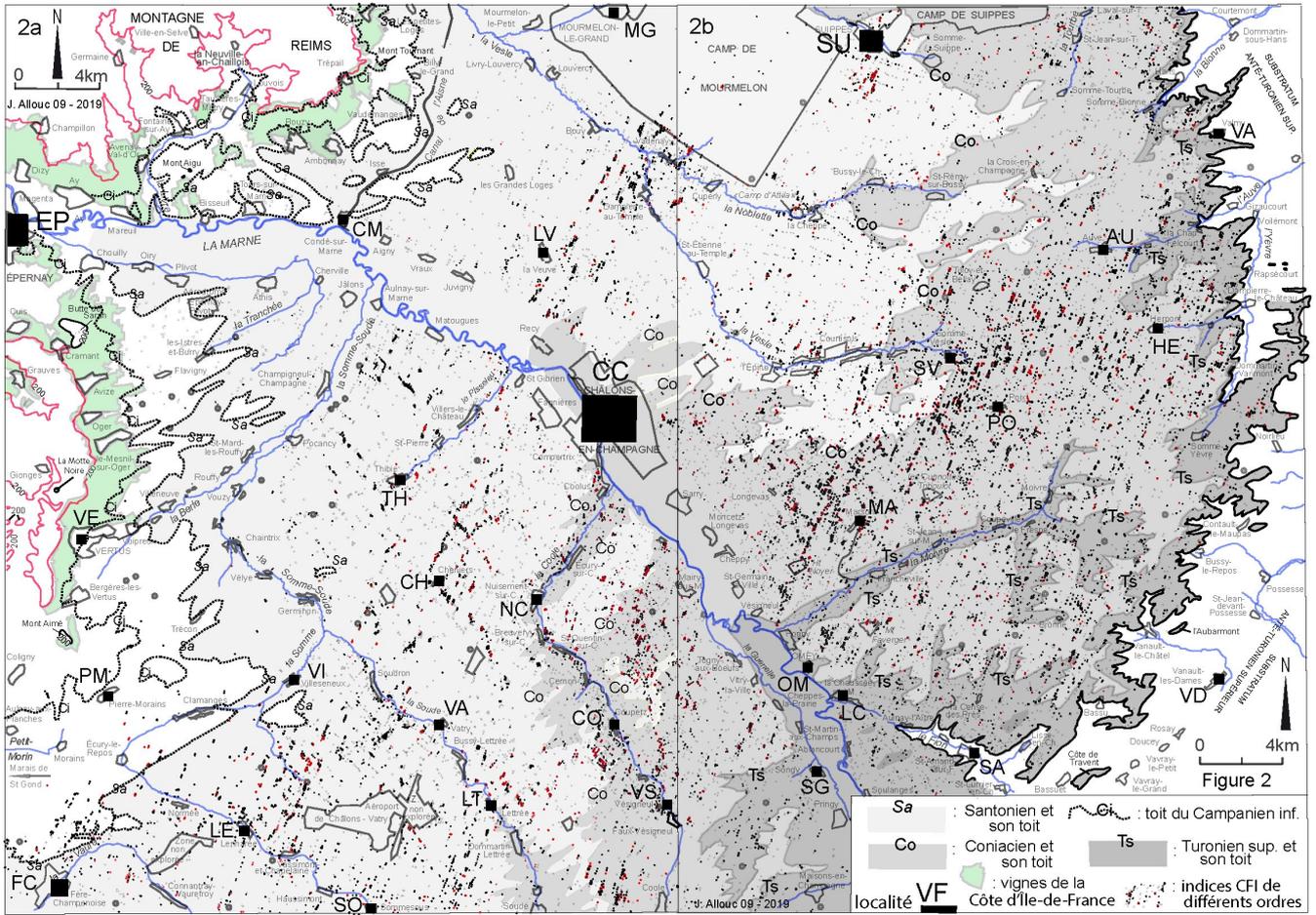


Fig. 2 : 2a(W) et 2b(E) : Cartes des affleurements et indices CFI reportés sur un fond géologique simplifié sans formations superficielles. Points rouges : CFI avec brèches et/ou filonnets calcitiques observés. Noter la variabilité de la densité surfacique des CFI et leur diminution forte et rapide dans le Campanien inférieur à l'approche de la Côte de l'Île-de-France. D'est en ouest, depuis la base de la « Craie blanche », les unités stratigraphiques sont représentées comme suit : Turonien supérieur en gris foncé ; Coniacien en gris moyen ; Santonien en gris clair et Campanien en blanc. Les limites Santonien - Campanien inférieur et Campanien inférieur – Campanien supérieur sont en pointillés. Pour la signification des notations : Ts = toit du Turonien supérieur ; Co = toit du Coniacien ; Sa = toit du Santonien ; Ci = toit du Campanien inférieur. Les contours géologiques sont ceux des cartes à 1/50 000. Les surfaces figurées en vert clair correspondent aux vignes implantées sur les versants est et sud de la Montagne de Reims, leur substrat crayeux est principalement d'âge campanien inférieur ou supérieur. La courbe de niveau rouge de cote 200 qui couronne ce relief et les buttes-témoins avoisinantes correspond approximativement à la base des dépôts tertiaires. Signification des abréviations des agglomérations : AU, Aube ; CC, Châlons-en-Champagne ; CH, Cheniers ; CM, Condé-sur-Marne ; CO, Coupetz ; EP, Épernay ; FC, Fère-Champenoise ; HE, Herpont ; LC, la Chaussée-sur-Marne ; LE, Lenharée ; LV, la Veuve ; MG, Mourmelon-le-Grand ; NC, Nuisement-sur-Coo ; OM, Ome ; PM, Pierre-Morains ; SG, Songy ; SO, Sommesous ; TH, Thibie ; VA, Vathy ; VD, Vanault-les-Dames ; VE, Vertus ; VF, Vitry-le-François ; VI, Villeseneux ; VS, Vésigneul.

Fig. 2: 2a(W) and 2b(E): Maps of the CFI outcrops and clues transferred to a simplified geological background without superficial deposits. Red points: observed breccias and/or calcitic veinlets. This map, only descriptive (without any interpretation), points to the variability of the frequency of the CFI and to their strong and rapid decreasing in the lower campanian chalks near the Île-de-France cuesta. From the basal part of the "White Chalk" and from the east to the west, the stratigraphic units are represented in the following way: Upper Turonian = dark grey; Coniacian = medium grey; Santonian = light grey and Campanian = white. The Santonian - Lower Campanian and the Lower Campanian - Upper Campanian boundaries are represented by dotted lines. The meaning of the notations accompanying contour lines is as follows: Ts = Upper Turonian top; Co = Coniacian top; Sa (dotted line) = Santonian top; Ci (dotted line) = Lower Campanian top. The light green figures correspond to the Champagne vineyards from the east and south slopes of the "Montagne de Reims". Their chalky substrate corresponds mainly to the Lower and Upper Campanian. All the geological contours are those of the 1/50 000 geological maps. The red line is the 200 m contour line that corresponds approximately to the basal limit of the cenozoic deposits. The capital letters refer to towns and villages (see the French caption).

2.3. Les profils sismiques et leur retraitement

De nombreux profils sismiques existent sur la zone étudiée. Enregistrés par les pétroliers, ils avaient pour objectif d'éclairer des cibles situées à environ 2 km de profondeur (grès du Rhétien). Deux d'entre eux en particulier ont été retenus parmi les moins anciens. Le choix a été guidé par la nature du dispositif d'enregistrement de ces lignes anciennes avec un nombre de canaux suffisants autorisant une intertrace assez courte et une meilleure résolution en surface (cf. 3.3.2.2). Il s'agit des profils dont les caractéristiques techniques sont données ci-après :

- 86MVR04 : longueur 7 km, enregistré en 1986 par SNEAP au cours de l'étude Moivre sur le permis d'exploration de Sainte-Menehould ; 96 traces, intertrace de 50 m, « offset » maximum de 2 375 m, camion vibreur, 10 s entre 13 et 75 Hz,
- 87SAF03 : longueur 11 km, enregistré en 1987 par EURAFREP sur le permis d'exploration de Saint-Amand-sur-Fion ; 96 traces, intertrace de 40 m, « offset » maximum de 1 940 m, camion vibreur, 12 s entre 12 et 86 Hz.

Les paramètres d'enregistrement restent malheureusement peu adaptés à une étude fine de la craie car le pas entre géophones d'une part, entre points de tirs d'autre part, et l'absence de hautes fréquences, limitent de façon importante la qualité de la sismique et l'imagerie des réflecteurs.

Le traitement sismique des données brutes a été réalisé par CDP Consulting (F. Miquelis, 2019) en définissant une séquence de traitements spécifiques afin de : a) imager au mieux la très proche surface pour y détecter d'éventuels décalages dans les 300 premières millisecondes temps doubles et b) fiabiliser l'image en temps au niveau des failles et flexures plus profondes pour y faire apparaître d'éventuelles liaisons avec la proche surface. Un effort particulier sur les corrections statiques a été entrepris afin d'optimiser la qualité de l'addition, particulièrement au niveau de la proche surface. L'exploitation des données diagaphiques du puits de Mairy, situé à une dizaine de kilomètres au SW, a permis d'assurer un contrôle géologique des vitesses de « stack » (corrections dynamiques) et de faciliter l'identification des réflecteurs sur les deux profils. Les efforts ont également porté sur le mute, les statiques résiduelles et les paramètres de migration (indispensables à la remise des objets à leur vraie place).

Le but de la phase d'interprétation sismique était de : a) pointer les réflecteurs en temps correspondant à des niveaux géologiques particuliers, b) identifier les

failles affectant les séries et c) convertir ces niveaux en profondeur par l'établissement d'une loi temps/profondeur géologiquement contrôlée.

2.4. L'analyse microstructurale

Une réévaluation des résultats de calculs de tenseurs de paléocontraintes issus d'anciennes mesures (Coulon et Frizon de Lamotte, 1988a) a été réalisée afin de : a) pouvoir discuter les conclusions des auteurs, tout particulièrement celles qui concernent le régime associé à l'extension oligo-miocène et b) élargir les hypothèses sur l'enchaînement des déformations ayant abouti à la formation des « structures CFI ». Les mesures microtectoniques ayant permis à ces auteurs de déterminer des paléocontraintes ont été traitées à l'aide du logiciel de E. Carey (1979). Les failles utilisées pour les calculs sont définies par les paramètres direction, pendage, pitch et cinématique du vecteur-glisement. Ce logiciel permet de caractériser les régimes tectoniques aussi bien à partir de failles néoformées conjuguées que dans le cadre de mouvements apparus par réactivation de discontinuités antérieures.

étages et biozones bF	ep. moy.	nM	nB	formations
Campanien sup. (<i>Belemnitella mucronata</i>)	S/j	≥40	c6c2-3	Craie d'Épernay
	S/i	45	c6c1	1980
				1983
Campanien inf. (<i>Goniatolithus quadratus</i>)	S/h	30	c6b	Craie de Reims
	S/g	25	c6a	c5R
	S/f	15	c5c	c4-5C
Santonien (<i>Micraster coranguinum</i>)	S/e	15	c5b	c4Cm ou c4S
	S/d	20-25	c5a	c4Ci
	S/c	45	c4c	c3-4C
Coniacien (<i>Micraster decipiens</i>)	S/b	25	c4b	c3Cm
	S/a	35	c4a	c3Ci
	T/c-T/S	10	c3c-4a	c2c-3a
Turonien sup.	T/c	50	c3c	c2c
	T/b	20	c3b	c2b
Turonien inf. et moy.	T/a	20	c3a	c2a
				Craie de Rethel
				Marnes crayeuses («Dièves»)

bF : biozones de foraminifères, nM : notations anciennes, nB : notations récentes.
ep : épaisseur moyenne estimée.
La marge d'incertitude sur l'épaisseur moyenne est comprise entre 5 et 10 m.
Somme des épaisseurs moyennes estimées : 400 m, voir texte.

Caractères gras : biozones pour lesquelles l'incertitude est maximale. **TABL. 1**

Tabl. 1 : Stratigraphie, notation et épaisseur estimée des biozones de foraminifères utilisées dans cet article. Les biozones sont celles qui ont été définies par C. Monciardini (1980) et ont été utilisées pour beaucoup de cartes géologiques à 1/50 000 de Champagne.

Tabl. 1: Stratigraphy, notation and thickness of the biozones (based on benthic and pelagic foraminifers) used in this paper. Biozones are those described by C. Monciardini (1980) and used for many of the 1/50 000 geological maps of the Chalky Champagne area.

Un tenseur de contraintes peut être défini par la position spatiale de 3 vecteurs orthogonaux : σ_1 pour la contrainte majeure, σ_2 pour la contrainte intermédiaire et σ_3 pour la contrainte mineure. Leurs valeurs permettent de calculer un rapport de forme de type $R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$ qui définit l'ellipsoïde des contraintes. Pour un plan de faille donné, l'orientation de celui-ci par rapport aux trois contraintes principales (dont les valeurs respectives dépendent du rapport R) détermine numériquement une contrainte tangentielle résultante qui devrait correspondre au vecteur-déplacement le long de la faille suivant l'hypothèse de Wallace-Bott. Ce vecteur-déplacement théorique le long de la faille est appelé tau ($\vec{\tau}$). Si le module de $\vec{\tau}$ est nul, il n'y a pas, en théorie, de glissement sur le plan de faille et celui-ci ne devrait pas être conservé dans le calcul. Lorsqu'une population de failles est étudiée, le logiciel teste par itérations une série de tenseurs de contrainte. À chaque itération, il calcule la somme des écarts angulaires entre tau ($\vec{\tau}$) (les stries théoriques issues du calcul) et (\vec{s}) les stries réelles. Par minimisation, il conserve la solution optimale pour l'ensemble de la population, c'est-à-dire celle pour laquelle la somme de ces écarts est la plus basse.

Le « résultat machine » ne garantit pas pour autant que les failles utilisées pour le calcul appartiennent au même régime tectonique. En effet, une faille donnée devrait en théorie être d'autant plus éliminée du calcul que l'écart angulaire $\vec{\tau} \vec{s}$ dépasse 20° dans la cadre de la méthode d'inversion utilisée (Carey, 1979). Dans l'article de M. Coulon et D. Frizon de Lamotte (1988a), les histogrammes de distribution des écarts pour les quatre tenseurs caractérisant l'événement pyrénéo-provençal ne sont pas donnés mais on supposera que les modules de $\vec{\tau}$ n'étaient pas nuls et que la limite de 20° a été prise en compte. Ces écarts sont en revanche présentés pour le régime en extension oligo-miocène et seront donc discutés.

