

Proposition d'un nouveau schéma structural du Nord-Ouest du bassin de Paris reposant sur l'analyse fractale des réseaux de thalwegs et les données récentes de la géologie régionale

Emmanuel Hauchard^a, Benoît Laignel^{b,*}, Daniel Delahaye^a

^a Laboratoire de modélisation et traitements graphiques, UMR 6063 CNRS, département de géographie, université de Rouen, 76821 Mont-Saint-Aignan, France

^b Laboratoire de géologie, UMR 6143 CNRS, université de Rouen, 76821 Mont-Saint-Aignan, France

Reçu le 29 novembre 2000 ; accepté le 19 novembre 2001

Présenté par Jean Dercourt

Abstract – Proposition of a new structural map of the northwestern Paris Basin, based on the fractal analysis of the talweg networks and the new results of regional geology. The structural map describing the northwestern Paris Basin prioritise several directions governing regional faults depending of N150–160, N120–130 (Armorican) and secondarily N30–50 (Variscan) orientations. The fractal analysis of talweg networks of the 'Pays de Caux' plateau, compared with the stratigraphic, structural and cartographic studies of the clay with flints and chalk, underscores a new major direction oriented N90–100. The purpose of this study is to suggest a new structural map in this part of the northwestern Paris Basin. *To cite this article: E. Hauchard et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 295–302.* © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

tectonic / fractal dimension / talweg network / chalk / clay with flints / Paris Basin / France

Résumé – Les schémas structuraux du Nord-Ouest du bassin de Paris privilégient généralement deux directions principales, guidant les failles régionales selon les orientations N150–160 et N120–130 (armoricaine), auxquelles s'ajoute une direction secondaire N30–50 (varisque). L'analyse fractale des réseaux de thalwegs du plateau cauchois, confrontée aux études stratigraphiques, structurales et cartographiques des formations résiduelles à silex de leur substrat crayeux, permet de mettre en évidence l'existence d'une nouvelle direction majeure orientée N90–100. Cette étude aboutit à la proposition d'un nouveau schéma structural de cette partie nord-ouest du bassin de Paris. *Pour citer cet article : E. Hauchard et al., C. R. Geoscience 334 (2002) 295–302.* © 2002 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

tectonique / dimension fractale / réseau de thalwegs / craie / argiles à silex / bassin de Paris / France

Abridged version

1. Introduction

The structural arrangement of the northwestern Paris Basin usually depends on fault throws with N120–130 (Armorican), or N150–160 orientations, mainly resulting from the Hercynian orogenesis [30, 39]. The structural maps of the 'Pays de Caux' reflect this predominancy

of N120–130 (Armorican) and N150–160 orientations for the faults, downbendings and folds (Fig. 1): faults of Fécamp–Lillebonne (F1), of the Seine (F7), of Grand-Tendos (eastern segment of the fault F2), and of the Bray (F4). These structural maps underscore the presence of fault throws with N30–50 (Variscan) orientations: fault of Villequier (F9) and fault F8.

Our analysis based on the fractal interpretation of talweg networks, on the stratigraphy and on the cartography

* Correspondance et tirés à part.

Adresse e-mail: Benoit.Laignel@univ-rouen.fr (B. Laignel).

of the clay, with flints and chalk, provides new elements, allowing us to complement the structural map of the north-western Paris Basin.

2. Fractal analysis of the morphology of talweg networks

The fractal analysis rests on the calculation of the Bouligand–Minkowski dimension. This fractal dimension is achieved by the dilatation of talweg networks that are contained in the plane [13, 22, 23].

Each calculated block is characterised by a value of the Bouligand–Minkowski dimension (D_m) between 1 and 2. The more the talweg network is spread in the plane, the more the fractal dimension D_m that describes it is close to 2. On the contrary, an important concentration of the talweg network results in a value approaching 1. From a geomorphologic point of view, a low fractal dimension characterises a less developed network, with a low hierarchical organisation. A high fractal dimension corresponds to a well-spread and homogeneous network [31–33, 35]. The variation of the fractal dimensions in the observed area indicates a contrasted geomorphologic evolution, due to the tectonic activity. This differentiation is accentuated by a lithological contrast induced from the presence of faults.

The observed area is divided into four main blocks characterised by an important decrease of the dimensions (F2) from the southwest ($D_m = 1.62$) to northeast ($D_m = 1.36$). These blocks are split by three supposed main faults (F1, F2, F3; Fig. 2). This result makes us assume that there are important fault throws (F2, F3) in the ‘Pays de Caux’, with a N90–100 orientation, which is not listed on the usual structural maps.

Each block so determined has been divided into sub-blocks to complete our analysis (Fig. 2). We obtain new variations in the structure of talweg networks in the space. These variations underline the existence of new blocks delimited by faults with N90 orientation (F10 and western segment of F20), or N150–160 (F5, F11, F12) orientations. We still find N120 (Armorican) orientation (F18) and N45 (Variscan) orientation (eastern segment of F20).

