

INTERACTIVITÉ ENTRE TECTONIQUE MESO-CENOZOÏQUE ET DYNAMIQUE KARSTIQUE AU SEIN DES CALCAIRES DEVONIENS DE LA REGION DE HAN-SUR-LESSE (ARDENNES, BELGIQUE).

Cécile HAVRON¹, Sara VANDYCKE^{1,2} & Yves QUINIF^{1,3}

(10 figures, 2 tables and 1plate)

1. Service de Géologie Fondamentale et Appliquée, Faculté Polytechnique de Mons, rue de Houdain, 9, B-7000 Mons, Belgique. E-mail: sara.vandycke@fpms.ac.be

2. Research Associate, FNRS (Fonds National de la Recherche Scientifique)

3. CERAK (Centre d'études et de Recherches Appliquées au Karst)

ABSTRACT. Interaction between Middle-Cenozoic tectonic and karst dynamic in the Devonian limestones in the Han-sur-Lesse region (Ardennes, Belgium). The brittle structures of four limestone massifs around Han-sur-Lesse (Ardennes, Belgium) are studied with the aim of understanding relationships between tectonic and karstologic histories. The analysis of faults by "Direct Inversion Method" (Angelier, 1990, 1994) shows four paleostress tensors that have been activated uniformly on Han-sur-Lesse area. They are interpreted as Hercynian tectonic settings: N-S compression, NE-SW compression, NE-SW strike-slip and N-S extension. The study of joints finds the existence of numerous, vertical, equidistant N140°E-N150°E joints in Han-sur-Lesse region; they cross indistinctly all Hercynian structures. These NW-SE joints express that extensive Meso-cenozoic tectonics has well affected the Hercynian Palaeozoic formations of Belgium. Meanwhile, it is singular to notify too that these particular joints are only present in two of the four studied massifs, only in karstified massifs of Han-sur-Lesse and Wellin. An undetermined site effect had to probably act. Meso-cenozoic tectonics would have initiated the development of karstic systems of Han-sur-Lesse and Wellin. The study of karstified joints indicates that karstic systems in Han-sur-Lesse are structured on two privileged directions: the particular N140°E-N150°E family of joints and N50°E-N70°E family of joints. The karstification of N50°E-N70°E joints would be an indirect record of the action of an older NW-SE extension, cretaceous probably. It forces too to formulate a new hypothesis for the formation of karstic systems of Han-sur-Lesse region, related to an emptying of older alteration. Karstic system in Han-sur-Lesse region would be older than expected; they would be formed in two stages at least: one Meso-cenozoic and another purely Cenozoic.

KEYWORDS: Brittle tectonics, Stress Analysis, Karstology, Han-sur-Lesse Caves, Meso-Cenozoic, Givetian limestones.

RÉSUMÉ. Cet article regroupe les résultats d'une étude microtectonique réalisée dans la région de Han-sur-Lesse, une des régions karstiques les plus développées de Belgique, en vue d'y analyser les liens entre la karstogenèse et l'histoire tectonique. L'étude précise tout d'abord l'histoire tectonique de quatre « Massifs » de cette région, leurs similitudes et leurs différences. Comme cela est déjà souligné par d'autres auteurs, cette histoire se révèle être avant tout paléozoïque et hercynienne. Toutefois, l'enregistrement d'une activité méso-cénozoïque est également mis en évidence. Un ensemble de joints NW-SE recoupe indifféremment les structures hercyniennes et indique ainsi une origine tectonique différente. Dans le NW européen, cette direction de joints est reconnue comme un marqueur de l'extension méso-cénozoïque à actuelle. Ensuite, un lien est établi entre la karstogenèse des sites et l'activité tectonique méso-cénozoïque. En effet, la fracturation en extension méso-cénozoïque ne s'est pas produite de manière uniforme ; les joints NW-SE marqueurs de cette activité récente ne sont relevés en nombres significatifs que dans les deux massifs karstifiés de l'étude, alors que les deux massifs non karstifiés en sont quasiment dépourvus. Un effet de site, encore indéterminé, a probablement joué. Enfin, une karstification notable de joints NE-SW est mise en évidence. Elle est interprétée comme un enregistrement indirect d'une activité tectonique antérieure, probablement crétacée, liée à une altération karstique particulière in situ. Aussi, cette étude suggère une mise en place ancienne du karst dans la région de Han-sur-Lesse, en deux étapes au moins : préfiguré au Crétacé et activé durant le Cénozoïque.