3. Les données cartographiques et géophysiques

Comme précisé en introduction, l'échelle régionale est seule en mesure de faire apparaître l'organisation des réseaux de « structures CFI » et de révéler l'existence de relations éventuelles avec d'autres types de structures. C'est la raison pour laquelle, dans leur présentation, les données cartographiques (cartes de répartition et cartes structurales) intègrent les informations concernant le territoire qui avait été étudié précédemment (Allouc, 2013) et celles, nouvelles mais indissociables pour la cohérence de la présentation, qui se rapportent à ses

extensions sud et ouest (fig. 1a-b). Les données géophysiques sont, elles, entièrement inédites.

3.1. Distribution spatiale et organisation des « structures CFI »

Le territoire présenté dans cet article est agrandi, vers le sud et vers l'ouest, de 400 km^2 par rapport à celui qui avait été cartographié précédemment (Allouc, 2013).

Les cartes des affleurements de CFI (fig. 2a et 2b) et leur interprétation (fig. 3a et 3b) font ressortir un ensemble complexe où coexistent, d'une part, un fond de « structures CFI » généralement relativement discrètes - sauf localement - dont la densité décroît à l'approche de la Côte de l'Île-de-France et, d'autre part, des populations plus ou moins denses de « structures CFI ». Ces dernières consistent le plus souvent en alignements sensiblement NNE-SSW ($N 20^\circ E$ à $N 35^\circ E$) d'extension plurihectométrique à plurikilométrique et NNW-SSE à NW-SE ($N 145^\circ E$ à $N 165^\circ E$) d'extension plutôt hectométrique à kilométrique. La première famille est dominante, la deuxième subordonnée. Localement, ces alignements déterminent des « structures CFI » d'ordre supérieur (linéaments, faisceaux). Il arrive également que les associations de CFI forment de courts groupements allongés orientés sensiblement $N 60^\circ E$ mais cette disposition est peu fréquente (fig. 3a et 3b).

Les « structures CFI » se disposent généralement selon un système réticulé où figurent des motifs en baïonnette et des quadrilatères à allure de parallélogrammes souvent polarisés selon la direction NNE-SSW. Comme dans le cas des figures fractales, le motif géométrique de base peut se répéter à peu près identique à lui-même à différentes échelles. Ces quadrilatères sont plus ou moins bien exprimés, leurs côtés les plus nets correspondant aux alignements majeurs.

La nomenclature utilisée pour définir le réseau qui en résulte est inspirée de celle de L. Lonergan *et al.* (1998) et de J. Cartwright (2011). Le réseau est dit : a) embryonnaire lorsqu'il est seulement esquissé par des alignements discontinus et non interconnectés, voire très dispersés, b) ouvert (ou immature) lorsque les mailles de celui-ci sont formées par des alignements relativement bien définis mais peu à moyennement interconnectés, c) fermé (ou mature) lorsque les mailles sont constituées par des « structures CFI » bien définies, relativement continues, et fréquemment interconnectées.

Bien que souvent progressives, ce qui rend difficile le tracé des limites, les variations portant sur les caractères et l'extension géographique du réseau

formé par les « structures CFI » permettent, à une échelle supérieure, de distinguer différents « secteurs CFI » (fig. 3a et 3b).

Les « secteurs CFI » majeurs (principaux) se répartissent d'est en ouest comme suit : Herpont - - Songy (SHG), à réseau principalement immature ; Poix - - Marson (SPM), où le réseau est relativement mature à mature dans sa partie centrale, laquelle montre en outre un arrangement en faisceaux des « structures CFI », mais qui disparaît vers le nord ; Châlons-en-Champagne - - Suippes (SCS) à réseau embryonnaire ; la Veuve - - Cheniers (SVC) à réseau immature à mature selon les endroits mais surtout caractérisé par sa disposition en « lanière » ; Condé-sur-Marne - - Pierre-Morains (SCP), où le réseau reste très embryonnaire et même disparaît à l'approche de la Côte de l'Île-de-France.

Les « secteurs CFI » mineurs (secondaires) mais dont l'extension reste toutefois notable correspondent plus particulièrement aux secteurs de Thibie (ST) et de Nuisement-sur-Coole (SN), ainsi qu'à ceux de Lettrée (SL) et de Villeseneux - - Fère-Champenoise (SVF) tous quatre situés de part et d'autre de la « lanière » la Veuve - - Cheniers (fig. 3a). La conjonction des alignements NNE-SSW (dominants) et NNW-SSE à NW-SE (subordonnés) y fait apparaître des motifs de même type et de même dimensions que dans les secteurs majeurs ; ils sont ici plus ou moins matures.

Au total, les données cartographiques mettent en évidence la vaste répartition des CFI et leur disposition générale selon un système organisé. Il en découle que ces craies atypiques peuvent difficilement être réduites à de simples signatures de failles régionales localisées, comme cela a été initialement envisagé (Coulon et Frizon de Lamotte, 1988a), puis repris par différents auteurs.

3.2. Distribution stratigraphique des « structures CFI »

Bien que des groupements de « structures CFI » soient présents dans pratiquement tous les étages du Sénonien, la mise en parallèle avec les limites d'étages géologiques (fig. 2a et 2b) montre que, en moyenne et pour la région étudiée, les « structures CFI » sont : peu à moyennement nombreuses dans les craies du Turonien supérieur, fréquentes voire abondantes dans celles du Coniacien, surtout dans les biozones moyenne (b) et supérieure (c) de cet étage, diversement représentées dans celles du Santonien, rares dans celles du Campanien inférieur, sauf dans la région située au sud de la boucle de la Somme à proximité de Fère - Champenoise, quasiment absentes dans le Campanien supérieur.

3.3. Relations entre les déformations d'échelle régionale et les « CFI »

3.3.1. L'apport des cartes structurales en isohypses

Les cartes structurales en isohypses (fig. 4a et 4b) révèlent l'état actuel des déformations enregistrées par les différentes assises crayeuses. Cependant, comme ces isohypses ne peuvent prétendre à une grande précision (*cf.* chapitre 2 Méthodologie), seuls les caractères majeurs de l'image des déformations sont discutés ici.

Une étude antérieure (Allouc, 2013) synthétisant les informations issues des cartes géologiques à 1/50 000 avait révélé que la structure plutôt simple de « monoclinale » légèrement arquée et à faible pente structurale qui est celle de la bordure champenoise du Bassin parisien est affectée par de vastes ondulations généralement NW-SE à NNW-SSE mais E-W dans quelques cas (vallée de la Marne à l'Est d'Épernay, environs de Clamanges au SE du Mont Aimé), ainsi que par des complications locales parfois notables. Ce type d'organisation où différentes échelles de déformations se combinent est sans doute classique et a été reconnu ailleurs, notamment dans la craie de Picardie (Dumas *et al.*, 2014). La nouvelle épure des courbes isohypses comprenant les extensions ouest et sud (cet article) confirme ce cadre général mais, surtout, suggère que les directions respectives des groupements de CFI d'une part et des isohypses d'autre part peuvent être localement proches (fig. 4a et 4b). Un lissage plus important des isohypses aurait certes limité le nombre de ces concordances directionnelles mais leur présence en des secteurs très divers de la zone cartographiée conduit à les considérer comme une donnée structurale significative.

Cette similitude est visible dans les parties centrales du « secteur CFI » Poix - - Marson (SPM) où les isohypses traduisent la présence de petites structures fermées et rapprochées : dômes ou replats et cuvettes, séparés par des commandements de quelques dizaines de mètres (fig. 4b). Il en est de même dans la partie sud du même « secteur CFI » dans la région de Coupetz et de Vésigneul (vallée de la Coole) où les isohypses dessinent deux gouttières grossièrement NNW-SSE plus ou moins superposables à d'importants groupements de CFI (fig. 4a). Le lien CFI - déformation transparaît également dans les parties sud et nord de la lanière La Veuve - - Cheniers (LVC) ainsi que de part et d'autre de cette lanière, à hauteur des « secteurs CFI » secondaires de Thibie (ST) et de Nuisement-sur-Coole (SN) (fig. 4a).

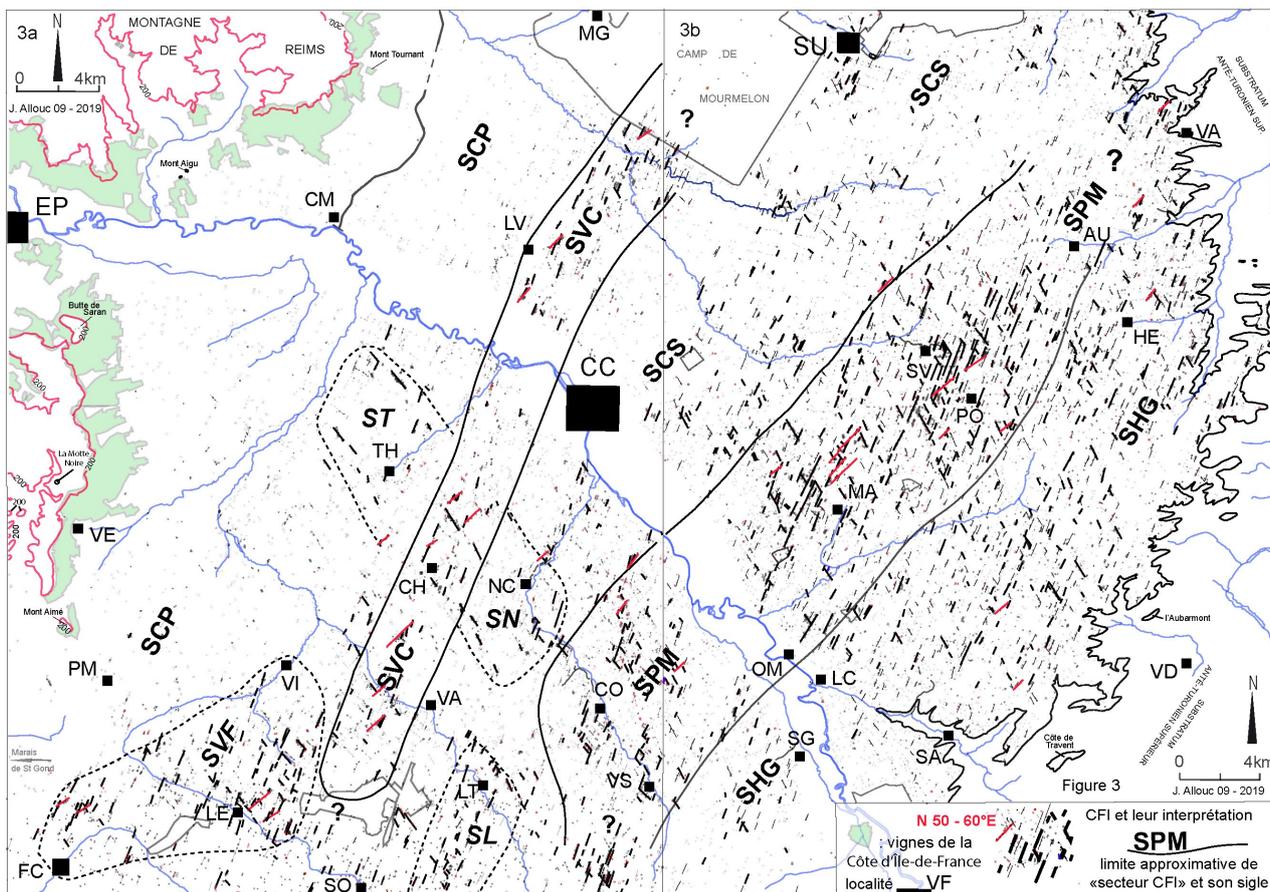


Fig. 3 : 3a(W) et 3b(E) : Cartes interprétatives de la distribution des affleurements et indices CFI majeurs et de moyenne importance. Les assemblages de « structures CFI » présentant une certaine unité sont regroupés selon des « secteurs CFI ». Les sigles des « secteurs CFI » majeurs sont en capitales grasses et droites : SHG = Herpont - - Songy ; SPM = Poix - - Marson ; SCS = Châlons-en-Champagne - - Suippes ; SVC = la Veuve - - Cheniers ; SCP = Condé-sur-Marne - - Pierre-Morains. Les « secteurs CFI » mineurs (secondaires) sont en capitales grasses inclinées : ST = Thibie ; SN = Nuisement-sur-Coole ; SVF = Villeseneux - - Fère-Champenoise ; SL = Lettrée. L'arrangement des « structures CFI » dessine un réseau de quadrilatères à allure de parallélogramme qui, selon les « secteurs CFI », varie de embryonnaire (peu de connections, secteur SCS par exemple), à submature voire mature (nombreuses à très nombreuses connections, secteur SPM par exemple). La disposition en réseau apparaît à différentes échelles comme le montrent les « secteurs CFI » SPM, SVC et SVF où le réseau est submature à mature.

Fig.3: 3a(W) and 3b(E): Interpretative maps of the arrangement of the major and medium CFI outcrops and clues. The assemblies of "CFI structures" showing some unity of arrangement are grouped together in "CFI areas". Abbreviations are related to the main "CFI areas" when written with regular, bold, capitals and to minor (secondary) "CFI areas" when written with italic, bold, capitals (see the French caption). Arrangement of the "CFI structures" draws a polygonal network of quadrilaterals evoking parallelogram-like figures. Depending on the "CFI areas", the maturity of this polygonal network evolves from embryonic (few connections, "SCS area" for instance) to submature or mature (numerous to very numerous connections, "SPM area" for instance). This network is recognizable at different scales, as shown by the "CFI areas" SPM, SVC and SVF where the network is submature to mature.

Les cartes structurales en isohypses confirment donc la présence de déformations dans la craie – ce qui d'ailleurs avait conduit plusieurs auteurs de cartes géologiques à introduire diverses failles (Châlons-sur-Marne, Labourguigne *et al.*, 1975 ; Fère-Champenoise, Mégnien *et al.*, 1977a ; Vertus, Mégnien *et al.*, 1977b) - mais probablement bien peu d'entre elles ont un rejet significatif. Elles suggèrent aussi l'existence d'une relation entre les zones à plus forte densité de « structures CFI » et celles où existent des complications structurales locales.