3. Geological heterogeneity linked with the geomorphologic segmentation of the ‘Pays de Caux’

Laignel [17], Laignel et al. [18, 19], Quesnel [28], and Quesnel et al. [29] have realised a stratigraphic and cartographic synthesis of Cenozoic superficial and Cretaceous deposits in the northwestern Paris Basin.

This analysis allows us to individualise several geographic zones, in agreement with the segmentation established by the fractal analysis of talweg networks. It demonstrates the presence of ‘new’ faults (Table 1). The differentiated geometry and stratigraphy of the Cretaceous chalks attest to the existence of faults F2, F3, F5, F6, F11. The distribution of the Lower Tertiary deposits attest to the presence of faults F2, F3, F11, F12, F30. Finally, the dissymmetry of the thickness of the clay with flints and the distribution of the Pliocene sands demonstrate a recent tectonic activity.

4. Discussion

These results allow us (1) to confirm the presence of major tectonic orientations N150–160 and N120–130 (Armorican) and of a secondary tectonic orientation N30–50 (Variscan) and (2) to bring to the fore an additional N80–90 orientation in the northwestern Paris Basin. They also allow understanding the morphotectonic regional evolution. The main faults N150–160 or N130-orientated (F1, F2 – east segment –, F5), splitting the blocks where collapsed compartments are characterised by an important thickness of weathered rocks and high fractal dimensions, attest to an oldest geomorphologic evolution. It implies an inverted tectonic evolution, which occurred between the end of the Palaeogene and the Quaternary, and recent and small fault reactivations. On the contrary, the faults N90-orientated (F2 west segment, F3 and F10) split blocks where large fractal dimensions and large thickness of weathered rocks coincide with the uplifted blocks. In this case, the collapsed blocks coinciding with topographically low sectors (< 100 m for F2 and F10; < 70 m for F3) suggest a rapid, recent, and brutal evolution, in agreement with the collapsed dynamic of the eastern Channel and the Strait of Dover at the Pleistocene [6, 7, 37].

1. Introduction et synthèse bibliographique

L’organisation structurale du Nord-Ouest du bassin de Paris repose habituellement sur des accidents tectoniques de direction N120–130 (armoricaine) ou N150–160, dont les éléments majeurs résultent principalement de l’orogénèse hercynienne. Ainsi, les failles (Fig. 1) de Fécamp–Lillebonne (F1), de la Seine (F7), de Grand-Tendos (partie orientale de la faille F2) et du Bray (F4) trouvent leur origine dans

la mise en place des écaïlles les plus importantes de cet orogène [30, 39]. Cette structure, mise en place au Paléozoïque, a largement affecté la couverture sédimentaire durant le Mésozoïque par des mouvements compressifs ou distensifs, induisant le rejeu des failles principales [30]. Au Tertiaire, le Paléogène est marqué par une importante phase de compression méridienne, liée à l’orogénèse pyrénéenne, provoquant un soulèvement généralisé du Pays de Caux [28]. De nombreux jeux décrochants de grabens et de plis affectent alors la couverture sédimentaire, la plupart

étant orientés selon une direction armoricaine provenant du rejeu des accidents du socle. La phase de distension Oligocène qui suit facilite le piégeage de sédiments paléogènes, tandis qu'une nouvelle phase de compression intervient au Mio-Pliocène, suivant une direction NW–SE liée à la surrection alpine, et se prolonge au Quaternaire, selon une direction NNW–SSE [16, 21, 30]. Cette seconde phase de compression entraîne alors un rejeu des plissements paléogènes.

Les schémas structuraux du plateau cauchois reflètent cette prédominance des directions N120–130 (armoricaine) et N150–160 pour les failles, les flexures et plis [4, 8, 9, 12, 15, 21, 25, 38, 39]. Celui établi par Cavalier et Médioni [3] sert le plus souvent de référence et traduit cette logique d'organisation. Ces derniers soulignent également l'existence d'accidents de direction N30–50 dont les éléments principaux sont la faille de Villequier (F9) et son prolongement vers le nord-est (F8). Ceci suggère ainsi un ensemble de directions plus secondaires au plan régional et perpendiculaires aux directions principales, traduisant un jeu en cisaillement senestre durant la phase hercynienne [39].

Notre analyse, basée sur l'interprétation fractale de la morphologie des réseaux de thalwegs ainsi que sur la stratigraphie et la cartographie régionale des formations superficielles et du substrat crayeux apportent de nouveaux éléments, qui permettent de compléter le schéma structural du Nord-Ouest du bassin de Paris.