MOTS-CLÉS: Tectonique cassante, Paléocontraintes, Karstologie, Grottes de Han-sur-Lesse, Méso-Cénozoïque, Calcaires givétiens.

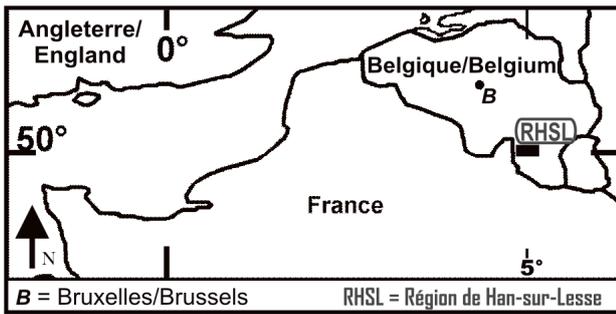


Figure 1. Localisation de la région de Han-sur-Lesse. Location of Region of Han-sur-Lesse (RHSL). B = Brussels.

1. Introduction

La région de Han-sur-Lesse en Ardenne belge est connue pour être une région karstique de tout premier ordre. En effet, les Grottes de Han forment un des plus longs réseaux karstiques connus de Haute Belgique. Les paysages y sont contrastés, alternant vallées et collines, pentes douces et à-pic rocheux. Depuis longtemps, cette région est le siège de nombreuses recherches. Les sujets traités sont très variés, allant de la karstologie/spéléologie (de Saumery, 1743 ; Van den Broek *et al.*, 1910 ; Quinif, 1999) à la géologie (Sorotchinsky, 1939 ; Bastin, 1984 ; Delvaux, 1985) en passant par la biologie (Couteau, 1956 ; Fairon *et al.*, 1982), l'archéologie (de Pierpont, 1936 ; Marien, 1984) et la paléoclimatologie (Bastin *et al.*, 1989).

De nombreuses études karstologiques montrent une relation étroite entre les structures tectoniques et la géométrie des karsts (Renault, 1970 ; Kirali & Simeoni, 1971 ; Puyoo, 1976 ; Ford & Williams, 1989). L'origine tectonique des fractures karstifiées est épisodiquement discutée (Guerin, 1973 ; Droque *et al.*, 1988) mais ce lien est encore souvent considéré trop statiquement. Dans le Carbonifère de la région de Soignies, une relation dynamique entre phases tectoniques en extension et phases de karstification d'un massif est démontrée, par une étude combinée microtectonique et karstogénétique (Quinif *et al.*, 1997). D'autres études dans des réseaux karstiques remarquables, notamment le site de la Grotte de Hotton, suggèrent également des relations intimes entre la structuration du karst et la tectonique (Delaby *et al.*, 2002).

Ces études modifient la vision classique du karst et de sa mise en place (Ford & Williams, 1989). Elles introduisent notamment un facteur temporel plus conséquent, des périodes beaucoup plus longues que celles supposées jusqu'alors. Il en découle que l'initiation de la formation du système karstique peut être lointaine et que son évolution ensuite est liée à toute l'histoire géologique et tectonique du massif.

L'objectif principal de l'étude présentée est de préciser l'évolution de la karstogénèse de la région de Han-sur-Lesse à travers son histoire tectonique. L'histoire tectonique de la région y est donc revue, essentiellement à partir d'une analyse des microstructures, dont la dimension est corrélable à la taille des objets karstiques étudiés. Cette