3.3.2. L'apport de la sismique réflexion

3.3.2.1. Les accidents identifiés au toit du Trias et les groupements majeurs de « structures CFI »

La figure 5 donne les positions respectives des grands groupements de « structures CFI » et des failles mises en évidence par sismique au toit du Trias (Hanot *in* Gély *et al.*, 2014). Quatre cas peuvent être distingués :

- 1 - le groupement est pratiquement superposé à une faille profonde. Ce cas est visible dans la partie centre-sud du « secteur CFI » SPM situé au droit de la faille profonde de Songy et, dans une moindre mesure, dans le « secteur CFI » Sogny-aux-Moulins - - Vésigneul (SSV), lequel se superpose relativement bien aux failles de Coupetz et de Vésigneul,
- 2 - le groupement de « structures CFI », bien que de direction proche, est décalé par rapport à l'accident profond. Ainsi, le Nord du « secteur CFI » la Veuve - - Cheniers (SVC) se situe 3 à 5 km à l'ouest de la faille de Dampierre ; de même, la partie orientale du « secteur CFI » Villeseneux - - Fère-Champenoise (SVF) ne coïncide pas avec la faille de Sommesous,
- 3 - le groupement ne correspond à aucune anomalie au toit du Trias. La partie nord du « secteur CFI » Poix - - Marson et la partie centrale du « secteur CFI » Villeseneux - - Lenharrée (SVL) en constituent deux exemples,
- 4 - à l'inverse du cas précédent, l'accident au toit du Trias ne se traduit par aucune densification particulière des « structures CFI » en surface ; c'est le cas notamment de la faille de Somme-Yèvre sur la Côte de Champagne.

En résumé, il y a très rarement coïncidence entre un groupement de « structures CFI » observables en surface et un accident profond d'importance régionale. D'une manière générale, la fracturation associée aux CFI n'est donc pas enracinée dans le tréfonds triasique.

3.3.2.2 - Les « structures CFI » et les déformations dans la « Craie blanche ». L'apport des profils sismiques retraités.

Une image des déformations au sein de la « Craie blanche » était attendue du retraitement des deux profils sismiques 86 et 87 traversant le « secteur CFI » Poix - - Marson (SPM) au voisinage de la zone des faisceaux (fig. 6), c'est-à-dire dans une zone à forte densité surfacique de CFI. Toutefois, malgré le retraitement, le premier réflecteur « pointable » semble correspondre au toit du Cénomaniens situé vers une centaine de mètres de profondeur.

Ce réflecteur cénomaniens est basse fréquence, mal défini, et aucune faille ne peut être « pointée » en surface. Au contraire, les structures du substratum anté-crétacé supérieur sont nettes et les chenaux de l'Albien, profonds d'une trentaine de mètres, ressortent clairement.

Sous le Crétacé inférieur, la géométrie monoclinale des couches est simplement perturbée à l'ouest par une faille à regard W dont le rejet, bien visible au toit du Trias, s'amortit progressivement dans les niveaux supérieurs. Cette faille semble scellée par le Crétacé inférieur.

Il ressort donc des données sismiques retraitées que, y compris dans les zones à forte densité surfacique de CFI, aucune des « structures CFI » n'est corrélable à un accident visible sous les assises turono-sénoniennes.

Dans le Cénomaniens lui-même, dont la partie supérieure est également crayeuse, aucune signature d'accident n'est clairement décelable. Indépendamment du niveau de résolution insuffisant des profils retraités, cette non expression peut aussi résulter de l'inexistence, ou du moins de la rareté, des « structures CFI » dans le Cénomaniens, ce qui correspondrait aux observations de terrain (Allouc *et al.*, 2007).

4. Discussion

Deux aspects fondamentaux de la genèse des « structures CFI » sont les questions touchant à leur enracinement d'une part et celles ayant trait à l'histoire des familles de fractures constituant les réseaux d'autre part.

4.1. Le problème du non enracinement des « structures CFI »

4.1.1. L'apport des cartes structurales et des profils sismiques

La méthode de construction de cartes en isohypses à partir de données micropaléontologiques ne permet habituellement pas de révéler les failles

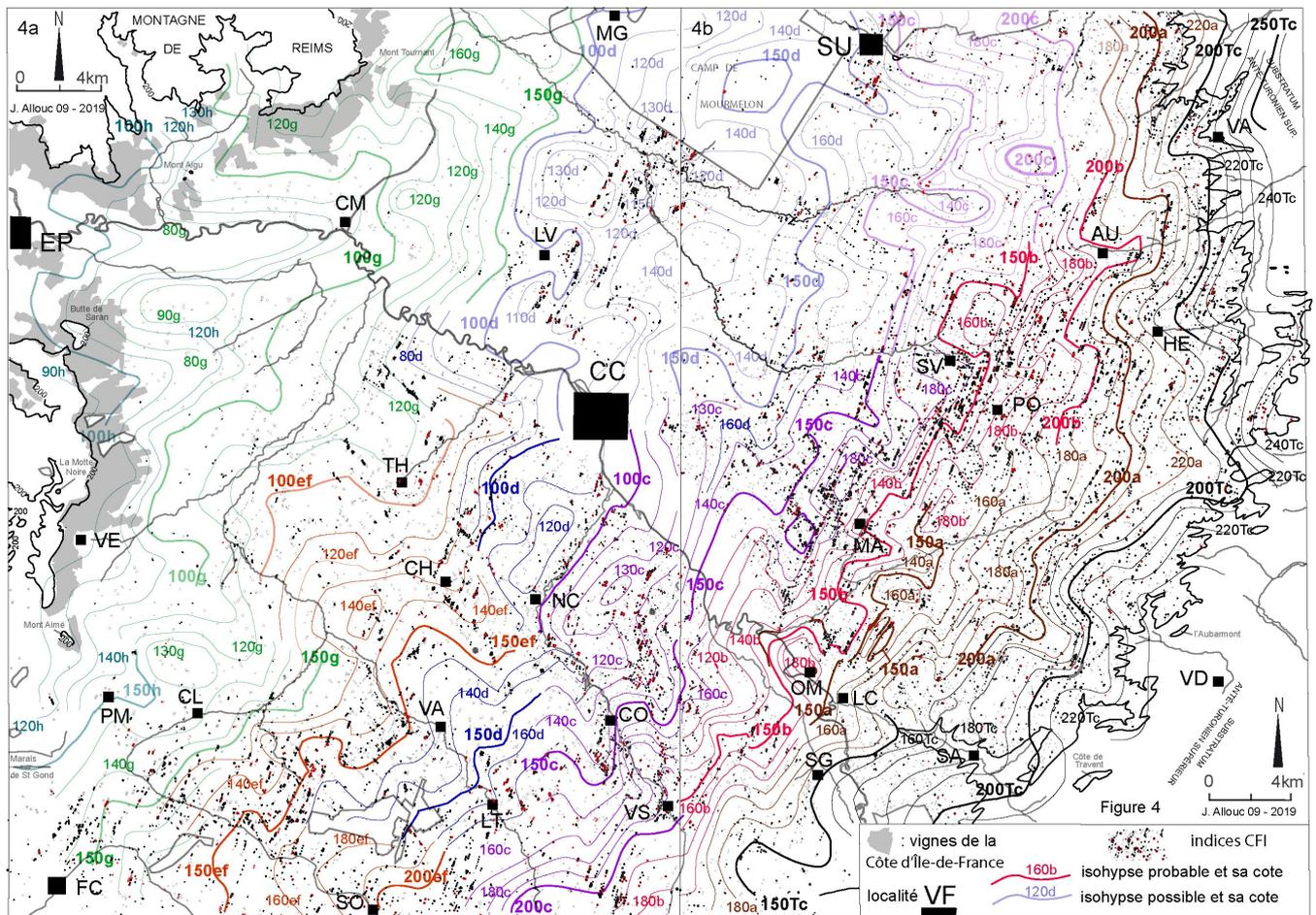


Fig. 4 : 4a(W) et 4 b(E) : Cartes des isohypses probables et/ou possibles des toits des biozones de foraminifères du Turonien et du Sénonien définies par C. Monciardini (1980). Tc : biozone c du Turonien supérieur ; a, b, c : biozones du Coniacien ; d, e, f : biozones du Santonien ; g, h : biozones du Campanien inférieur ; i : biozone du Campanien inférieur sommital ou du Campanien supérieur basal ; j : biozone du Campanien supérieur. Dans un certain nombre d'endroits, les directions respectives des « structures CFI » et des isohypses apparaissent relativement proches (cf. texte). Les isohypses des biozones b et c de la partie orientale de la carte suggèrent la présence de nombreuses complications structurales dans le « secteur CFI » Poix - Marson (SPM). L'opacité des isohypses est fonction du degré de confiance qui leur est attribué.

Fig. 4 : 4a(W) and 4b(E): Probable or possible isohypse lines at the tops of the Foraminifera biozones defined by C. Monciardini (1980) within the Turonian and the Senonian. Tc: biozone c of the Upper Turonian; a, b, c: biozones of the Coniacian; d, e, f: biozones of the Santonian; g, h: biozones of the Lower Campanian; i: biozone of the top of the Lower Campanian or of the basal Upper Campanian; j: biozone of the Upper Campanian. In several places, the map suggests some concordance between the distribution of the CFI outcrops and clues and the contours of the isohypse lines (see text). The isohypse lines related to the b and c biozones from the eastern part of the map display numerous local structural complications in the SPM "CFI area". The opacity of the isohypse lines depends on their level of reliability.

mineures ou modestes comme le sont habituellement celles de Champagne (Allouc, 2013). Cependant les lieux où des déformations peuvent être mises en évidence se caractérisent souvent par des groupements ou alignements de « structures CFI » importants ou nets mais, surtout, sont des lieux où « structures CFI » et isohypses rapprochent leurs directions (cf. 3.3.1 et fig. 4a et 4b). Cette relation laisse supposer que les CFI constituent des signatures en surface de ces déformations. Comme ces dernières n'ont aucun lien avec celles du tréfonds triasique (cf. 3.3.2.1) et qu'elles n'affectent pas les dépôts du Jurassique, du Crétacé inférieur, ni ceux du Cénomanién (fig. 6), il faut admettre que ces accidents sont relativement superficiels, restreints à la « Craie blanche » (avec une extension possible - mais non vérifiée - aux marnes crayeuses du Turonien inférieur et moyen).

4.1.2. Les marqueurs pétrographiques d'une proto-extension contemporaine de la diagenèse d'enfouissement

M. Coulon (1992) fait mention dans des craies de Champagne de failles normales (non localisées) soulignées par des silex. Un exemple à géométrie listrique de ce type de faille avec silex a été décrit dans la carrière de Droupt Saint-Basle située près de la confluence de la Seine et de l'Aube, à une trentaine de km au SSW de la zone d'étude (Hibsch *et al.*, 2003) (cf. fig. 1a) et des diagenèses siliceuses associées à des failles ont également été signalées dans les craies coniaciennes, santoniennes et campaniennes de la région de Beauvais (Dumas *et al.*, 2014). Les silex - très rares dans les craies concernées par cet article sauf dans le Coniacien inférieur de la feuille Vitry-le-François où ils forment un niveau individualisé (Blondeau *et al.*, 1992) - sont des marqueurs de redistribution géochimique intervenant précocement lors de la diagenèse d'enfouissement.

Par ailleurs, une masse irrégulière de sulfures de fer (probablement de la marcasite ?), dont la croissance a été contrainte par la géométrie d'une fracture de l'encaissant crayeux, a été échantillonnée à Courtisols, à l'ENE de Châlons-en-Champagne (phot. 5). Ces données plaident pour l'existence de discontinuités structurales, dont des failles contemporaines de la diagenèse d'enfouissement évidemment bien antérieures à l'épisode oligo-miocène.

4.2 Réseau de fracturation et CFI

L'absence d'enracinement des « structures CFI » et l'âge probablement très précoce de certaines failles normales qui leur sont associées sont deux

arguments pour une formation comportant une part d'héritage d'origine non tectonique. Cette éventualité conduit à réexaminer, à partir de données de la littérature, le contexte de formation des familles de fractures représentées et la chronologie afférente.

4.2.1. Le contexte tectonique

Dans le cadre global du déplacement de l'Afrique vers le nord, l'Est du Bassin parisien a subi trois périodes successives de déformations. Elles débutent tardivement dans le Mésozoïque, tandis que la dernière se poursuit encore actuellement dans le Cénozoïque (Le Roux, 1980, 1999, 2000 ; Steiner, 1980a, b ; Villemin, 1986 ; Bergerat, 1987a, b ; Coulon et Frizon de Lamotte, 1988a, b ; Le Roux et Allouc, 1988 ; Lacombe *et al.*, 1990 ; 1994 ; Vandycke *et al.*, 1991 ; Coulon, 1992, 2000 ; Vandycke et Bergerat, 1992, 2001 ; Lacombe et Obert, 2000 ; Vandycke, 2002 ; Rocher *et al.*, 2004 ; André *et al.*, 2010 ; Bergerat, 2014 ; Wyns *et al.*, 2016).

Un tel contexte géodynamique en compression semble avoir concerné principalement l'avant-pays de la chaîne pyrénéenne et de la Provence, de l'Éocène moyen (Bartonién ?) à l'Éocène supérieur (Priabonién). Des déformations sensibles à l'échelle de la lithosphère ouest-européenne se sont faites ressentir à plusieurs centaines de kilomètres en avant du front de chaîne, allant jusqu'à provoquer des inversions dans des bassins de la mer du Nord (Lacombe *et al.*, 1996 ; Lacombe et Mouthereau, 1999). Cette période rapportée à la phase dite pyrénéenne ou pyrénéo-provençale est caractérisée par une compression allant de NNW-SSE à NNE-SSW suivant les lieux et les auteurs (*ibid.*, ci-dessus).