2. Analyse fractale de la morphologie des réseaux de thalwegs

L'analyse fractale basée sur la méthode de Richardson est couramment utilisée pour décrire la sinuosité des thalwegs [1, 2, 14]. Nous proposons ici d'effectuer le calcul de la dimension fractale (Dm) des réseaux de thalwegs selon la méthode de Bouligand–Minkowski [13, 22, 23] obtenue en dilatant la structure des réseaux de thalwegs projetés dans le plan et préalablement squelettisés. Celle-ci repose sur la relation générale

$$Dm = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{d - \log Vold(E(\varepsilon))}{\log \varepsilon},$$

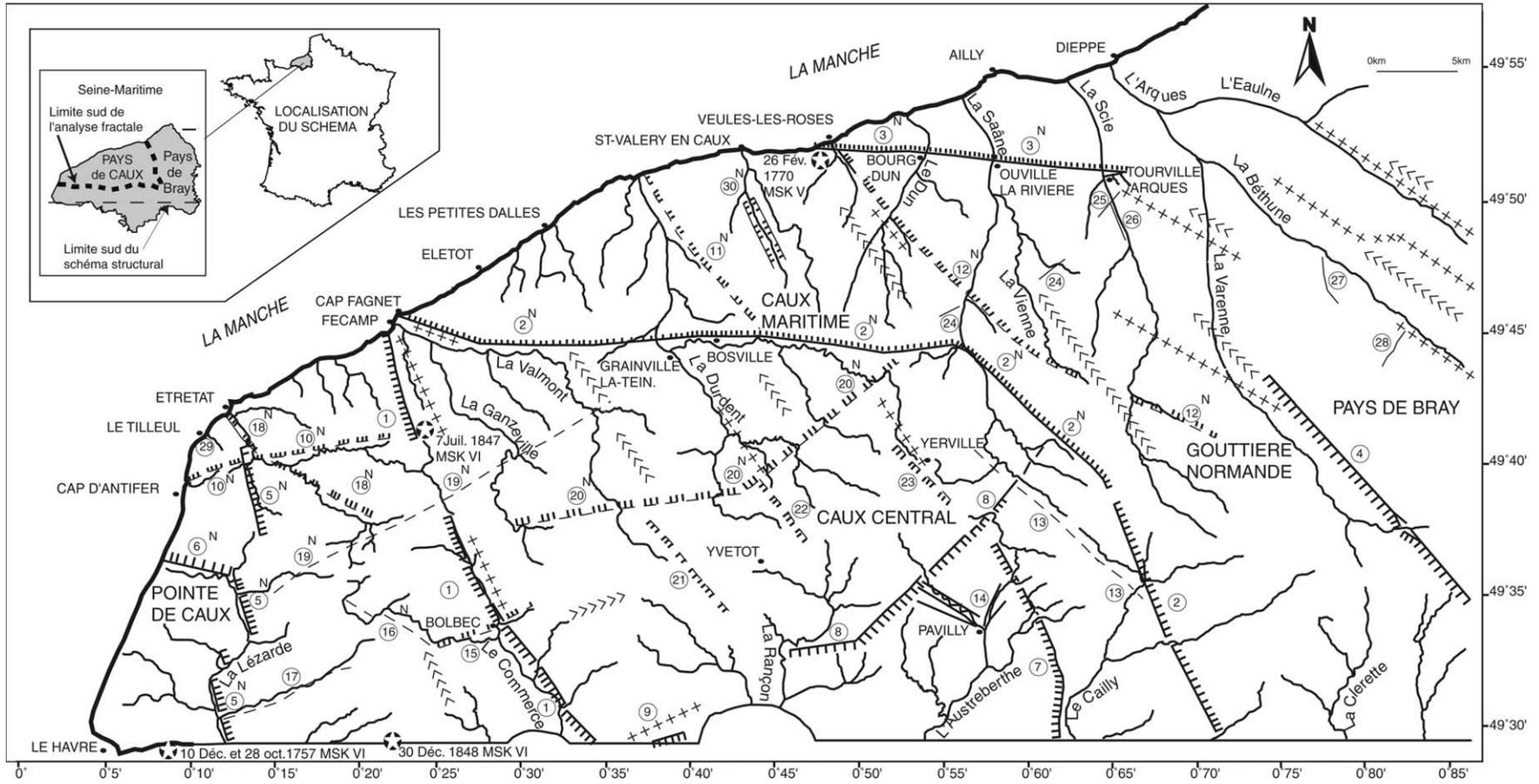
où $Vold$ est égal au volume de l'objet dilaté ($E(\varepsilon)$) dans l'espace de dimension d selon la résolution ε . Ce calcul est effectué à l'aide du logiciel de dilatation élaboré par Frankhauser [10, 11]. Il fournit la dimension Dm pour chacune des parties préalablement découpées en fonction des blocs tectoniques supposés. Le découpage (Fig. 2) a été établi en tenant compte des variations apparentes de l'étalement dans

l'espace des réseaux extraits des cartes au 1:25 000, mais aussi selon des alignements remarquables de sections de vallées ou de changements de direction du tracé de ces vallées. Chaque compartiment, représenté par un ensemble de thalwegs, est caractérisé par une valeur de Dm comprise entre 1 et 2. Plus le réseau concerné est étalé dans l'espace plan, plus la dimension qui le caractérise est proche de 2. À l'inverse, une forte concentration se traduit par une dimension qui tend vers 1. D'un point de vue géomorphologique, une dimension fractale assez basse témoigne d'un développement et d'une hiérarchisation moins importante du réseau dans l'espace, alors qu'une dimension nettement plus élevée indique un étalement et une homogénéité plus grande du réseau [31–33, 35]. La variation des dimensions fractales sur la zone observée traduit alors une évolution morphologique différenciée, elle-même tributaire du jeu tectonique. Cette différenciation est, en outre, accentuée par l'existence d'un contraste au niveau des affleurements lithologiques, lui-même induit par la présence des failles.