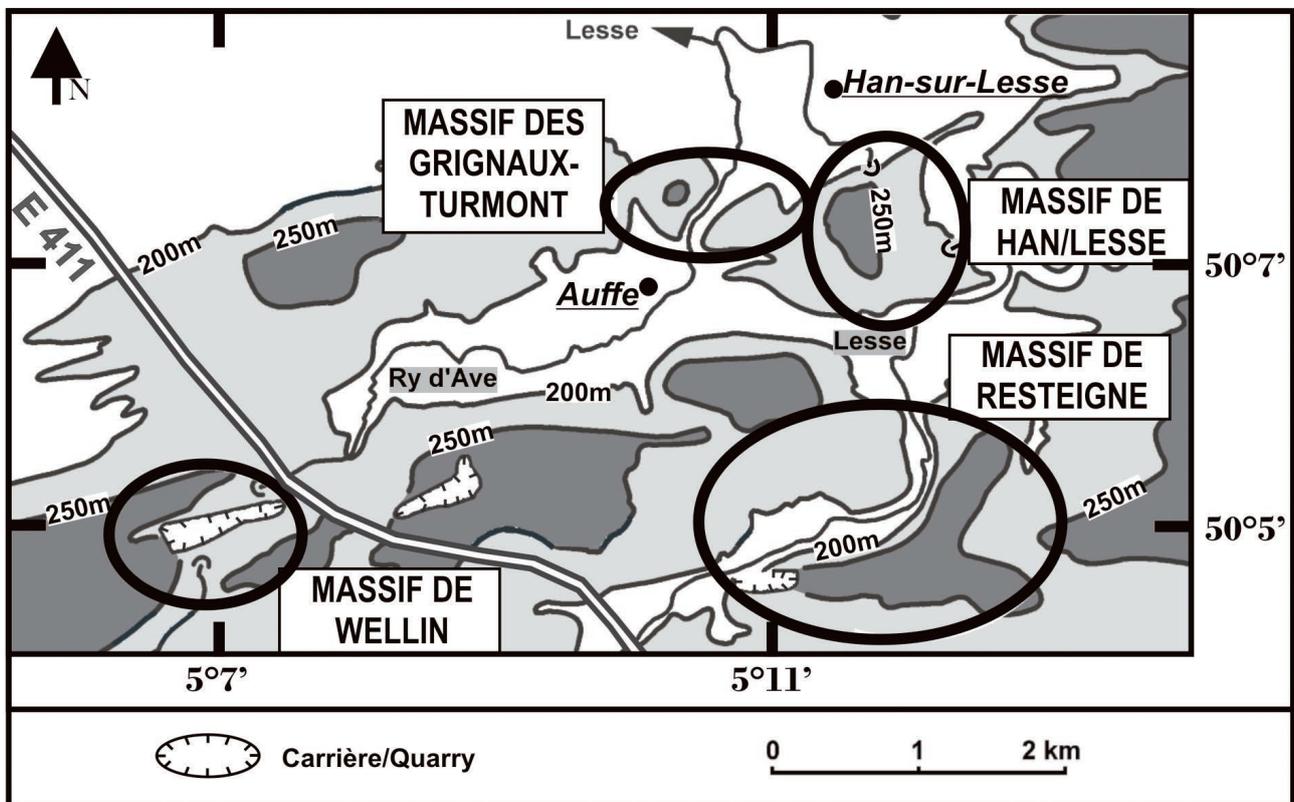


Figure 2. Localisation des massifs étudiés. Les courbes fermées délimitant les reliefs de plus de 250 m se calquent sur les collines calcaires. Les vallées sont creusées dans les formations schisteuses. Le Ry d'Ave et la Lesse traversent les massifs. Localisation of studied massifs: karstified massifs of Han-sur-Lesse and Wellin and unkarstified massifs of Grignaux-Turmont and Resteigne. Hills constituted by limestone are well defined by 250 m levels curves. The regional rivers – "Ry d'Ave" and "Lesse" – are epigenetic.

étude vient compléter les études structurales menées précédemment dans la région. Les jalons essentiels de son histoire tectonique et leur intégration à l'évolution du NW européen (Delvaux, 1985, 1990, 1997, 1998 ; Vandycke, 2002) seront redéfinis ici plus particulièrement en précisant la temporalité des événements et leurs interactions avec le développement du karst de la région.

2. Contexte géographique et géomorphologique

Les sites étudiés sont au nombre de quatre : le « Massif de Han-sur-Lesse », le « Massif des Grignaux-Turmont », le « Massif de Resteigne » et le « Massif de Wellin ». Ils se situent tous dans la région de Han-sur-Lesse en Ardenne belge (Fig. 1).

Le paysage de la région est composé de collines dont les sommets culminent entre 250 m et 280 m d'altitude et de vallées établies à 200 m d'altitude ou moins (Fig. 2). Ces deux éléments de relief soulignent des lithologies différentes (Forir, 1897, 1900). Les collines sont principalement des affleurements de calcaires et les vastes dépressions sont creusées dans les pélites. Deux rivières épigénétiques (la Lesse et le Ry d'Ave) traversent ce paysage du Sud au Nord.

Les massifs étudiés correspondent à quatre de ces collines qui se détachent du paysage environnant. La colline du Bois de Boine borde le village de Han-sur-Lesse et constitue le Massif de Han-sur-Lesse. Le Massif des Grignaux-Turmont se situe près du village de Auffe. Il est formé des deux collines boisées Les Grignaux et Le Turmont. La colline qui se situe entre les villages de Belvaux et de Resteigne est dénommée Massif de Resteigne. Son étude s'est essentiellement concentrée dans l'ancienne Carrière de Resteigne, face au Château de Resteigne. Sur divers paliers, ses parois offrent des affleurements non altérés, encore indemnes des destructions de la gélifraction et dépourvus de végétation.