Ces variations peuvent être dues à la position géographique des sites de mesure par rapport à l'orogène, aux choix plus ou moins subjectifs des failles intégrées dans les calculs numériques, ou encore à des différences d'âge plus ou moins importantes entre les déformations comme l'illustrent les exemples ci-après. Vers l'Est du Bassin parisien, les régimes décrochants (approximativement NNE-SSW à NE-SW à partir de failles pour G. André *et al.* (2010) ou de failles complétées par des macles mécaniques de la calcite d'après O. Lacombe *et al.* (1996)), cèdent la place à un régime extensif dès la fin de l'Éocène, en relation avec le début du fonctionnement du graben du Rhin supérieur sensiblement de même direction (cf. plus loin). Au Sud de l'Angleterre, les plissements ont une direction E-W et se rattachent cette fois à un raccourcissement davantage N-S. Récemment, les datations U/Pb des calcites tectoniques associées à ces déformations pyrénéennes ont donné des âges autour du Rupélien

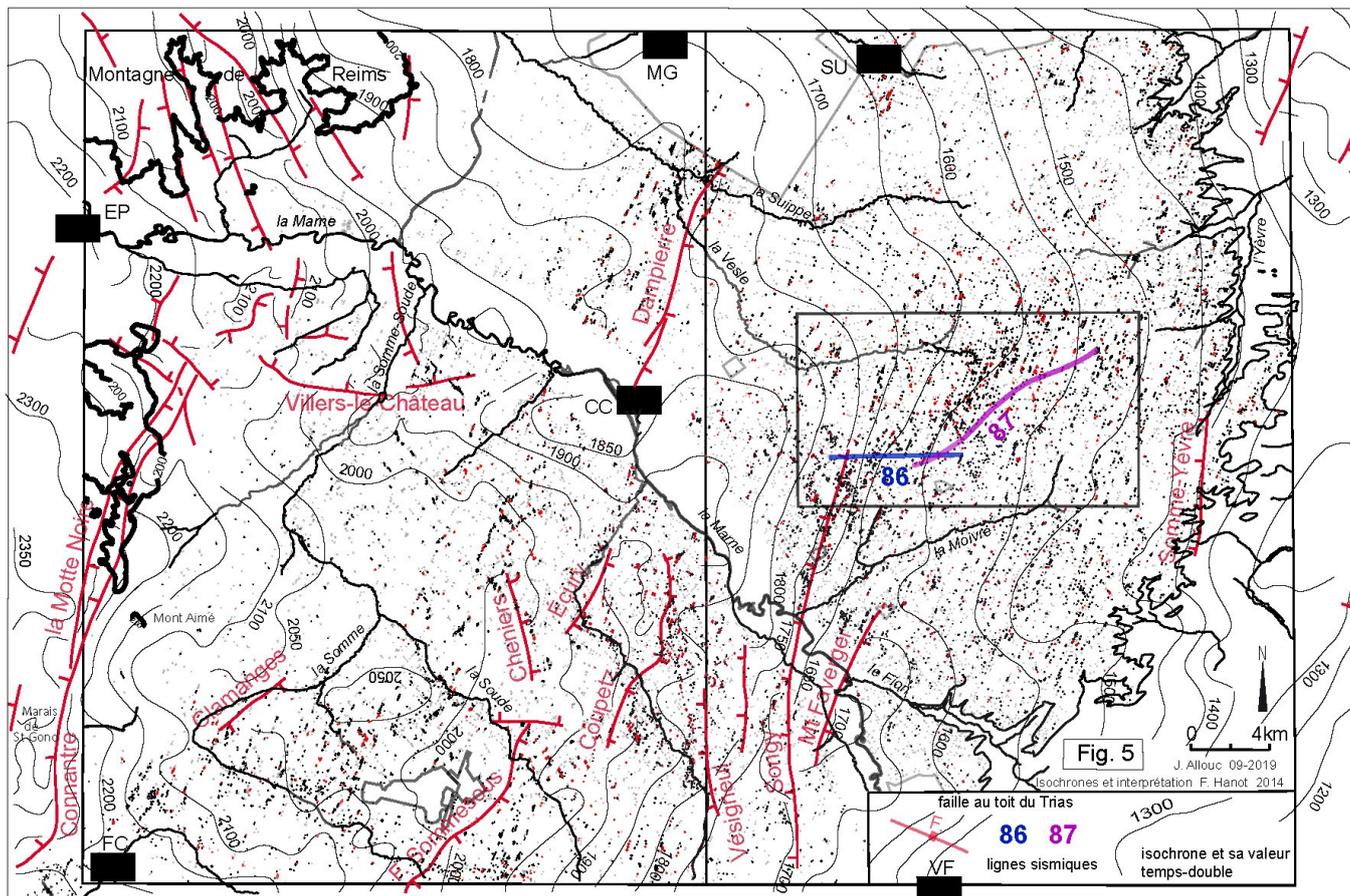


Fig. 5 : Carte de répartition des CFI superposée à la carte interprétée des isochrones temps-doubles (sismique réflexion) du toit du Trias. Les « structures CFI » et leurs assemblages apparaissent globalement indépendantes du tracé des isochrones et de la position des failles. La figure montre également la position des profils sismiques 86 et 87 (cf. fig. 6) dans les faisceaux du « secteur CFI » Poix - Marson (SPM). Trait épais : courbe de niveau de cote 200 correspondant approximativement à la base des dépôts cénozoïques de la « Montagne de Reims » et des buttes-témoins avoisinantes.

Fig. 5: Location map of the CFI outcrops and clues superimposed upon the interpreted map of the double time isochrons (reflection shooting) at the top of the Trias. The CFI geographical distribution appears independent from the isochrons orientations and from the places of associated faults. This figure shows also the place of the seismic lines 86 and 87 (see fig. 6) inside the CFI bundles of the SPM "CFI area". Thick line: 200 m contour line corresponding approximately to the basal limit of the cenozoic deposits of the "Montagne de Reims" highs and of nearby residual hills.

(Oligocène inférieur) (Parrish *et al.*, 2018) donc plus récents que les âges éocènes classiquement reconnus pour la phase pyrénéo-provençale en France. Enfin, vers le Nord du bassin de Londres et en direction de l'Écosse, les paléocontraintes prennent une direction N-S à NNW-SSE (Hibsch *et al.*, 1995). L'ensemble de ces directions pourrait donc faire penser à des trajectoires de contraintes légèrement en éventail par rapport à la chaîne pyrénéenne orientée N100-110°E. Toutefois, les datations suggèrent un décalage dans le temps et dans l'espace des zones d'inversion tectonique : le raccourcissement à l'Ouest serait contemporain des déformations extensives plus orientales. Entre ces deux pôles géographiques, des plis affectant les calcaires du Lutétien au SW de Paris présentent des axes moyens autour de N100°E, cohérents avec un raccourcissement autour de N10°E (Lacombe et Obert, 2000).

Ces divergences directionnelles ont pour conséquence un tri parfois difficile entre les failles décrochantes effectivement pyrénéennes et celles qui ne le seraient pas compte-tenu : 1) de l'éventualité d'un discret proto-régime compressif au cours du Crétacé supérieur évoqué précédemment, mais surtout : 2) de déformations alpines à l'origine de raccourcissements parfois proches de NNW-SSE comme le souligne d'ailleurs le champ de contrainte actuel (Gunzburger et Magnenet, 2014). Cette question sera abordée dans le paragraphe 4.2.2.

L'évolution suivante s'échelonne du Priabonien au Miocène moyen et correspond à l'extension dite oligo-miocène. Elle se manifeste par un contexte en extension responsable de la mise en place des grands fossés tectoniques de l'Europe de l'Ouest, notamment ceux du Rhin supérieur puis inférieur. En Champagne, l'extension serait équidirectionnelle pour certains auteurs (Coulon et Frizon de Lamotte, 1988a, b ; Coulon, 1992). Plus à l'est, les directions d'extension ont été localement perturbées par le fonctionnement de la transformante Rhin-Saône (Lacombe *et al.*, 1993). La direction d'extension NW-SE précéderait l'extension NE-SW et pourrait traduire la transition du rifting du Rhin supérieur vers celui du Rhin inférieur (*cf.* synthèse in André *et al.*, 2010).

Depuis le Miocène supérieur jusqu'à l'Actuel (phase alpine), le contexte tectonique est à nouveau compressif - décrochant, avec une évolution du σ_1 de WNW-ESE à NNW-SSE en relation avec l'orogénèse alpine (Rocher *et al.*, 2004 ; André *et al.*, 2010).

4.2.2. Qu'en est-il de l'héritage de la tectonique décrochante pyrénéo-provençale en Champagne ?

À l'échelle de la Champagne crayeuse marnaise, les alignements de « structures CFI » présentent deux directions relativement nettes : une direction majeure NNE-SSW et une direction secondaire NNW-SSE à NW-SE. L'angle entre les deux familles est approximativement de 60° (fig. 7a), ce qui apparaît en accord avec l'angle théorique 2θ formé par les failles dextres et sénestres d'un réseau décrochant néoformé. En effet, φ ' l'angle de frottement interne effectif étant approximativement de 27 degrés (Coulon et Frizon de Lamotte, 1988a), il en résulte bien $2\theta = \pi/2 - \varphi' = 90^\circ - 27^\circ = 63^\circ$. Cette géométrie et la chronologie des événements rappelée ci-dessus avaient conduit à considérer que la distribution régionale des CFI pouvait résulter de la réactivation oligo-miocène de fractures décrochantes disposées selon deux directions principales de failles conjuguées (Allouc, 2013, 2016). De plus, dans cette hypothèse, la position subméridienne de la médiane entre ces failles conjuguées dextres et sénestres correspondait effectivement à celle de la contrainte principale majeure (σ_1) proposée antérieurement pour l'événement pyrénéen (Coulon et Frizon de Lamotte, 1988a, b ; Coulon, 1992).

Les mesures effectuées sur des sites microtectoniques de la région d'Omev (agglomération située à 14 km au SSE de Châlons-en-Champagne) et traitées par le logiciel de E. Carey (1979), (Coulon et Frizon de Lamotte, 1988a) ont été à nouveau examinées afin de tester cette hypothèse de l'héritage de la tectonique pyrénéo-provençale dans la genèse des « structures CFI ». Selon des chronologies relatives établies en carrière (*ibid.*), mais non identifiées sur les stéréogrammes, la fracturation extensive rattachée aux « structures CFI » recouperait des structures décrochantes (elles sans CFI ?) associées à un σ_1 N-S. D'après la figure 7b qui reprend pour partie les données microstructurales des auteurs, l'angle 2θ est de l'ordre de 10° entre ces deux familles, ce qui est très éloigné des 60° considérés dans l'hypothèse évoquée ci-dessus (fig. 7a). Il en découle deux possibilités.

Dans la première, le résultat ne caractériserait pas un régime lié à des failles décrochantes néoformées mais proposerait une solution numérique compatible avec la réactivation d'un réseau de discontinuités préexistantes. Parmi ces discontinuités, certaines présentent des pendages autour de 60-70° (fig. 7b) suggérant ainsi l'existence de failles normales antérieures à l'événement pyrénéo-provençal et non

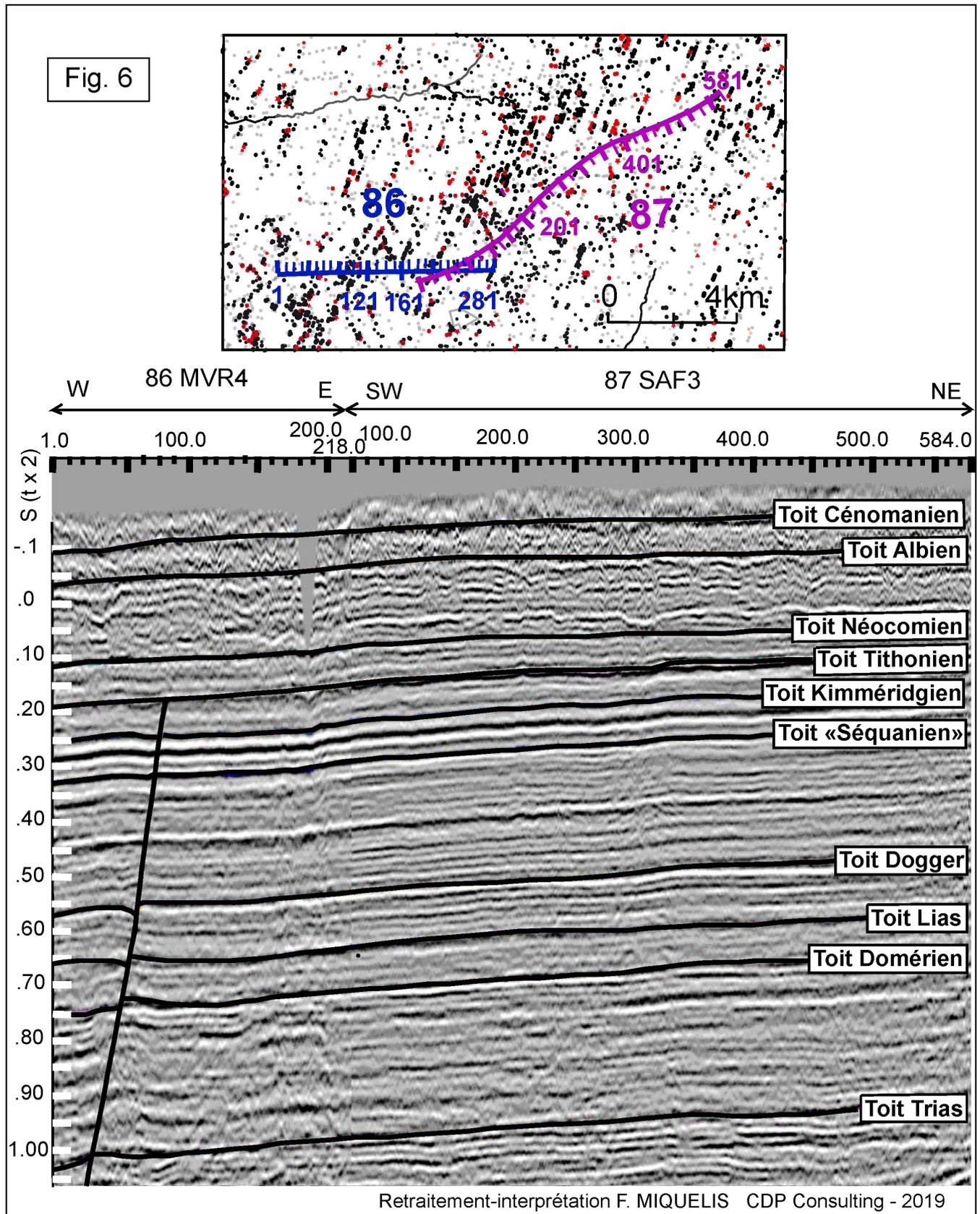


Fig. 6 : Profils sismiques 86 et 87 recoupant les faisceaux du « secteur CFI » Poix - Marson (SPM). Le premier réflecteur semble correspondre au toit du Cénomannien. Aucune faille n'a pu être caractérisée dans les dépôts proches de la surface où la résolution est insuffisante ; les figures observées sont sans signification structurale. Les structures de l'Albien sont attribuées à des chenaux. Sous le Crétacé, la géométrie des couches est régulière, montrant simplement une faille à regard ouest qui semble scellée par le Crétacé inférieur. L'image perturbée à la jonction des deux lignes sismiques correspond à un artefact (interprétation Florian Miquelis, comm. pers., 2019).

Fig. 6: Seismic profiles 86 and 87 intersecting the Poix - Marson (SPM) "CFI area" in the zone of bundles. The first reflector corresponds probably to the top of the Cenomanian. Near the surface, the spectral resolution does not allow to reveal any fault; the observed anomalies are only appearances and have no structural significance. The structures seen within the Albien are attributed to channels. Reflectors are quite parallel below the Lower Cretaceous strata, only displaced locally by a westward dipping fault that appears to be sealed by Cretaceous deposits. The disturbed picture at the junction of the two seismic lines is an artefact (interpretation: Florian Miquelis, personal comm., 2019).

pas seulement postérieures comme avancé par l'ancienne chronologie relative évoquée plus haut.