Avec un plateau incliné d'est en ouest (altitudes allant de 180 à 100 m), entaillé par un réseau assez dense de vallées et vallons drainés ou non, le Pays de Caux semble de prime abord particulièrement homogène. Toutefois, l'analyse fractale appliquée à l'ensemble des bassins côtiers depuis le Cap d'Antifer jusqu'à Dieppe permet de souligner l'existence d'une segmentation de la morphologie régionale résultant de la présence de différents compartiments tectoniques (Figs. 1 et 2).

Le schéma structural proposé ici reprend l'ensemble des failles répertoriées sur une zone englobant le Pays de Caux. On ne discutera pas ici l'existence des failles clairement admises par les schémas cités précédemment et répertoriées sous les numéros suivants : F1, F2 (uniquement pour la partie orientale N160), F4, F7–9, F13–15, F17, F21–29 (Fig. 1).

On obtient une partition de la zone d'étude en quatre blocs principaux, caractérisés par une très forte diminution des dimensions (Fig. 2) du sud-ouest ($Dm = 1,62 \pm 0,026$) vers le nord-est ($Dm = 1,36 \pm 0,026$). Ceux-ci sont séparés par trois failles principales supposées (F1, F2, F3 ; Fig. 2). La faille F1 n'est autre que la faille Fécamp–Lillebonne, élément majeur de la tectonique régionale. Celle-ci sépare le bloc tectonique Étretat ($Dm = 1,62 \pm 0,026$) du bloc Fécamp–Durdent ($Dm = 1,54 \pm 0,032$), avec des dimensions différentes qui traduisent une évolution morphologique contrastée sur ces deux blocs. Ce résultat valide la méthode et permet d'avancer l'hypothèse de la présence de deux autres accidents tectoniques majeurs dans le Pays de Caux (F2, F3). Ces derniers possèdent une orientation N90–100, qui



E. Hauchard et al. / C. R. Geoscience 334 (2002) 295–302

Figure 1. Schéma structural du Nord-Ouest du bassin de Paris. [---]: Faille avec indication du regard, —: faille, [---]: faille supposée avec indication du regard, - - - : faille supposée, ⊙ : numérotation des failles renvoyant au texte, N : faille nouvelle, ⚡ : Secousse sismique (date/intensité MSK), +++ : axe anticlinal, <<< : axe synclinal, ~ : principales vallées et vallons secs, *La Durdent* : nom des cours d'eau, Étretat ● : principaux lieux cités.

Figure 1. Structural map of the north-western Paris Basin. [---]: Fault with front, —: fault, [---]: supposed fault with front, - - - : supposed fault, ⊙ : numbering of faults referring to the text, N: new fault, ⚡ : shock (date/MSK intensity scale), +++ : anticlinal axis, <<< : synclinal axis, ~ : main valleys and dry valleys, *La Durdent* : name of the rivers, Étretat ● : mentioned places.