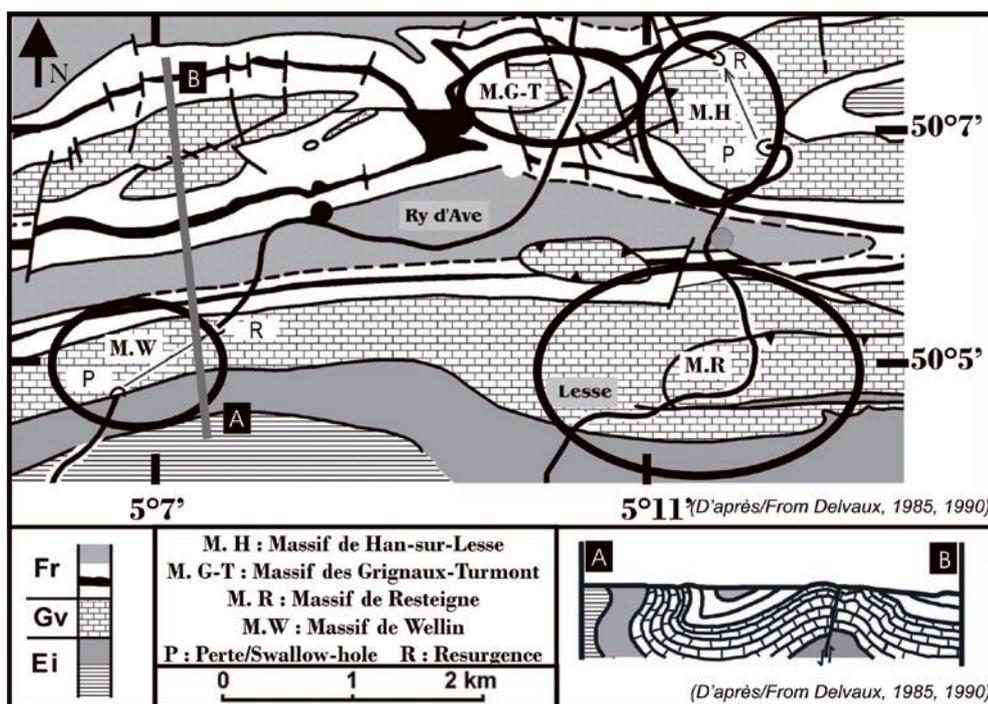
Un nombre important de microstructures marquant le massif rocheux ont ainsi été observées. Le Massif de Wellin désigne la colline allongée ENE-WSW du Bois d'Oro, située à 1 km au Nord du village de Wellin. La Carrière du Fond des Vaux offre un vaste regard sur le coeur du massif.

Un trait important de la région de Han-sur-Lesse est sa karstification. Les Grottes de Han sont un exemple remarquable par les dimensions des formes karstiques qui y sont répertoriées. Cependant il est important de noter que cette karstification n'affecte pas toute la région de manière uniforme. Ce fait est à la base du choix des quatre sites comme terrain d'étude. Il apparaît en effet que les massifs « dits karstifiés » de Han-sur-Lesse et de Wellin sont creusés d'un réseau karstique perte-résurgence bien développé (les Grottes de Han et le système de l'Abîme de Wellin) tandis que les massifs « non karstifiés » des Grignaux-Turmont et de Resteigne n'en comportent pas (Gevaerts, 1970 ; C.W.E.P.S.S, 2005).

3. Contexte géologique

La région de Han-sur-Lesse, située dans la partie méridionale du Synclinorium de Dinant, appartient au socle primaire de l'Ardenne. Les formations constituant le socle regroupent les calcaires et pélites de l'Eifélien, du Givétien et du Frasnien (Fig. 3) (Delvaux, 1985, 1990 ; Forir, 1897, 1900). Les formations secondaires et tertiaires ne sont représentées que par des lambeaux de formations transgressives piégées dans des dépressions cryptokarstiques (Dupuis, 1992, 1995). Le Quaternaire y est surtout une période d'érosion : l'érosion différentielle en climats froids a sculpté le paysage de collines calcaires et de vallées pélitiques, et l'érosion karstique a formé dans certaines collines les réseaux actuels de type recoupement souterrain de méandre (Quinif & Vandycke, 2001).