La deuxième consiste à considérer que cet angle de 10° est la conséquence numérique d'un mélange de populations de failles qui, en fait, auraient été générées lors de régimes décrochants non contemporains (fig. 7c). En Champagne, indépendamment de ce résultat obtenu par calcul, les directions N-S du σ_1 et E-W du σ_3 d'un régime décrochant pyrénéen ne sont corroborées, ni par des plans stylolitiques à pics horizontaux N-S, ni par des fentes de tension et/ou réseaux de diaclases N-S. À l'inverse, M. Coulon (1992) signale l'existence de deux populations de diaclases $N40^\circ E$ et $N130-150^\circ E$ qui pourraient correspondre, soit à des ruptures cisailantes conjuguées de type II dans le cadre du régime pyrénéen N-S, soit plutôt, selon cet auteur, à des ruptures en tension de type I liées aux événements extensifs postérieurs. Plus à l'est, vers la Lorraine, notamment en raison de la présence de réseaux de stylolithes à pics horizontaux et de fentes de tension compatibles, l'interprétation est différente : elle rattache ces directions de fracturation à deux régimes décrochants distincts, le premier pyrénéen, le second alpin *sensu lato* (André *et al.*, 2010). Ainsi, au lieu d'une population de failles unique caractérisant un σ_1 de direction $N170^\circ E$ à $N05^\circ E$ (fig. 7b), une réinterprétation pourrait définir un régime décrochant pyrénéo-provençal davantage NNE-SSW avec un angle 2θ ouvert, de l'ordre de 50° (fig. 7c).

M. Coulon et D. Frizon de Lamotte (1988a) ont par ailleurs décrit des failles sénestres ENE-WSW à l'appui de l'hypothèse du fonctionnement d'un faisceau régional de direction approximativement $N70^\circ E$ (cf. 4.3.2). Néanmoins, aucune faille sénestre de cette direction n'apparaît dans leurs calculs (fig. 7b), ce qui laisse supposer que ces failles pouvaient présenter un écart $\vec{\tau} \cdot \vec{s}$ supérieur à 20° et que, pour cette raison, elles ne furent pas retenues dans les calculs finaux. En revanche, dans le cadre d'un régime décrochant davantage NNE-SSW, elles présenteraient un angle θ plus faible par rapport à σ_1 et pourraient alors être compatibles avec le nouveau tenseur calculé (fig. 7c).

Les failles résiduelles permettraient pour leur part de définir un régime décrochant NNW-SSE avec un angle 2θ également de l'ordre de 50° (fig. 7c). La présence de failles sénestres $N150^\circ E$ à faibles pitches dans la carrière de Mont Faverges - Le Haut Noyer (cf. fig. 2 pour la situation) suggère l'enregistrement d'un autre régime décrochant davantage WNW-ESE à NW-SE. Cette proposition de régimes est compatible avec la rotation horaire de trois contraintes alpines

proposée M. Rocher *et al.*, (2004) et par G. André *et al.* (2010). En prenant en compte davantage de réactivations de plans préexistants, une hypothèse alternative serait de considérer un nombre plus restreint de directions de paléocontraintes définies par des angles 2θ beaucoup plus faibles.

4.2.3. Les failles normales oligo-miocènes : champ de contrainte équidirectionnel ou variation temporelle de l'extension ?

Selon des observations en carrière, les brèches hydrauliques associées aux « structures CFI » se développent au toit de failles normales (Coulon et Frizon de Lamotte, 1988a) ; les calculs de paléocontraintes réalisés à partir de populations de ces failles normales à jeu aval pendage, ou de failles plus proches de la verticale et à pitches parfois plus obliques, conduisent les auteurs à définir un régime d'extension radiale ou équidirectionnelle avec des rapports R proches de 1 (site III des auteurs, fig. 7d). Un autre article (Coulon et Frizon de Lamotte, 1988b) fait mention de 3 directions d'extension : NW-SE, NE-SW et N-S, toutes avec des rapports R proches de 1, en précisant toutefois l'antériorité de l'extension NW-SE sur l'extension NE-SW mais sans caler chronologiquement le régime N-S. Si les vecteurs glissement portés par les failles apparaissent dispersés en étoile, en accord avec l'hypothèse d'une extension radiale, les pôles des fentes de tension rattachées à la formation des « structures CFI » sont eux fortement « clusterisés » (fig. 7d). L'histogramme des écarts $\vec{\tau} \cdot \vec{s}$ du site III montre de plus l'incorporation de failles situées bien au-delà des 20° de la limite supérieure de compatibilité préconisée par la méthode utilisée (Carey, 1979). Ceci introduit la possibilité que le paléotenseur ne soit que le résultat d'un mélange de failles n'appartenant pas tout à fait au même état de paléocontrainte.

Dans l'analyse précédente (cf. 4.2.2), il a été fait mention de la réactivation probable de plans de discontinuités inclinés de $60-70^\circ$ et, de ce fait, davantage compatibles avec d'anciennes failles normales. Si les quelques failles qui les réactivent sont interprétées en décrochements dextres liés à un régime alpin (fig. 7c), les failles normales subissant la réactivation peuvent être rattachées à l'extension oligo-miocène. En revanche, si la réactivation des failles normales est le fait de failles sénestres du régime décrochant pyrénéo-provençal (fig. 7c), cela impliquerait la préexistence d'un réseau très ancien de failles normales dans la craie (cf. 4.3.2). Comme le précédent, cet exemple souligne la difficulté, souvent rencontrée sur le terrain, de dater relativement les différents événements enregistrés par les plans de fracture.

Ces interrogations posent le problème de la signification des régimes d'extension radiale obtenus par le calcul. S'agit-il d'une caractéristique spécifique d'un événement géodynamique particulier développé au cours d'une évolution générale en raccourcissement pyrénéen puis alpin (Coulon et Frizon de Lamotte, 1988b), d'un état de contrainte local particulier découlant de la réactivation de failles héritées, ou bien d'un artefact numérique obtenu par incorporation de failles normales non synchrones ?

4.3 Intégration des réseaux de « structures CFI » dans une nouvelle chronologie de déformations

4.3.1. Les réseaux polygonaux de failles (RPF)

Ces trente dernières années, les progrès de la sismique 2D et 3D ont révélé qu'une fracturation particulière disposée selon un réseau polygonal pouvait affecter des matériaux meubles ou semi-consolidés de nature variée : formations argileuses ou biosiliceuses (Henriet *et al.*, 1991 ; Lonergan *et al.*, 1998), hémipélagites plio-quatérnaires (Baudon et Cartwright, 2008 ; Berndt *et al.*, 2012) mais aussi dépôts crayeux d'Europe, d'Afrique et d'Amérique du Nord (*cf.* 4.3.2). Ce type de réseau appelé « polygonal fault system » en anglais est désigné « réseau polygonal de failles » (RPF) dans cet article. De tels réseaux ont pu être identifiés dans plus d'une centaine de bassins sédimentaires, beaucoup d'entre eux appartenant au domaine de la marge continentale (*cf.* synthèses in Cartwright, 2011, 2014).

Un RPF est constitué par de nombreuses failles normales dont la longueur et l'espacement sont variables mais ce dernier est souvent d'ordre plurihectométrique à kilométrique, éventuellement plurikilométrique. Leur cartographie fait parfois ressortir un arrangement approximativement pentagonal à hexagonal rappelant les géométries des fentes de dessiccation (Cartwright *et al.*, 2003 ; Cartwright, 2011, 2014 ; Tewksbury *et al.*, 2014), néanmoins cette disposition est loin d'être un cas général et, en fait, il n'y a pas vraiment de forme standard définie (Cartwright, 2011). Les profils sismiques montrent que le développement vertical des failles peut atteindre plusieurs centaines de mètres. Leur rejet peut aller de quelques mètres à plus d'une centaine de mètres ; il change non seulement d'une faille à l'autre mais aussi le long de la même faille (Cartwright, 2011) comme l'illustre le rapport rejet vertical/ longueur verticale de l'accident qui peut varier de 0,01 à 0,8 (Cartwright, 2011 ; Moreau *et al.*, 2016). Leur pendage atteint 50 à 70°, voire plus, dans leur partie supérieure mais peut s'atténuer dans leur partie inférieure, leur conférant ainsi une sorte de géométrie listrique. Deux critères

importants de détermination de ces réseaux sont : a) leur vaste extension géographique et b) leur localisation préférentielle au sein d'un intervalle stratigraphique particulier (*strata bound system*) (*cf.* synthèses in Cartwright *et al.*, 2003 ; Cartwright, 2011, 2014).

Ces failles normales d'origine non tectonique sont typiquement caractérisées par un régime en extension équidirectionnelle. Elles présentent très souvent des caractères de déformations hydroplastiques, surtout dans les matériaux argileux, mais aussi dans la craie (Hibsch *et al.*, 2003). Ces failles se développent principalement durant les stades éogénétiques et mésogénétiques comme l'attestent, notamment pour la craie, le développement de silicifications et de dépôts de sulfures de fer selon les discontinuités (Hibsch *et al.*, 2003 ; Tewksbury *et al.*, 2014 ; Moreau *et al.*, 2016 ; Dumas *et al.*, 2014) (*cf.* 4.1.2).

Elles peuvent également être le lieu de cristallisations calcitiques précoces mais ces dernières sont malheureusement difficiles à distinguer d'éventuels dépôts ultérieurs associés aux réactivations tectoniques et aux classiques phénomènes de pression-dissolution (Hibsch *et al.*, 2003 ; Tewksbury *et al.*, 2014).

4.3.2. Un héritage de RPF dans les craies de Champagne ?

Dans les premières études approfondies sur les CFI, celles-ci furent associées au fonctionnement d'un hypothétique accident régional ENE-WSW (la « faille d'Omey »), lequel aurait constitué la bordure NW d'une grande « lanière tectonique Sancerre – Mayence » (Coulon et Frizon de Lamotte, 1988a). Toutefois, cet accident n'a pu être confirmé par des investigations cartographiques, structurales et géophysiques (*cf.* Allouc, 2013) et ne figure plus dans les synthèses géologiques récentes du Bassin parisien (Bergerat, 2014 ; Gély *et al.*, 2014). D'une part, les déformations cassantes qui sont associées aux CFI ne sont pas enracinées (*cf.* 4.1) et, d'autre part, la carte des failles supposées au toit du Trias (fig. 5) révèle plutôt des directions N-S à NNE-SSW. Enfin, sur les cartes de distribution des « structures CFI », la direction ENE-WSW ne s'exprime qu'à de très rares occasions (fig. 2a, 2b et 3a, 3b). Comme précisé plus haut, une filiation génétique entre « structures CFI » et failles régionales est donc exclue.

À l'échelle régionale, la cartographie des CFI (fig. 2a, 2b et 3a, 3b) met en évidence des caractères

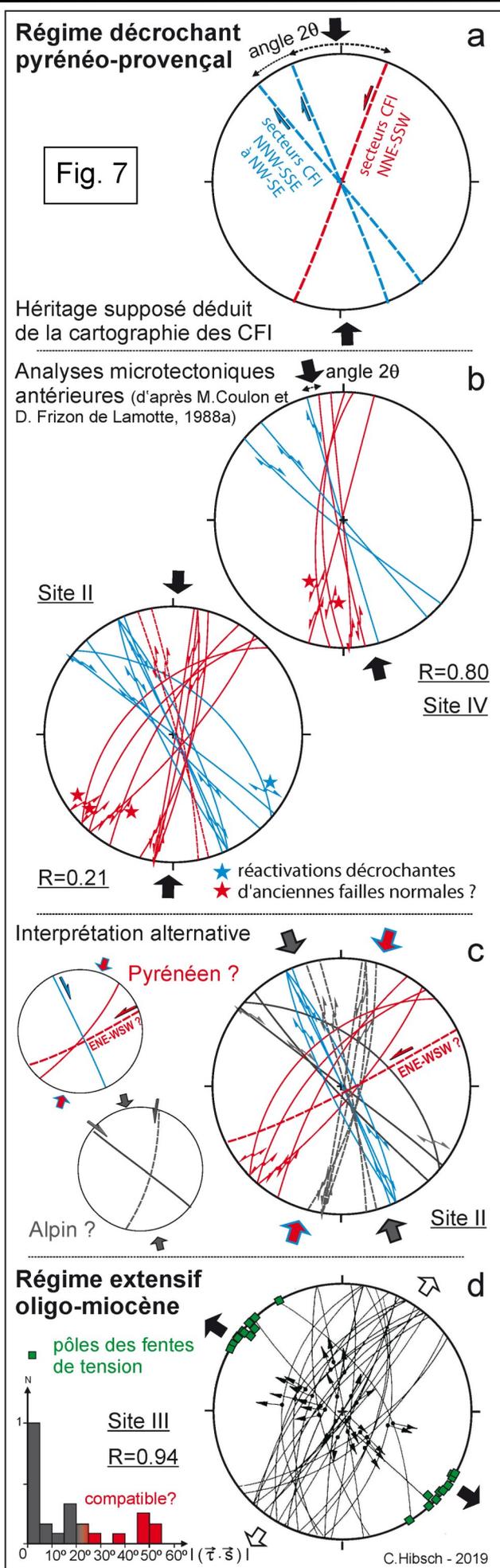


Fig. 7 : Réévaluation des données tectoniques de deux sites de Champagne crayeuse. **Tectonique décrochante pyrénéo-provençale** : a) hypothèse antérieure déduite de la cartographie des CFI (Alloué, 2013) et supposant un héritage de deux familles conjuguées, néoformées, de « structures CFI » avec un angle 2θ ouvert ; b) analyse de deux sites étudiés par M. Coulon et D. Frizon de Lamotte (1988a) (méthodologie E. Carey, 1979) : angle 2θ très réduit davantage compatible avec la réactivation d'un ancien réseau de discontinuités, dont de possibles failles normales (étoiles) ; c) réinterprétation alternative du même groupe de données : régime pyrénéen davantage NNE-SSW, compatible avec les failles sénestres ENE-WSW décrites par les auteurs mais absentes de leurs calculs, et régime alpin NNW-SSE. **Extension oligo-miocène** : d) fort contraste entre la dispersion des stries et la « clusterisation » des pôles des fentes de tension. Remarque : la dispersion des valeurs des écarts $\bar{\tau} \cdot \bar{s}$ au-delà de 20° et la valeur élevée du rapport $R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$ suggèrent un mélange numérique de failles non contemporaines.