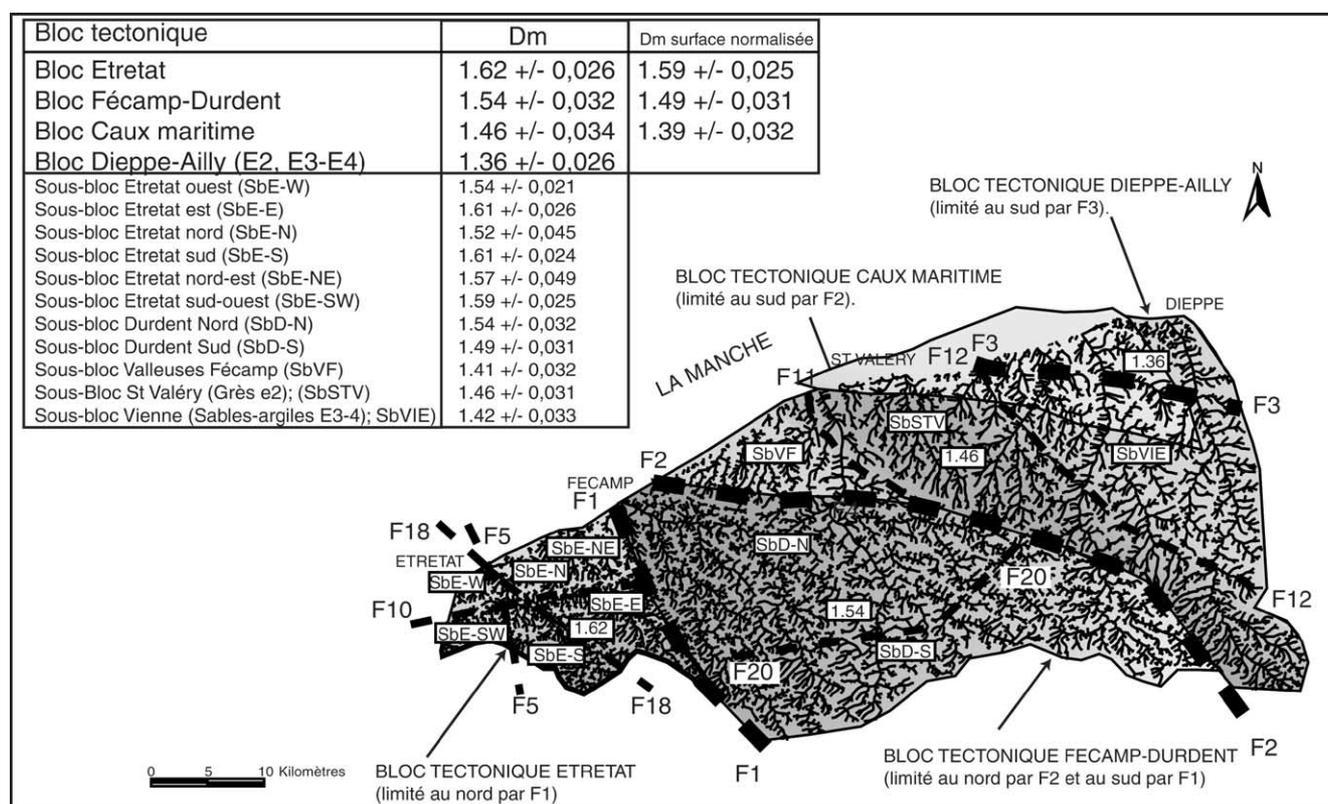


Figure 2. Répartition des principaux compartiments tectoniques à l'échelle régionale et dimensions fractales associées. *Dm* : Dimension fractale de Bouligand–Minkowski ; *Dm surf. norm.*, Dimension fractale de Bouligand–Minkowski, calculée sur une surface normalisée équivalente à celle des sous-blocs tectoniques.

Figure 2. Main fault blocks distribution at regional scale and fractal dimensions associated. *Dm*: Fractal dimension of Bouligand–Minkowski; *Dm surf. norm.*: fractal dimension of Bouligand–Minkowski, calculated from the standardised surface of sub-fault blocks.

n'apparaissait pas comme une direction essentielle de la tectonique régionale.

Chacun des principaux blocs ainsi déterminés a lui-même été subdivisé en sous-blocs, dans le but d'affiner notre analyse (Fig. 2). Pour comparer ces nouveaux résultats, la dimension des blocs principaux a été recalculée sur des surfaces équivalentes à celle des sous-blocs, afin de compenser l'effet de taille, qui a tendance à surévaluer le résultat lorsque l'on effectue ce type de mesures [10]. On obtient de nouvelles variations de la structure des réseaux de thalwegs dans l'espace, qui souligne une évolution différenciée de compartiments délimités par des failles, soit de direction N90 (F10 et partie occidentale de F20), soit de direction N150–160 (F5, F11, F12). On retrouve, en outre, les directions armoricaine N130 (F18) et varisque N45 (partie orientale de F20). Cependant, l'écart des dimensions fractales pour certains sous-blocs est faible, mais cette discrimination ne disparaît que si l'on considère les marges d'erreurs extrêmes. De plus, les failles F11, F12 et F18 séparant les différents sous-blocs ont été reconnues sur le terrain.

3. Mise en évidence d'une hétérogénéité géologique liée à la segmentation morphologique du Pays de Caux

Laignel [17], Laignel et al. [18, 19], Quesnel [28] et Quesnel et al. [27, 29] ont réalisé une synthèse stratigraphique et cartographique des dépôts crétacés et des formations superficielles cénozoïques présents dans le Nord-Ouest du bassin de Paris. Celle-ci permet l'individualisation de zones géographiques en bonne adéquation avec les compartiments mis en évidence par l'analyse fractale des réseaux de thalwegs, validant ainsi l'existence de « nouvelles » failles (Tableau 1) :

- la géométrie et la stratigraphie différenciées des craies crétacées attestent l'existence des failles F2, F3, F5, F6, F11 ;
- la répartition des dépôts paléogènes témoigne de la présence des failles F2, F3, F11, F12, F30 ;
- une dissymétrie dans l'épaisseur des formations résiduelles à silex [17, 19] atteste une activité tectonique récente ;

Tableau 1. Relations entre dimensions fractales, géologie et morphologie des différents blocs tectoniques. *D_m* : Dimension fractale de Bouligand–Minkowski ; SbE–W : sous-blocs définis sur la Fig. 2 ; ↑ : bloc soulevé ; ↓ : bloc affaissé.

Table 1. Relations between fractal dimensions, geology, and morphology of various fault blocks. *D_m*: Fractal dimension of Bouligand–Minkowski; SbE–W: sub-fault blocks defined in Fig. 2; ↑: uplifted block; ↓: trough-fault block.