A l'échelle des affleurements étudiés, les socles



rocheux des massifs sont tous constitués des mêmes formations géologiques eiféliennes et givétiennes (Fig. 3) (Bultynck *et al.*, 1991 ; Coen, 2002 ; Coen-Aubert *et al.*, 1986, 1991 ; Delvaux, 1985 ; Dejonghe, 2002).

L'alternance des calcaires argileux et noduleux à *Calceola Sandalina* de la formation d'Hanonet du sommet de l'Eifélien est rencontrée lors de l'étude microtectonique dans les parties sud des massifs de Resteigne et de Wellin. Dans le Massif de Wellin uniquement, la formation d'Hanonet est précédée stratigraphiquement, et localement remplacée, par la Formation X alternant calcaires crinoïdiques et construits (Coen-Aubert *et al.*, 1991). Dans les parties nord de ces massifs et dans les massifs de Han-sur-Lesse et des Grignaux-Turmont, les roches à l'affleurement sont datées du Givétien. Ses deux premières formations sont observées dans tous les massifs sauf celui des Grignaux-Turmont. Il s'agit des calcaires à stromatopores et à *Stringocephalus Burtini* de la formation de Trois-Fontaines et des calcaires argileux de la formation

de Terres d'Hours. L'alternance des calcaires crinoïdiques et des calcaires à stromatopores de la formation de Mont d'Hours est étudiée partout sauf dans le Massif de Wellin. Enfin, les calcaires de la formation de Fromelennes, dont la base est marquée par un niveau schisteux, sont observés dans les massifs de Han-sur-Lesse et des Grignaux-Turmont (Fig. 4).

4. Cadre structural et tectonique

L'étude de géologie structurale de D. Delvaux (1985, 1990) décrit principalement les structures hectométriques et kilométriques entre Ponderôme et Rochefort. Ce terrain est principalement marqué par une série de grands plis est-ouest globalement cylindriques. Les flancs des plis sont souvent affectés de failles est-ouest inverses et normales. L'auteur montre également que d'autres structures tectoniques sont développées transversalement aux structures longitudinales. Dans le Massif de Han-sur-Lesse, l'anticlinal de Wavreille est ainsi perturbé : un chevauchement de la partie est de la structure sur la partie ouest est repéré par un pli-faille NNW-SSE de dimension considérable (Sorotchinsky, 1939). Parallèlement, la présence d'une vaste zone de décrochement dextre globalement de direction ENE-WSW est établie notamment par un ensemble de failles dextres transversales aux couches.

Il faut noter également que la région de Han-sur-Lesse est proche d'une zone de virgation des couches paléozoïques. Celle-ci est bien marquée sur la carte géologique par le changement de direction de la bande des calcaires dévoniens : globalement est-ouest à l'Ouest de Han-sur-Lesse (c'est-à-dire dans les massifs étudiés), les couches prennent une direction NE-SW plus à l'Est (Delvaux, 1985 ; Forir, 1897, 1900 ; Laquement, 2001). De la synthèse des éléments structuraux, D. Delvaux (1985, 1990, 1997, 1998) déduit une évolution tectonique de la région. Il la divise en deux phases principales. Une compression nord-sud, phase majeure de la tectonique hercynienne, marque la première phase. Elle provoque le plissement longitudinal des couches. Ensuite, le champ de contraintes évoluant, les failles inverses puis les failles normales sont initiées. Les barres calcaires méso-dévonniennes sont alors encore relativement rectilignes dans la direction est-ouest. D'après D. Delvaux (1990, 1997, 1998), la seconde phase est une compression horizontale est-ouest tardive voire post-hercynienne. L'importance, l'étendue et l'âge de cette phase ne sont pas précisés. Elle détermine les structures transversales dont la zone en décrochement dextre.

F. Laquement (2001), dans son étude structurale menée en Ardenne française et belge, fait également le point sur son histoire tectonique. Cet auteur explique les structures longitudinales et transversales en une seule phase, qu'il place à l'Hercynien. Il démontre la totale compatibilité des zones décrochantes dextres dans la compression nord-sud d'ensemble de la tectogenèse hercynienne et il ne réfute pas l'idée que localement des compressions est-ouest peuvent avoir été induites. Sa thèse est que le parautochtone brabançon, situé au Nord de la région, constituait un obstacle résiduel sur lequel sont venues buter les unités chevauchantes venant du Sud