Fig. 7: Reassessment of structural data from Chalky Champagne. **"Pyrenean" strike-slip tectonics**: a) previous hypothesis deduced from the mapping of CFI (Alloué, 2013), considering the two regional sets of « CFI structures » as a reactivation of a first set of conjugated strike-slip faults combined with a wide 2θ angle; b) analysis of two microtectonic sites from M. Coulon and D. Frizon de Lamotte (1988a), (methodology from Carey, 1979): very narrow 2θ angle, rather compatible with the reactivation of a previous set of tectonic discontinuities including possible normal faults (stars); c) alternative interpretation of the same data set: "Pyrenean" regime rather striking NNE-SSW, compatible with ENE-WSW left-lateral faults described by the authors but lacking in their computations, and NNW-SSE Alpine regime. **Oligocene-Miocene extension**: d) strong discrepancy between slickenlines scattering and the clustered distribution of poles of the tension gashes. Notice: scattered $\bar{\tau} \cdot \bar{s}$ angle values overstepping the 20° limit and the high R ratio = $(\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$ suggest a numerical mixing of non contemporaneous faults.

singuliers difficilement explicables par la seule tectonique cénozoïque. Ce sont : a) la présence des « structures CFI » dans une bonne partie de la largeur d'affleurement de la « Craie blanche » (excepté un ourlet de 5 à 10 km de large correspondant aux approches de la Côte de l'Île-de-France et donc du Tertiaire), b) une densité surfacique souvent particulièrement élevée dans le Coniacien et la partie inférieure du Santonien et c) la présence éparses de silicifications et d'amas de sulfures de fer associés à des discontinuités (cf. 4.1.2). À l'opposé, ces observations s'intègrent aisément dans une approche proposant l'installation d'une fracturation primaire de type RPF dans la craie de Champagne ; une partie de ces failles donnant ultérieurement naissance aux « structures CFI » lors de leur réactivation.

Par ailleurs, comme ses équivalents marins actuels à subactuels, la biomicroite à l'origine de la craie de Champagne alliait probablement une forte porosité et une teneur en eau élevée à une perméabilité de matrice faible, d'où un comportement de matériau demeurant sous-compacté pendant une partie de son histoire (Zijlstra, 1995), conditions particulièrement propices à la formation de RPF (Cartwright, 2011, 2014). Des RPF plus ou moins développés ont du reste été reconnus en carrière et par des observations morphologiques dans des craies du Bassin anglo-parisien (Hibsch *et al.*, 2003), de la marge atlantique canadienne (Hansen *et al.*, 2004), du Danemark (Moreau *et al.*, 2016) et d'Égypte (Tewksbury *et al.*, 2014). Les nettes disparités dans les densités surfaciques en CFI pourraient résulter des variations portant sur les caractéristiques pétrophysiques de la boue à coccolithes initiale, telles que cohésion et perméabilité notamment. Par exemple, le Coniacien, dont la densité surfacique en « structures CFI » est statistiquement la plus élevée

est aussi l'unité stratigraphique qui possède le plus haut rapport épaisseur/durée (tabl. 2), ce qui peut laisser supposer une relation avec les propriétés pétrophysiques du matériel (porosité, cohésion). Pour des dépôts homolithiques fins, ces propriétés dépendent notamment de la teneur en eau interstitielle et des cimentations précoces interparticulaires, elles mêmes dépendantes du potentiel diagénétique du sédiment (Tucker et Wright, 1990). Si, dans la craie intacte actuelle de Champagne, la porosité est de l'ordre de 35 % - 40 % ou 35 % - 45 % selon les âges, les provenances (Comés, 1973 ; Zijlstra, 1995 ; Gaviglio *et al.*, 1997, 1999 ; Schroeder *et al.*, 2006) et la profondeur (Jones *et al.*, 1984), des teneurs en eau échelonnées entre 70 % et 80 % ont été mesurées dans diverses boues à foraminifères et coccolithes cénozoïques (Tucker et Wright, 1990).

Dans la zone étudiée, la résolution des profils retraités n'a pas permis d'avoir une image de la craie turono-sénonienne, et donc des failles, qui auraient pu évoquer une organisation en réseau (*cf.* 3.3.2.2). L'existence de déformations, généralement modestes à faibles mais plus ou moins associées aux « structures CFI » est cependant confirmée par les cartes structurales (*cf.* 3.4.1) et par quelques failles mineures observées en carrière.

Vers le centre du bassin, sous le Cénozoïque, l'analyse des profils est rendue difficile par le développement de fronts de dolomitisation à l'origine de fortes variations de vitesse (Hanot et Thiry, 1999 ; Hanot *et al.*, 2012 ; Hanot, 2014) qui compliquent l'analyse des structures tectoniques ou sédimentologiques visibles. L'interprétation des structures sédimentologiques est encore débattue entre une conception principalement diagénétique et une autre qui voit dans plusieurs de ces anomalies des structures chenalisées de grande dimension (Esmerode et Surlyk, 2009). Quelle qu'en soit la raison, même pour des enregistrements dont la résolution est satisfaisante, l'existence d'un réseau de type RPF n'a jusqu'à présent pas été confirmée (Florian Miquelis, comm. pers., 2019). Il est donc possible qu'aucun RPF ne se soit formé dans la craie du cœur de Bassin parisien mais on peut aussi envisager que les rejets de leurs failles y soient modestes, comme le sont ceux des failles des régions affleurantes plus orientales et, de ce fait, en deçà du seuil de résolution sismique. En effet, les réseaux de type RPF de la craie sont généralement moins développés que ceux des séries argileuses et en conséquence plus difficiles à repérer, comme le démontrent, par exemple, les profils réalisés dans les craies du Danemark (Moreau *et al.*, 2016).

4.3.3. Nouvelle proposition pour une histoire géologique des CFI de Champagne

La première hypothèse (Coulon et Frizon de Lamotte, 1988a) rapportait la genèse des CFI au fonctionnement d'une lanière tectonique ENE-WSW limitée au NW par une supposée faille d'Omev, laquelle n'a pu être corroborée par les observations (*cf.* Introduction et 4.3.2). Dans ce cadre, le modèle d'extension équidirectionnelle proposé pour expliquer les tenseurs de contraintes obtenus par le calcul des failles normales de ces auteurs ne s'accorde pas avec la « clusterisation » des pôles des fentes de tension et avec l'organisation relativement simple et homogène des « structures CFI ».

La deuxième hypothèse, basée sur une organisation régionale articulée sur des alignements NNE-SSW et NNW-SSE à NW-SE, avait proposé une réactivation oligocène d'un réseau de décrochements conjugués issus d'un régime compressif N-S pyrénéen (Allouc, 2013) (*cf.* Introduction et 4.2.1). Néanmoins, le modèle de l'héritage pyrénéen présente le défaut d'attribuer aux directions régionales de « structures CFI » un rôle uniquement secondaire, alors que les données disponibles en carrière associent les « structures CFI » à des failles normales et non pas à d'anciennes failles décrochantes réactivées.

Le réexamen des anciennes hypothèses à la lumière des nouvelles données cartographiques et géophysiques et la réévaluation des stéréogrammes et tenseurs de contrainte de M. Coulon et D. Frizon de Lamotte (1988a) (*cf.* 4.2.2 et 4.2.3) conduisent à proposer une nouvelle séquence d'évènements s'articulant autour d'une histoire en cinq phases.

Phase 1 - Genèse d'un réseau primaire, non enraciné et probablement limité à la craie ou, au plus, à l'ensemble turono-sénonien, antérieurement à la phase pyrénéo-provençale. Il serait contemporain de la diagenèse d'enfouissement. Ce réseau est polygonal, constitué de failles normales le plus souvent hydroplastiques, avec des cinématiques aval-pendage ; leur analyse microstructurale définit typiquement un régime d'extension radiale, comme cela a été clairement établi dans les craies du centre et du Nord de l'Angleterre (Hibsch *et al.*, 2003). Les caractères de ce réseau présenteraient des similitudes avec ceux d'un réseau polygonal de failles (RPF) (fig. 8a). C'est peut être parce que les rejets des failles des RPF dans la craie sont très généralement plus faibles que ceux des RPF des séries argileuses à fort taux de compaction, et de ce fait souvent en deçà du seuil de détection de la sismique, qu'aucun réseau polygonal de failles n'y a

été signalé jusqu'à présent.

Phase 2 - Formation de failles décrochantes lors de la phase de compression pyrénéo-provençale, avec un raccourcissement de direction plutôt NNE-SSW que N-S (fig. 8b). Certaines failles du RPF avec des pendages proches de 60-70° sont réactivées en décrochement (cf. 4.2.2). Les déformations sont alors principalement de type pression-dissolution avec enregistrement de stries stylolitiques. À ce stade il n'est pas possible de préciser si les indurations de la craie avaient déjà débuté.

Phase 3 - Passage du régime décrochant NNE-SSW à un premier régime extensif WNW-ESE, via une permutation de contraintes entre σ_1 et σ_2 liée à la mise en place de l'extension centrée autour du graben du Rhin supérieur. Les « structures CFI » principales NNE-SSW sont alors associées à cet événement comme le soulignent, à l'échelle de l'affleurement, l'association des CFI avec des failles normales et la « clusterisation » des pôles de fentes de tension. Certaines discontinuités favorablement orientées du RPF sont réactivées (fig. 8c), expliquant ainsi le fond diffus des « structures CFI » (fig. 2a et 2b). Localement, des réseaux plus importants se sont développés dans certains « secteurs CFI », particulièrement dans le Coniacien et une partie du Santonien. La décroissance du nombre de « structures CFI », puis leur rapide disparition à l'approche de la cuesta cénozoïque, peuvent résulter d'une profondeur insuffisante dans la pile sédimentaire, hors des conditions de pression permettant une fracturation (Coulon et Frizon de Lamotte, 1988a), mais elles peuvent aussi être simplement le reflet du développement variable du RPF primaire au cœur des dépôts crayeux et de son rapide amortissement vers le haut, limitant ainsi l'impact de l'héritage en faveur du développement des CFI.

Phase 4 - Permutation de contrainte entre σ_2 et σ_3 à l'origine des familles secondaires de « structures CFI » NNW-SSE à NW-SE, elles aussi résultant de la réactivation des segments favorablement orientés du réseau polygonal préexistant (fig. 8d). La permutation est probablement passée par un stade durant lequel les valeurs de contraintes σ_2 et σ_3 étaient très proches, d'où un rapport R voisin de 1 alors compatible avec le tenseur radial initialement proposé (Coulon et Frizon de Lamotte, 1988a, b). Cette transition traduit l'augmentation de la contrainte horizontale minimum dans la direction NW-SE - qui devient alors σ_2 - au cours de l'extension oligo-miocène, en relation avec le développement progressif de la déformation de la lithosphère, cette

fois à l'avant des Alpes.

D'un point de vue analytique, la « clusterisation » des pôles des fentes de tension sous-entend que, durant la phase 4, le régime de contrainte équidirectionnelle n'a été que très transitoire ; il n'a d'ailleurs pas de signature dans l'organisation très régulière des « structures CFI » à grande échelle. La dispersion apparente sur les calculs de contrainte est réinterprétée ici comme l'effet d'un mélange entre : a) des failles liées aux deux régimes extensifs qui, bien que distincts, sont l'un et l'autre à l'origine des « structures CFI » et b) des failles normales précoces issues du RPF.

D'un point de vue géodynamique, cette transition se caractérise durant l'Oligo-Miocène par le passage d'une activité du graben du Rhin supérieur de direction NNE-SSW (et donc d'extension orthogonale WNW-ESE), à l'activité du graben du Rhin inférieur de direction NW-SE (extension NE-SW).

Phase 5 - Postérieurement aux réactivations en extension à l'origine des « structures CFI », la Champagne enregistre des déformations décrochantes liées à des raccourcissements WNW-ESE à NNW-SSE caractérisant la propagation des contraintes alpines

TABL. 2	notations	épais.	âge S/C	durée	taux	âge ICS-	durée	taux	
étages	étage	et biozone	m	IUGS, 2000	Ma	moy. acc. m/Ma	SGF, 2015	Ma	moy. acc. m/Ma
Maastrichtien	k6		65		6,3	/	66	6,1	/
	k6		71,3				72,1		
sup. Campanien	k5 S/i-j	±80	71,3		12,2	≈ 11,1	72,1	11,5	≈ 11,7
inf. Campanien	k5 S/g-h	55	83,5				83,6		
	k4 S/f	15	83,5			≈ 21,7	83,6		≈ 18,5
Santonien	k4 S/e	15			2,3	à		2,7	à
	k4 S/d	20-25	85,8			23,9	86,3		20,4
	k3 S/c	45	85,8				86,3		
Coniacien	k3 S/b	25			3,2	≈ 32,8	89,8	3,5	≈ 30
	k3 S/a	35	89						
Coniac./Turon.	k2-k3 T/S	10							
	k2 T/c	50	89				89,8		
Turonien	k2 T/b	20			4,5	≈ 20		4,1	≈ 20,4
	k2 T/a	20	93,5				93,9		
	k1 C1b-c	45	93,5				93,9		
Cénomannien	k1 C1aS	7 à 10	98,9		5,4	≤ 10,2		6,6	≤ 8,3

Tabl. 2 : Taux d'accumulation apparent (de la craie dans son état actuel), en mètres par million d'années. La valeur pour chaque étage est calculée à partir de l'épaisseur cumulée de ses biozones (cf. tabl. 1).

Tabl. 2: Apparent accumulation rate (i.e. of the chalk in the present time conditions), in metres by million years. The value for each stage is estimated by cumulating the thicknesses of its biozones (cf. tabl. 1).

dans son avant-pays. Cette direction de raccourcissement reste compatible avec la poursuite de l'extension dans le graben du Rhin inférieur.

5. Conclusion

La Champagne crayeuse marnaise a été le lieu d'importants phénomènes de fracturation assistée et / ou hydraulique accompagnés par une induration de la craie dans le voisinage immédiat des fractures.

L'induration est corrélative de processus de réorganisation de la matrice crayeuse où interviennent dissolutions, transferts et reprécipitations.

Les affleurements de « craie fracturée-indurée » (CFI) sont disposés en « structures CFI » linéaires, principalement NNE-SSW et NNW-SSE à NW-SE, elles-mêmes organisées en réseaux dont les caractères permettent de définir des « secteurs CFI ». Les cartes structurales en isohypses réalisées à partir des microfaunes de foraminifères montrent que les déformations du substrat crayeux restent généralement très modestes, probablement d'ordre décimétrique au plus. Les groupements de « structures CFI » apparaissent localement appariés aux déformations qui sont donc plutôt interprétables comme des failles. D'après les données issues des profils sismiques (carte des déformations au toit du Trias et profils réinterprétés), les déformations cassantes liées aux « structures CFI » sont non seulement sans connexion avec les failles profondes mais, de surcroît, ne sont pas détectables dans les assises cenomaniennes. Les déformations cassantes liées aux « structures CFI » restent donc probablement inféodées à la « Craie blanche » turono-sénonienne (et peut-être aux marnes turoniennes sous-jacentes ?).