Faille nom / orientation	<i>D_m</i> bloc ↑	<i>D_m</i> bloc ↓	Affleurement lithologique bloc soulevé	Affleurement lithologique bloc affaissé	Nom bloc ↑ / épaisseur argiles à silex	Nom bloc ↓ / épaisseur argiles à silex	Fracturation observée/localité	Fracturation, platier littoral	Caractéristiques morphologiques et/ou géologiques particulières
F1 / N150–160 (validation sur faille connue)	1,54	1,62	Cénomanién Turonien Coniacien	Santonien	Fécamp–Durdent 8–10 m	Étretat 14–16 m	N150–160, Fécamp, Bolbec, Lillebonne, sismicité historique	N160 Elétot, Fécamp, Senneville	Alignement de dépôts tertiaires (petits grabens et poches de dissolution) le long de la faille. Brèches/activité sismique
F2 / N90–100	1,54	1,46	Coniacien	Santonien Dépôts paléogènes partiels	Fécamp–Durdent 8–10 m	Caux Maritime 6–8 m	N90 Grainville-la-Teinturière, Bosville, N110 Fécamp, N125 Auzouville/Sa	N100–110 Elétot	Bloc affaissé, marqué par des altitudes < 100 m. Alignement de dépôts tertiaires paléogènes et pliocènes
F3 / N90–100	1,46	1,36	Coniacien Dépôts paléogènes partiels	Santonien Campanien Série complète des dépôts paléogènes	Caux Maritime 0–8 m	Dieppe–Ailly 0–2 m	N90 Veules-les-Roses, Bourgdun, Sismicité historique. N120 Tourville-sur-Arques	N90 Veules-les-Roses	Bloc affaissé, marqué par des altitudes < 70 m. Activité sismique [20]
F5 / N150–160	1,54	1,61	Cénomanién Turonien Coniacien	Santonien	SbE–W 12–16 m	SbE–E 14–16 m	N160 Étretat		Alignement de dépôts tertiaires pliocènes
F6 / N120–130			Cénomanién Turonien	Coniacien	8–14 m	14–16 m			Alignement de dépôts tertiaires pliocènes
F10 / N80–90	1,61	1,52	Au niveau du platier rocheux : Cénomanién	Au niveau du platier rocheux : Turonien sup.	SbE–S 12–16 m	SbE–N 12–14 m		N90 Bruneval	Bloc affaissé, marqué par des altitudes < 100 m. Dépôts tertiaires pliocènes alignés ; poudingue ferrugineux sur le bloc affaissé (Plio-Quat. ?)
F11 / N150–160	1,41	1,46	Coniacien	Santonien Campanien Grès thanétiens	SbVF 6–8 m	SbSTV 4–6 m	N160 Grainville-la-Teinturière	N160 Petites Dalles	Alignement de dépôts tertiaires yprésiens + pliocènes (?)
F12 / N150–160	1,46	1,42	Grès thanétiens	Sables et argiles cuisiers	SbSTV 4–6 m	SbVIE 0–2 m	N150 Veules-les-Roses		Nappe alluviale Quaternaire ancien sur le bloc affaissé
F16 / N120–130					14–16 m	< 14 m			
F18 / N120–130	1,59	1,57			SbE–SW 14–16 m	SbE–NE 12–14 m	N130 Le Tilleul	N130 Tilleul	Alignement de dépôts tertiaires yprésiens + pliocènes
F19 / N45					14–16 m	12–14 m			Alignement de dépôts tertiaires pliocènes. Alignement de points d'infiltration karstique (bétoires)
F20 / N90 (partie ouest) N45 (partie est)	1,49	1,54		Présence de dépôts pliocènes	SbD–S 8–12 m	SbD–N 8–12 m			Alignement de dépôts tertiaires pliocène. Alignement de points d'infiltration karstique (bétoires). Remontée brutale de la nappe phréatique au niveau de la faille sur le compartiment affaissé
F30 / N160					Grès thanétiens 4–6 m	Sables et argiles cuisiers ; 4–6 m			Nappe alluviale Quaternaire anc. sur le bloc affaissé (graben)

– la présence ou l’absence des sables pliocènes témoigne aussi de mouvements récents (l’un ou l’autre de ces facteurs affecte la totalité des failles étudiées) ;
– l’accumulation de sables paléogènes ou pliocènes piégés dans de petits fossés d’effondrement, ou des poches de dissolution, et la présence de points d’infiltration karstique des eaux (bétoires), selon un alignement remarquable [5, 34], mettent en évidence ces accidents.

À cela s’ajoutent des observations directes des failles sur le terrain (F2, F3) ou d’accidents de direction identique à proximité (F11), notamment sur le platier rocheux du littoral (F2, F11, F18) [26].

4. Discussion

Ces résultats confirment la présence, dans le Pays de Caux, de directions tectoniques majeures N150–160 et N120–130 (armoricaine), et secondaires N30–50 (varisque) (F5, F6, F11, F12, F18, F30). Ils mettent surtout en lumière l’existence d’une direction supplémentaire N90–100 (F2 : partie occidentale, F3, F10, F20 : partie occidentale), perpendiculaire à la direction N150–160 de façon similaire au positionnement relatif des failles armoricaines et varisques.