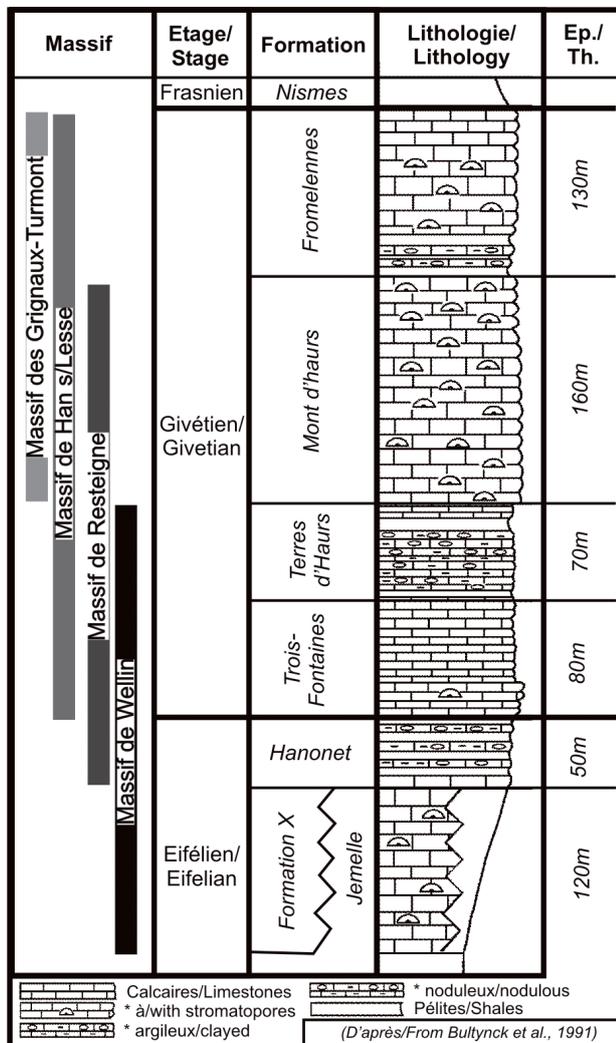


Figure 4. Colonne lithostratigraphique des formations des différents massifs étudiés (d'après Bultynck *et al.*, 1991 modifié). Lithostratigraphy of studied massifs (following Bultynck *et al.*, 1991 modified). The Eifelian is represented by shales Jemelle Formation and limestone X and Hanonet Formations. The Givetian is represented by four limestone formations: Trois-Fontaines, Terres d'Hours, de Mont d'Hours and Fromelennes.

lors de l'orogénèse hercynienne. La nappe de charriage a alors subi d'inévitables accommodements géométriques locaux résultants de sa collision contre cet obstacle ponctuel. Le plus important dans la région est la virgation de la chaîne hercynienne. Les zones décrochantes correspondent à des zones-relais accommodant localement les déformations entre les domaines où la cinématique est nord-sud.

Il ressort de ces deux études tectoniques que les structures du bâti rocheux de la région de Han-sur-Lesse, en Ardenne, sont essentiellement issues de la dynamique hercynienne (Fig. 5). Les traces d'une tectonique post-hercynienne et récente sont rares (Demoulin, 1989 ;

Demoulin, 1998). Un ensemble de failles normales (ENE-WSW/40-45°NW), un peu plus au Nord, dans les Grottes de Rochefort est un exemple de tectonique active actuelle (Vandycke & Quinif, 2001). D'autres indices existent mais sont indirects. Quinif *et al.* (1997) montrent que les grottes ne peuvent se développer qu'en période de tectonique active. Selon cette thèse, la présence de grottes dans la région doit être interprétée comme un signe de l'action tectonique dans la région durant le Cénozoïque. De même, Delaby *et al.* (2001, 2002) lient les bris et les directions de chute des spéléothèmes dans la Grotte de Hotton, au Nord-Est, à l'action de séismes quaternaires.