Selon les premières interprétations, la genèse des craies indurées et des « structures CFI » trouvait son origine soit : 1) dans la réactivation d'une grande structure ENE-WSW formant un couloir tectonique majeur, la formation des CFI s'étant quant à elle déroulée dans le cadre d'un régime extensif équidirectionnel d'âge oligo-miocène déterminant la réactivation des fractures correctement orientées, soit : 2) dans la réactivation de fractures conjuguées NNE-SSW et NW-SE générées lors d'une phase décrochante compressive pyrénéo-provençale N-S. Cependant, ces hypothèses ne s'accordent, ni avec le non-enracinement des failles liées aux « structures CFI », ni avec l'organisation homogène des « structures CFI » à l'échelle régionale, ni, enfin, avec la « clusterisation » des pôles des fentes de tension (alors que les structures supposées associées à un régime d'extension radiale sont habituellement dispersées). De plus, les stéréogrammes issus de travaux antérieurs définissant les tenseurs de contraintes associés aux régimes pyrénéen, oligo-miocène et alpin, dépendent de possibles biais découlant du choix des structures intégrées dans les calculs ; d'où la possibilité de proposer d'autres hypothèses à partir des mêmes objets structuraux.

La nouvelle interprétation propose un calendrier d'événements introduisant la formation très précoce -

durant la diagenèse d'enfouissement - d'un réseau de failles non tectoniques similaires à celles qui sont connues dans les réseaux polygonaux de failles (RPF). Tout particulièrement développé dans les dépôts coniaciens et santoniens, ce réseau aurait fortement conditionné l'intervalle stratigraphique des réactivations ultérieures responsables de la formation des CFI. Pour les craies de Champagne, cette hypothèse est corroborée par diverses observations de terrain : lames de silex disposées selon des plans de faille, concrétions de marcasite (?) dont le développement a été guidé par des fractures.

Par ailleurs, malgré l'absence de preuves sismiques, en ne laissant plus aux seules failles néoformées lors de l'épisode décrochant pyrénéen l'entière responsabilité de la distribution et de l'organisation régionales des « structures CFI », l'hypothèse d'un réseau RPF primaire permet de lever les contradictions révélées par l'analyse détaillée des mesures microtectoniques.

Certaines failles correctement orientées du réseau primaire ont pu être réactivées lors de la phase pyrénéo-provençale. Le raccourcissement, alors sensiblement NNE-SSW, a introduit des fractures décrochantes et a pu reprendre certaines failles normales. Ce n'est qu'ultérieurement, lors de l'enchaînement des deux régimes extensifs oligo-miocènes WNW-ESE puis ENE-WSW, que les CFI et les « structures CFI » acquièrent l'essentiel de leurs caractères. L'ouverture des fractures durant ces épisodes oligo-miocènes extensifs successifs évoque la transition de l'activité du graben du Rhin supérieur vers celle du graben du Rhin inférieur.

Postérieurement à tous ces événements, les régimes décrochants alpins évoluent de la direction de raccourcissement WNW-ESE à la direction NNW-SSE. C'est potentiellement à cause de l'intégration de certaines de ces failles NNW-SSE du régime alpin dans les calculs de paléocontraintes qu'un raccourcissement N-S - avec un dièdre extrêmement étroit entre les failles conjuguées considérées - a pu être antérieurement envisagé pour le régime pyrénéen.

Remerciements

Les auteurs remercient sincèrement les « reviewers » P. Barrier et O. Lacombe qui, par leurs critiques constructives et leurs suggestions, ont permis d'apporter d'appréciables améliorations à la version initiale. Un grand merci à Florian Miquelis (CDP Consulting, Blois) qui s'est occupé du retraitement des profils sismiques 86 et 87. Nous avons aussi bénéficié de l'amicale disponibilité de nos

collègues J. Le Roux, F. Malartre et M. Durand ; chacun dans sa spécialité fut toujours un interlocuteur particulièrement avisé. L'un de nous souhaite également rendre hommage aux agricultrices et agriculteurs champenois dont la courtoise compréhension lui a permis de parcourir librement, et en tous sens, les vastes étendues de la grande plaine crayeuse.

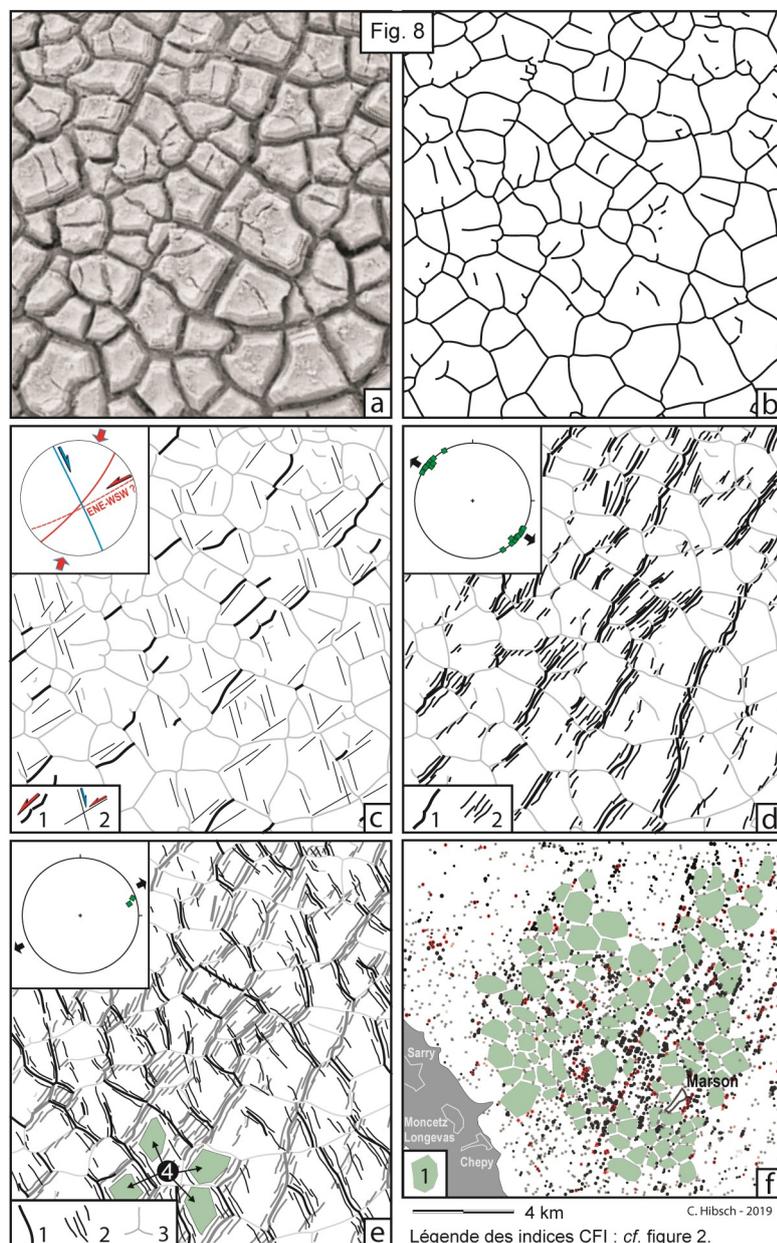


Fig. 8 : Scénario d'évolution de la fracturation de la craie de Champagne aboutissant à la formation des CFI. Les figures a à e sont sans échelle. Pour la légende des stéréogrammes en encarts se référer à la fig. 7. a) photographie d'un réseau de fentes de dessiccation ; b) modèle virtuel d'un réseau polygonal de failles (RPF) dans la craie inspiré de la photographie a ; c) fracturation décrochante supposée de la phase pyrénéenne pouvant réactiver des discontinuités en extension du RPF telles qu'identifiées sur la figure 7*b (1) ou générer un réseau néoformé diffus (2) ; d) extension oligo-miocène WNW-ESE à l'origine de la formation du réseau majeur NNE-SSW de « structures CFI ». L'extension peut avoir réactivé certains tronçons bien orientés du RPF (1) ou avoir engendré un réseau néoformé de fractures, failles et fentes de tension (2) ; e) permutation vers une extension ENE-WSW à NE-SW et développement du réseau secondaire NNW-SSE à NW-SE de « structures CFI » réactivant des tronçons bien orientés du RPF (1) ou générant un réseau de discontinuités néoformées (2). Dans les études antérieures, des mesures de failles normales non réactivées du RPF (3) ont pu être intégrées dans des tenseurs de palé contraintes, conduisant à définir une extension équidirectionnelle pour l'ensemble des failles normales. Les zones non réactivées ont pu laisser des îlots polygonaux de craie intacte (4) ; f) exemple de zones de craie sans CFI (en vert) au sein du réseau de « structures CFI », environs de Marson.

Fig. 8: Fracturing evolution scenario leading to the formation of the CFI structures in chalks from the Champagne area. Figures from a to e are without scale. For the caption of stereograms in inserts, see the fig. 7. a) photograph of a mud-cracks network; b) PFS cartographic virtual model for the chalk inspired from the photograph a; c) supposed transcurrent ruptures related to the Pyrenean event able to reactivate extensional discontinuities from a network evoking a polygonal fault system (PFS) such as those identified in figure 7*b (1) or generating a diffused strike-slip fracture network (2); d) Oligocene-Miocene WNW-ESE extension that leads to the appearance of the NNE-SSW main « CFI structures » network. Extension can have reactivated the best oriented fractures from the PFS fault system (1), or can have given rise to a neoformed network of fractures, faults and veins (2); e) stress permutation leading to a ENE-WSW to NE-SW extension producing the subordinate NNW-SSE to NW-SE « CFI structures » network. This permutation lead to the reactivation of the best oriented structures from the PFS network (1) or generated neoformed tectonic structures (2). In the previous studies, measures of non-reactivated structures from the PFS network (3) may have been integrated in palaeostress tensors, leading to the definition of a multidirectional extensional regime for the whole set of normal faults. Non reactivated areas may have left polygonal areas of non-indurated chalk (4); f) example of cartographic identification of non-affected zones of chalk (green colour) within the « CFI structures » network; surroundings of the Marson village.

BIBLIOGRAPHIE

- Allouc J.** (1990) – Quaternary crusts on slopes of the Mediterranean Sea. A tentative explanation for their genesis. *Marine Geology*, 94, 205-238.
- Allouc J.** (2013) – Les craies hydrofracturées de Champagne marnaise (de la Côte de Champagne à la Côte d’Île de France). Approche cartographique et relations avec la tectonique régionale. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 51, 3, 3-21.
- Allouc J.** (2016) – Les craies hydrofracturées de Champagne crayeuse. Nouvelles évidences entre les Monts de Champagne et le Vallage d’Aisne (région de Sommepey-Tahure). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 53, 2, 5-11.
- Allouc J., Harmand D., Fauvel J.-P., Le Roux J.** (2007) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Revigny-sur-Ornain (190). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Allouc, D. Harmand, P.J. Fauvel, J. Le Roux, avec la collaboration de C. Bourdillon, M. Gury, L. Causero, P. Morfaux, J.-P. Ravaux (2007), 121 p.
- Allouc J., Le Roux J.** (1995) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Mourmelon-le-Grand (133). Orléans. BRGM. Notice explicative par J. Allouc, J. Le Roux, avec la collaboration de C. Monciardini, J.P. Ravaux, P. Morfaux (1995), 65 p.
- Allouc J., Le Roux J.** (2000) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Suippes (159). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Allouc, J. Le Roux, avec la collaboration de D. Batkowski, C. Bourdillon, C. Catillon, L. Causero, F. Ménillet, P. Morfaux, J.P. Ravaux (2000), 73 p.
- André G., Hibsich C., Fourcade S., Cathelineau M., Buschaert S.** (2010) – Chronology of fracture sealing under a meteoric fluid environment: microtectonic and isotopic evidence of major Cenozoic events in the eastern Paris Basin (France). *Tectonophysics*, 490, 214-228.
- Baudon C. et Cartwright J.** (2008) – Early stage evolution of growth faults : 3D seismic insights from the Levant Basin, Eastern Mediterranean. *J. Structural Geol.*, 30, 888-898.
- Bergerat F.** (1987a) – Stress fields in the european platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 6, 2, 99-132.
- Bergerat F.** (1987b) – Paléo-champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne au front de l’orogène alpin. *Bull. Soc. Géol. France*, 111, 3, 611-620.
- Bergerat F.** (2014) – Traits structuraux et déformations méso-cénozoïques du Bassin parisien et du Fossé rhénan. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, Mémoire hors-série n° 9, 33-37.
- Berndt C., Jacobs C., Evans A., Gay A., Elliott G., Long D., Hitchen K.** (2012) – Kilometre-scale polygonal seabed depressions in the Hatton Basin, NE Atlantic Ocean: Constraints on the origin of polygonal faulting. *Marine Geology*, 332, 126-133.
- Blondeau A.** (1987) – La Champagne. In : Cavelier C. et Lorenz J. (coords) : Aspect et évolution géologiques du Bassin parisien. Mémoire hors-série n° 6 du Bulletin d’Information de l’AGBP, 118-132.
- Blondeau A.** (1992) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Vitry-le-François (225). Orléans. BRGM. Notice explicative par A. Blondeau avec la collaboration de M. Bournérias, M. Coulon, D. Fauconnier, M. Magniez-Jannin et C. Monciardini, 36 p.
- Blondeau A., Pomerol B., Monciardini C.** (1988) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Sainte-Menehould (160). Orléans. BRGM. Notice explicative par A. Blondeau et B. Pomerol, avec la collaboration de M. Bournérias, D. Fauconnier, P.J. Fauvel et C. Monciardini (1988), 40 p.
- Bons P.D., Elburg M.A., Gomez-Rivas E.** (2012) - A review of the formation of tectonic veins and their microstructures. *J. Structural Geol.*, 43, 33-62.
- Carey E.** (1979) – Recherches de directions principales de contraintes associées au jeu d’une population de failles. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 21, 57-66.