Ils permettent d’avancer quelques observations importantes à propos de l’évolution morphotectonique régionale. En effet, les failles principales orientées N150–160 ou N130 (F1, F5) séparent des blocs dans

lesquels les compartiments affaissés sont caractérisés par de fortes épaisseurs d’altérites et des dimensions fractales élevées, attestant une évolution morphologique plus ancienne. Ceci laisse supposer une évolution en inversion tectonique intervenue entre la fin du Paléogène et le Quaternaire et un rejeu récent de faible ampleur (les failles F2 (partie orientale), F4, F6 et F7 répondent à cette même logique).

À l’opposé, les failles orientées N90 (F2 partie occidentale, F3 et F10) séparent des blocs où dimensions fractales élevées et forte épaisseur des formations résiduelles à silex coïncident avec le bloc soulevé. Le fait que les compartiments effondrés au nord de ces trois failles correspondent à des secteurs topographiquement déprimés (< 100 m pour F2 et F10 ; < 70 m pour F3) suggère une évolution rapide, brutale et récente, qui n’est sans doute pas sans rapport avec la dynamique en graben de la Manche orientale et l’ouverture du Pas de Calais au Pléistocène [6, 7, 36, 37]. Cependant, l’existence de ces failles orientées N90–100 est sans doute liée au rejeu d’accidents tectoniques ayant affecté le socle lors de l’orogénèse hercynienne, voire cadomienne [40]. Ceci a d’ailleurs été mis en évidence pour les failles de direction armoricaine (N120–130) ou N150–160 [39]. La présence de directions similaires aux failles N80–90 constituant certaines limites de roches cristallines basiques ou de fossés permien dans le socle [24] indique vraisemblablement un comportement identique pour les accidents suivant cette direction.

Références

- [1] A. Beauvais, J. Dubois, A. Badri, Application d’une analyse fractale à l’étude morphométrique du tracé des cours d’eau : méthode de Richardson, C. R. Acad. Sci. Paris, série II 318 (2) (1994) 219–226.
- [2] A. Beauvais, D. Montgomery, Influence of valley type on the scaling properties of river planforms, *Water Resour. Res.* 32 (5) (1996) 1441–1448.
- [3] C. Cavelier, R. Medioni, Carte géologique de Rouen à 1:250 000 et notice explicative, BRGM, Orléans, 1980, 45 p.
- [4] J. Chantraine, A. Autran, C. Cavelier, Carte géologique de la France au 1:1 000 000^e et notice explicative, BRGM, Orléans, 1996, 8 p.
- [5] J. Chemin, J.P. Hole, M. Peckre, I. Vidard, Atlas hydrogéologique de la Seine-Maritime, BRGM, Agence régionale de Haute-Normandie, 1992, 66 p.
- [6] J.-P. Colbeaux, C. Dupuis, F. Robazynsky, J.-P. Auffret, P. Haesaerts, J. Sommé, Le détroit du pas de Calais : un élément dans la tectonique de blocs de l’Europe nord-occidentale, *Bull. Inf. Geol. Bass.* Paris 17 (1980) 41–54.
- [7] S. Costa, Dynamique littorale et risques naturels. L’impact des aménagements des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la baie de Seine et la baie de Somme, thèse, université Paris-1, Ifremer, 1997, 346 p.
- [8] F. Doré, Guide géologique régional Normandie-Maine, 2^e éd., Masson, Paris, 1987, 216 p.
- [9] H. Firmin, A. Chollet, La vallée et les méandres de la Basse-Seine, AGF, 1945, pp. 70–77.
- [10] P. Frankhauser, La fractalité des structures urbaines, *Anthropos*, Paris, 1994, 291 p.
- [11] P. Frankhauser, L’approche fractale. Un nouvel outil de réflexion dans l’analyse spatiale des agglomérations urbaines, *Population* 4 (1997) 1005–1040.
- [12] R. Furon, Observation sur le Crétacé et le Tertiaire à l’ouest d’Evreux (Eure), *Bull. Soc. géol. France* (1934) 637–647.
- [13] J.-F. Gouyet, Physique et structures fractales, Masson, Paris, 1992, 234 p.
- [14] E. Hauchard, D. Delahaye, P. Frankhauser, Analyse morphologique de talwegs et comportement scalant. Applications des dimensions non entières à la géographie physique, *L’espace géographique* 3 (1999) 215–224.
- [15] X. Joly, La carte géomorphologique à 1:1 000 000 de la France, 1/4 Nord-Ouest et notice explicative, Collec. Reclus, 11, Montpellier, GIP Reclus, 38 p.
- [16] O. Lacombe, D. Obert, Héritage structural et déformation de couverture, plissement et fracturation tertiaire dans l’Ouest du bassin de Paris, C. R. Acad. Sci. Paris, série II 330 (2000) 793–798.
- [17] B. Laignel, Les altérites à silex de l’Ouest du bassin de Paris. Caractérisation lithologique, genèse et utilisation potentielle comme

granulats, thèse, université de Rouen, BRGM, Orléans, 264, 1997, 219 p.