Par ailleurs, cette partie du NW européen est, au cours

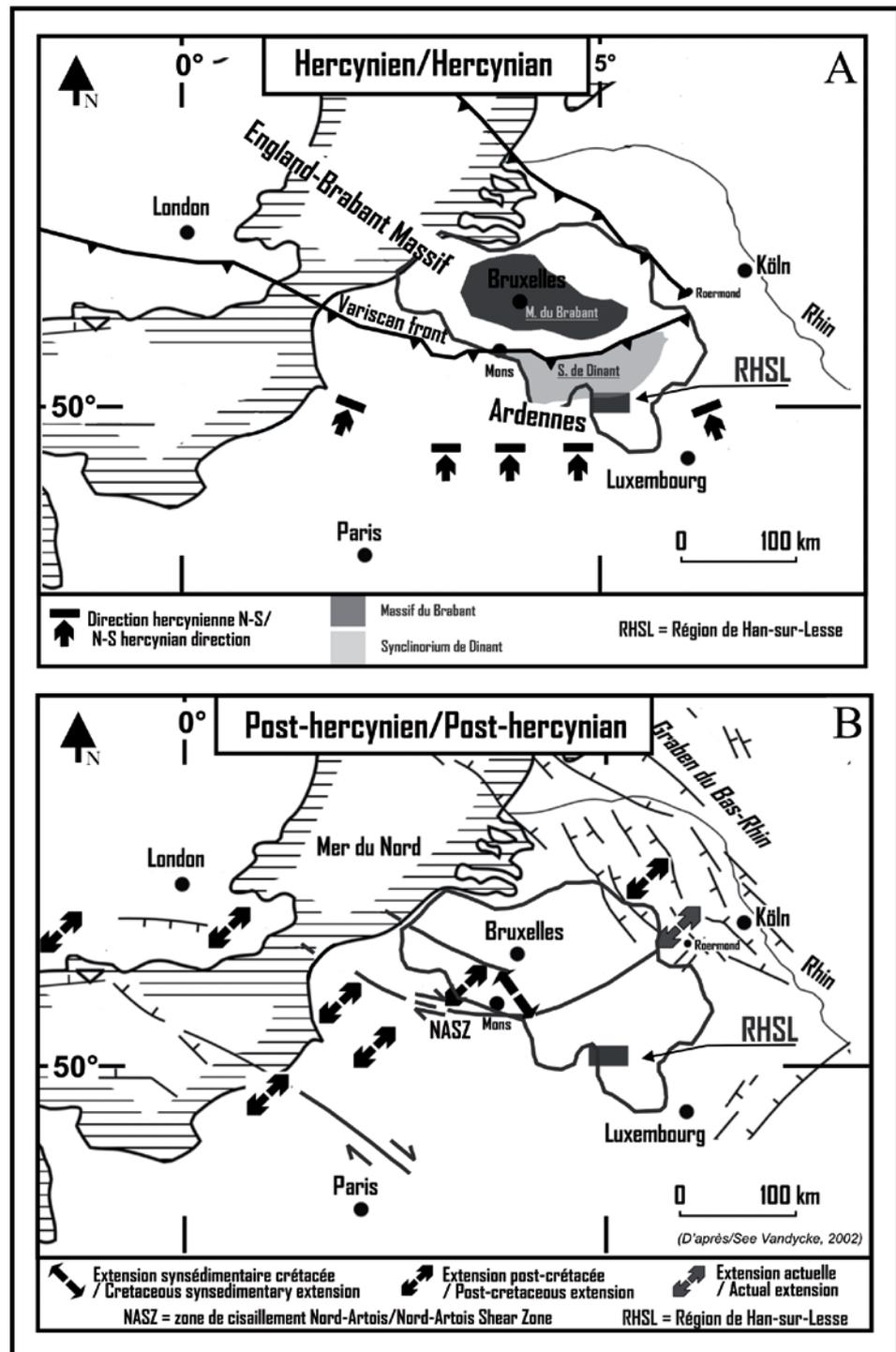


Figure 5. Cadre structural du NW européen (d'après Vandycke, 2002 modifié). A. Contexte hercynien (Delvaux 1989 ; 1990 ; Laquement, 2003). B. Contexte post-hercynien établi dans les régions voisines (Quinif *et al.*, 1997 ; Vandycke, 2002). *Structural canevass of NW Europe (modified from Vandycke, 2002).* A. Hercynian context (Delvaux 1985 ; 1990 ; Laquement, 2003). B. Post-hercynian context in proximal regions (Quinif *et al.*, 1997 ; Vandycke, 2002).

du Méso-Cénozoïque, le siège d'un champ de contraintes globalement extensif, interrompu par des phases d'inversion reconnues notamment à la fin du Crétacé et au cours du Tertiaire (Fig 5 ; Vandycyke, 2002). Cette dynamique s'exprime dans les régions avoisinantes du massif ardennais par une tectonique cassante très active. Dans ce contexte, la tectonique en extension NE-SW marquée par des structures de direction NW-SE observables à diverses échelles, y est reconnue quasiment partout (Bevan & Hancock, 1986 ; Colbeaux, 1977) et est reliée à la dynamique du Graben du Rhin inférieur. Cette dynamique est connue dans les périodes récentes (Camelbeeck & Meghraoui, 1996) et perdure jusqu'à aujourd'hui à travers l'activité sismique (Camelbeeck & van Eyck, 1994).