- Cartwright J.** (2011) – Diagenetically induced shear failure of fine-grained sédiments and the development of polygonal fault systems. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 1593-1610.
- Cartwright J.** (2014) – Are outcrop studies the key to understanding the origins of polygonal fault systems ? *Geology*, 42,6, 559-560.
- Cartwright J., James D., Bolton A.** (2003) – The genesis of polygonal fault systems: a review. In: Van Rensbergen P., Hillis R.R., Maltman A.J., Morley C.K. (eds): Subsurface sediment mobilization. Geological Society of London, Special publication n° 216, 223-242.
- Cayeux L.** (1935) – Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées. Masson et Cie, Paris, 463 p., 25 pl.
- Clayton C.R.I., Matthews M.C.** (1987) – Deformation, diagenesis and the mechanical behaviour of chalk. In: Jones M.E. et Preston R.M.F. (eds). Deformation of sediments and sedimentary rocks. Geological Society of London. Special publication n° 29, 55-62.
- Comés G.** (1973) – La craie dans les sites d'ouvrages de production d'électricité. *Bull Liaison Labo. Ponts et Chaussées*, n° spécial V, 149-158.
- Coulon M.** (1992) – La distension oligocène dans le nord-est du bassin de Paris (perturbation des directions d'extension et distribution des stylolites) – *Bull. Soc. géol. France*, 163, 5, 531-540.
- Coulon M.** (2000) – Phénomène de bréchification hydraulique de la craie coniacienne de Marson. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 37, 3, 40-43.
- Coulon M., Frizon de Lamotte D.** (1988a) – Les craies éclatées du secteur d'Omev (Marne, France) : le résultat d'une bréchification par fracturation hydraulique en contexte extensif. *Bull. Soc. géol. France*, 8, IV, 1, 177-185.
- Coulon M., Frizon de Lamotte D.** (1988b) – Les extensions cénozoïques dans l'Est du bassin de Paris : mise en évidence et interprétation. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 307,2, 1113-1119.
- Dumas E., Durand M., Barrier P., Combaud A.** (2014) – Microfracturation, géomorphologie et structuration synforme complexe du Bassin versant du Thérain (Oise, France). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 51, 4, 36-48.
- Esmerode E.V., Surlyk F.** (2009) – Origin of channel systems in the Upper Cretaceous Chalk Group of the Paris Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 1338-1349.
- Gaviglio P., Adler P., Thovert J.-F. Vandycke S. Bergerat F., Bekri S., Lestideau R.** (1997) – Grain-scale microstructures and physical properties of faulted chalk. *Bull. Soc. géol. France*, 168, 6, 727-739.
- Gaviglio P., Bekri S., Vandycke S., Adler P.M., Schroeder C., Bergerat F., Darquenne A., Coulon M.** (2009) – Faulting and deformation in chalk. *J. Structural Geol.*, 31, 194-2007.
- Gaviglio P., Vandycke S., Schroeder C., Coulon M., Bergerat F., Dubois C., Pointeau I.** (1999) – Matrix strains along normal fault planes in the Campanian White Chalk of Belgium: structural consequences. *Tectonophysics*, 309, 41-56.
- Gély, J.-P., Blanc, P.**, (2004) – Évolution diagénétique dans la craie pélagique dolomitisée du Crétacé supérieur du bassin de Paris (région de Provins, France). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 97(3), 393-409.
- Gély J.P., Hanot F., Robelin C., Vicelli J., Wyns R.** (2014). – Présentation géologique du Bassin parisien et du Fossé rhénan. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, Mémoire hors-série n° 9, 106-113.
- Gontharet S., Pierre C., Blanc-Valleron M.-M., Rouchy J.M., Fouquet Y., Bayon G., Foucher J.P., Woodside J., Mascle J. and The Nautinil Party.** (2007) – Nature and origine of diagenetic carbonate crusts and concretions from mud volcanoes and pockmarks of the Nile deep-sea fan (eastern Mediterranean Sea). *Science Direct. Deep-Sea Research*, II, 54, 477-496.
- Gunzburger Y. et Magnenet V.** (2014) - Stress inversion and basement-cover stress transmission across weak layers in the Paris basin, France. *Tectonophysics*, 617,44-57.
- Hanot F.** (2014) – Les anomalies de vitesse dans la craie. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, Mémoire hors-série n° 9, p. 178.

- Hanot F., Thiry M.** (1999) – Anomalies sismiques dans la craie et déformations superposées dans les formations tertiaires du sud-est du bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, 170, 6, 915-926.
- Hanot F., Vicelli J., Miquelis F., Oliveros G.** (2012) – Diagenèse de la craie du Bassin parisien. Hypothèse d'un biseau salé d'âge éocène. Couplage des données industrielles et géologiques. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 49, 2, 6-24.
- Hansen, D., Shimeld, J., Williamson, M., Lykke-Andersen H.** (2004). Development of a major polygonal fault system in Upper Cretaceous chalk and Cenozoic mudrocks of the Sable Subbasin, Canadian Atlantic Margin. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 1205-1219.
- Hatrival J.N.** (1983) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Montmort (187). Orléans. BRGM. Notice explicative par J.N. Hatrival, avec la collaboration de B. Chertier et P. Morfaux (1988), 38 p.
- Henriet J.P., Batist M.D., Verschuren M.** (1991) – Early fracturing of Paleogene clays, southernmost North Sea: Relevance to mechanisms of primary hydrocarbon migration. In Spencer A.M. (ed.): Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons. Special Publications of the European Association of Petroleum Geologists, n°1, 217-227.
- Hibsch C., Cartwright J., Hansen D.M., Gaviglio P., André G., Cushing M., Bracq P., Juignet P., Benoit P., Allouc J.** (2003) – Normal faulting in the chalk: tectonic stresses vs. compaction related polygonal faulting. In : Van Rensbergen P., Hillis R.R., Maltman A.J. et Morley C.K. (eds): Subsurface Sediment Mobilization. Geological Society of London. Special publication n° 216, 291-308.
- Hibsch C., Jarrige J.-J., Cushing E.M., Mercier J.** (1995) – Palaeostress analysis, a contribution to the understanding of basin tectonics and geodynamic evolution. Example of the Permian/Cenozoic tectonics of Great Britain and geodynamic implications in western Europe. *Tectonophysics*, 252, 1 - 4, 103-136.
- International Union of Geological Sciences** (2000) - International Stratigraphic Chart. Explanatory note to the International Stratigraphic Chart. 16 p., 1 tab.
- Jones M. E., Bedford J., Clayton C.** (1984) – On natural deformation mechanisms in the Chalk. *J. geol. Soc. London*, 141, 675-683.
- Labourguigne J., Mégnien F., Caudron M., Manivit J., Villalard P., Monciardini C., Durand R., Dutil P.** (1975) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Châlons-sur-Marne (189). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Labourguigne, F. Mégnien, R. Durand, P. Dutil, H. Manivit, C. Monciardini (1975), 18 p.
- Lacombe O., Angelier J., Byrne D., Dupin J.M.** (1993) - Eocene-Oligocene tectonics and kinematics of the Rhine-Saone Continental Transform Zone (eastern France). *Tectonics*, 12, 874-888.
- Lacombe O., Angelier J., Laurent P., Bergerat F., Tourneret C.** (1990) - Joint analyses of calcite twins and fault slips as a key for deciphering polyphase tectonics: Burgundy as a case study. *Tectonophysics*, 182, 279-300.
- Lacombe O., Laurent P., Angelier J.** (1994) - Calcite twins as a key to paleostresses in sedimentary basins: preliminary results from drill cores of the Paris basin. In: F. Roure (ed.): *Peri-Tethyan Platforms*. Editions Technip, 197-210.
- Lacombe O., Laurent P., Rocher M.** (1996) - Magnitude de la contrainte déviatorique pyrénéenne dans l'avant-pays nord-pyrénéen. *C.R. Acad. Sc. - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 322, 229-235.
- Lacombe O., Mouthereau F.** (1999) - Qu'est-ce que le front des orogènes ? L'exemple de l'orogène pyrénéen. *C. R. Acad. Sc.*, 329 (12), 889-896.
- Lacombe O., Obert D.** (2000) - Héritage structural et déformation de couverture : plissement et fracturation tertiaires dans l'Ouest du Bassin de Paris. *C. R. Acad. Sc.*, t.330, 793-798.
- Laurain. M., Guérin H., Barta L., Allouc J., Monciardini C.** (1986) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Avize (158), Orléans : BRGM. Notice explicative par M. Laurain, J. Allouc, J. Le Roux, C. Monciardini, P. Louis (1986), 37 p.

- Le Roux J.** (1980) – La tectonique de l'auréole orientale du bassin de Paris. Ses relations avec la sédimentation. *Bull. Soc. géol. France*, t. XXII, 655-667.
- Le Roux J.** (1999) – Le contexte structural de l'est du Bassin parisien et les relations avec la sédimentation. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 36, 1, 7-13.
- Le Roux J.** (2000) – Structuration du nord – est du bassin de Paris. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 37, 4, 13-34.
- Le Roux J., Allouc J.** (1988) – Structure de la Champagne crayeuse occidentale et de la Côte champenoise : mise en évidence et analyse de déformations anté et post – thanétiennes. *Géologie de la France*, 4, 33-40.
- Loneragan L., Cartwright J., Jolly R.** (1998) – The geometry of polygonal fault systems in Tertiary mudrocks of the North Sea. *J. Structural Geol.*, 20, 5, 529-548.
- Loreau J.P.** (1972) – Pétrographie de calcaires fins au microscope électronique à balayage : introduction à une classification des micrites. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 274, série D, 810-813.
- Mégnien F., Dutil P., Monciardini C.** (1977a) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Fère - Champenoise (224). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. Mégnien, P. Dutil, C. Monciardini (1977), 13 p.
- Mégnien F., Villalard P., Berger G., Labourguigne J., Durand R., Dutil P., Monciardini C.** (1977b) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Vertus (188). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. Mégnien, G. Duermael, R. Durand, P. Dutil, avec la collaboration de P. Villalard, C. Monciardini (1977), 24 p.
- Monciardini C.** (1980) – Le Sénonien. In C. Mégnien, F. Mégnien (coords) : « Synthèse géologique du bassin de Paris », vol 1. Mém. BRGM, n° 101, 302-309.
- Moreau J., Boussaha M., Nielsen L., Thibault N., Ullmann C.V., Stemmerik L.** (2016) – Early diagenetic evolution of Chalk in eastern Denmark. *The Depositional Record. The journal of the International Association of Sedimentologists*, 2, 2, 154-172.
- Mortimore R.N.** (2014) – Logging the chalk. Whittles Publishing, Dunbeath, 357 p.
- Parrish R., Parrish C., Lasalle S.** (2018) - Vein calcite dating reveals Pyrenean orogen as cause of Paleogene deformation in southern England. *Journal of the Geological Society*, 175, 425-442.
- Richard J.** (1996) – L'altération des craies de Champagne : de l'analyse de terrain aux traceurs géochimiques. Thèse de Doctorat. Université Reims Champagne Ardenne, 240 p.
- Richard J.** (2008) – Mass transfers and volume changes related to pressure solution-fracturing interactions in carbonate rocks : examples of the Oligocene deformation of the Coniacian chalk from the Omev area (Paris Basin, France). *J. Structural Geol.*, 30, 1300-1313.
- Richard J., Barbin V., Ramseyer K., Pascal A., Roux M., Henry P.** (1999) - Les ciments syntectoniques : des enregistrements complexes de la diagenèse liée aux déformations tectoniques cassantes. Exemple des ciments des craies hydrofracturées de l'est du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, 170, 5, 719-731.
- Richard J., Coulon M., Gaviglio P., Ramseyer K.** (1997) – L'hydrofracturation : une déformation tectonique à haut potentiel diagénétique. Exemple des craies hydrofracturées de la région d'Omev (bassin de Paris, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, Sciences de la terre et des planètes, 325, 359-366.
- Robaszynski F.** (1980) – Craie blanche. In : Mégnien F. (coord.) : Synthèse géologique du bassin de Paris - vol. III - Lexique des noms de formation. Mémoire BRGM n° 103, 294-295.
- Rocher M., Cushing M., Lemeille F., Lozac'h Y., Angelier J.** (2004) – Intraplate paleostresses reconstructed with calcite twinning and faulting : improved method and application to the eastern Paris Basin (Lorraine, France). *Tectonophysics*, 387, 1-21.
- Sañag J., Collin P.-Y., Sizun J.-P., Herbst F., Faÿ-Gomord O., Chateau Smith C., Caline B., Lasseur É.** (2019) – Classifying chalk microtextures: sedimentary versus diagenetic origin (Cenomanian-Santonian, Paris Basin, France). *Sedimentology*, 1-32.

- Schroeder C., Gaviglio P., Bergerat F., Vandycke S., Coulon M.** (2006) – Faults and matrix deformations in chalk : contribution of porosity and sonic wave velocity measurements. *Bull. Soc. géol. France*, 177, 4, 203-213.
- Société Géologique de France – International Commission of Stratigraphy** (2015) – Charte chronostratigraphique internationale. 1 tab.
- Steiner P.** (1980a) – La fracturation du Dogger lorrain. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 17, 4, 69-74.
- Steiner P.** (1980b) – Lithostratigraphie et fracturation du Dogger lorrain. Thèse 3^{ème} cycle, Nancy 1, 203 p.
- Tewksbury B. J., Hogan J. P., Kattenhorn S. A., Mehrkens C. J., Tarabees E. A.** (2014). Polygonal faults in chalk: Insights from extensive exposures of the Khoman Formation, Western Desert, Egypt. *Geology*, 42, 6, 479-482.
- Thiry M., Hanot F., Pierre C.** (2003) – Chalk dolomitization beneath localized subsiding tertiary depressions in a marginal marine setting in the Paris basin (France). *J. sedim. Research*, 73, 2, 157-170.
- Toussaint R., Aharonov E., Koehn D., Gratier J.P., Ebner M., Baud P., Rolland A., Renard F.** (2018) – Stylolites: A review. *J. Structural Geol.*, 114, 163-195.
- Tucker M.E., Wright V.P.** (1990) – Carbonate sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, 482 p.
- Vandycke S.** (2002) – Paleostress records in Cretaceous formations in NW Europe : extensional and strike - slip events in relationships with Cretaceous Tertiary inversion tectonics. *Tectonophysics*, 357, 119-136.
- Vandycke S., Bergerat F.** (1992) – Tectonique de failles et paléo-contraintes dans les formations crétacées du Boulonnais (France). Implications géodynamiques. *Bull. Soc. géol. France*, 163, 5, 553-560.
- Vandycke S., Bergerat F.** (2001) – Brittle tectonic structures and paleostress analysis in the Isle of Wight, Wessex basin, southern U.K.. *J. Structural Geol.*, 23, 393-406.
- Vandycke S., Bergerat F., Dupuis C.** (1991) – Meso-Cenozoic faulting and inferred paleostresses in the Mons basin (Belgium). *Tectonophysics*, 192, 261-271.
- Villemin T.** (1986) – La chronologie des événements tectoniques dans le Nord - Est de la France et le Sud – Ouest de l'Allemagne du Permien à l'Actuel. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 303, série II, 18, 1685-1690.
- Wileveau Y.** (2004) - Determination of *in situ* stress at the Meuse/Haute-Marne Underground Research Laboratory – North-eastern France. *Eur. Geosci. Union Conf.*, Nice.
- Wyns R., Duperret A., Mortimore R.N.** (2016) – La tectonique tertiaire dans le sud de l'Angleterre et l'ouest du bassin de Paris : le concept d'inversion tectonique et les pièges à hydrocarbures. Journées d'études de printemps – du 14 au 17 mai 2015. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 53, 1, 27-33.
- Zijlstra H.** (1995) – The Sedimentology of Chalk. Lecture Notes in Earth Sciences n° 54, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 194 p.