[18] B. Laignel, F. Quesnel, M.N. Lecoustumer, R. Meyer, Variabilité du cortège argileux des formations résiduelles à silex de l'Ouest du bassin de Paris, C. R. Acad. Sci. Paris, série II 326 (1998) 467–472.

[19] B. Laignel, F. Quesnel, R. Meyer, C. Bourdillon, Reconstruction of the Upper Cretaceous Chalk removed by dissolution during the Cenozoic in the western Paris basin, Int. J. Earth Sci. 88 (1999) 467–474.

[20] J. Lambert, A. Levret-Albaret, Mille ans de séismes en France, Catalogue d'épicentres, paramètres et références, BRGM, Ouest Editions, 1996, 70 p.

[21] P. Le Bret, La bordure nord de la province normande, évolution quaternaire, sédimentation loessique et tectonique récente, thèse, université de Rouen, 1984, 195 p.

[22] B. Mandelbrot, The fractal geometry of nature, Freeman, New York, 1983, 468 p.

[23] B. Mandelbrot, Les objets fractals, Flammarion, Paris, 1995, 212 p.

[24] P. Matte, La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère, Bull. Soc. géol. France II (1) (1986) 9–24.

[25] C. Mégnien, F. Mégnien (Coord.) et al., Synthèse géologique du bassin de Paris, Mém. BRGM, 3 vols, n° 101–103, Orléans, 1980, 1400 p.

[26] E. Piffard, Fracturation, stratigraphie et lithologie de la craie en Haute-Normandie : caractérisation et rôle sur l'instabilité du littoral crayeux, mémoire de DEA, université Paris-11 et Lille-1, 1999, 91 p.

[27] F. Quesnel, C. Bourdillon, B. Laignel, Maastrichtien supérieur au nord-ouest du bassin de Paris (France) ; témoins résiduels en Seine-Maritime, C. R. Acad. Sci. Paris, série II 322 (1996) 1071–1077.

[28] F. Quesnel, Cartographie numérique en géologie de surface – Application aux altérites à silex de l'Ouest du bassin de Paris, thèse, université de Rouen, BRGM, Orléans, 1997, 255 p.

[29] F. Quesnel, B. Laignel, C. Bourdillon, R. Meyer, Les altérites à silex de Seine-Maritime (France) : typologie, chronologie et géodynamique, Bull. Inf. Geol. Bass. Paris 37 (1) (2000) 17–30.

[30] J. Ragot, La sédimentation crétacée aux abords de l'accident Fécamp–Lillebonne–Villequier (Seine-Maritime, France). Biostratigraphie et contrôle structural, thèse, université de Rouen, 1988, 141 p.

[31] R. Rigon, A. Rinaldo, I. Rodriguez-Iturbe, R. Bras, E. Ijjasz-Vasquez, Optimal channel networks: a framework for the study of river basin morphology, Water Resour. Res. 29 (6) (1993) 1635–1646.

[32] A. Rinaldo, I. Rodriguez-Iturbe, R. Rigon, R. Bras, E. Ijjasz-Vasquez, R.L. Bras, Self-organized fractal river networks, Phys. Rev. Lett. 70 (6) (1993) 822–825.

[33] A. Rinaldo, W.E. Dietrich, R. Rigon, G.K. Vogel, I. Rodriguez-Iturbe, Geomorphological signatures of varying climate, Letters of Nature 374 (1995) 632–634.

[34] J. Rodet, La craie et ses karsts, Rouen, CNEK, Centre de géomorphologie du CNRS de Caen, 1992, 560 p.

[35] I. Rodriguez-Iturbe, A. Rinaldo, Fractal River Basins. Chance and Self-organisation, Cambridge University Press, 1997, 547 p.

[36] B. Van Vliet-Lanoë, J.-L. Mansy, J.-P. Margerel, J.-P. Vidier, M. Everaerts, Le pas de Calais, un détroit cénozoïque à ouvertures multiples, C. R. Acad. Sci. Paris, série IIa 326 (1998) 729–736.

[37] B. Van Vliet-Lanoë, M. Laurent, M. Everaerts, J.-L. Mansy, G. Manby, Évolution néogène et Quaternaire de la somme, une flexuration tectonique active, C. R. Acad. Sci. Paris, série IIa 331 (2000) 151–158.

[38] A. Vigarié, Observations sur les caractères structuraux et morphologiques de la région de Rouen, Ann. Géogr. 2 (1954) 2–32.

[39] N. Wazi, Le Crétacé du Roumois (vallée de l'Oison) et le Tertiaire–Quaternaire des régions voisines de la basse vallée de la Seine. Stratigraphie et tectonique, thèse, université de Rouen, 1988, 534 p.

[40] R. Wyns, Géologie de la craie et de sa couverture cénozoïque en Haute-Normandie. Cadre géodynamique : les déformations de grande longueur d'onde, Bull. Inf. Geol. Bass. Paris 37 (1) (2000) 7–9.