5. Etude microtectonique

Les microstructures tectoniques et stratigraphiques (décimétriques à décamétriques) des quatre massifs situés en Ardenne belge ont été mesurées. Il s'agit des failles, des fentes de tension et des joints.

5.1. Quantification

Les failles sont des cassures planes avec déplacement relatif des parties séparées. Elles ont besoin d'un certain confinement pour être créées (Pl. 1). Avec un nombre suffisant de mesures, elles permettent de calculer l'état de contrainte qui a initié leur mouvement. Sur le terrain, deux populations de failles se présentent ; elles diffèrent du point de vue des informations qu'elles peuvent fournir pour l'analyse microtectonique. D'une part, les failles « néoformées » ont été créées et activées par un état de contrainte. D'autre part, les failles « héritées », qui étaient des discontinuités préexistantes, ont été (ré)activées par l'état de contrainte considéré (Angelier, 1994). 250 structures individuelles ont ainsi été mesurées (Tab. 1). Le sens de déplacement des failles a été déterminé (inverse, décrochante ou normale) ainsi que leur géométrie (direction, pendage et pitch des stries).

Les fentes de tension sont des fissures centimétriques à métriques, larges de quelques millimètres à quelques centimètres. Le plus souvent les fentes de tension sont remplies de minéraux cristallisés. Dans le cas des massifs calcaires étudiés, il s'agit principalement de calcite (Pl.

1). Elles donnent des indices sur les directions privilégiées de compression et d'extension agissant lors de leur création. 181 structures individuelles ont été mesurées (direction et pendage) (Tab. 1).

Les joints sont toutes les cassures planes de la roche sans déplacement relatif des parties séparées (Pl. 1). Leur interprétation est délicate car ils sont loin d'être tous dus à un état de contrainte identifiable (e.g. Bouroz, 1990). Trois types de joints sont définis. Les joints de stratification sont issus directement du dépôt des sédiments, et par conséquent, ne proviennent pas d'un état de contrainte d'origine tectonique. Ils ont fait l'objet de 117 mesures spécifiques. De même, les « diaclases » ont une origine précoce, apparaissant probablement dès la diagenèse ; elles sont toujours perpendiculaires aux joints de stratification. Enfin, les « joints », sans plus de spécification, qualifient l'ensemble des autres joints mesurés. Seuls ces derniers sont liés à un état de contrainte. 232 structures individuelles ont été mesurées lors de cette étude microtectonique (direction et pendage) principalement dans les massifs des Grignaux-Turmont, de Resteigne et de Wellin. Les joints du Massif de Han-sur-Lesse avaient fait l'objet d'une campagne de mesures particulière au printemps 1996 (Minon, 1996). Ces résultats (766 mesures) ont été joints à l'étude des quatre massifs du printemps 2003 (Tab. 1).

La question d'une éventuelle différenciation des structures tectoniques cassantes selon les formations géologiques a été examinée. Aucune différence n'a été trouvée. Globalement, toutes les structures ont été retrouvées dans toutes les formations primaires du terrain d'étude.

5.2. Les failles

Les failles mesurées sont classées en sept groupes homogènes en type et en direction (Fig. 6). Leur classement (du Groupe 1 au Groupe 7) est basé sur la chronologie des événements déduite de l'évolution géodynamique de la région (voir section 6.). Le Groupe 1 est constitué de failles inverses de direction E-W, mesurées sur les plans de stratification (failles héritées) ; le Groupe 2 est constitué de failles à stries obliques, de direction N-S néoformées ; le Groupe 3 est constitué de failles inverses néoformées de direction NE-SW ; le Groupe 4 est constitué de failles inverses néoformées de direction NW-SE, rarement

Massifs	Microstructures	Failles/Faults	Fentes d/tension /Tension gashes	Joints	Joints de strati. /Bedding planes
Massif de Han-sur-Lesse		43	81	25 + 766	26
Massif des Grignaux-Turmont		6	1	91	37
Massif de Resteigne (Carrière/Quarry)		96	33	70	29
Massif de Wellin (Carrière/Quarry)		105	66	62	25
Total		250	181	232 + 766	117

Tableau/Table 1. Nombre de structures tectoniques cassantes mesurées dans chaque massif. *Number of brittle tectonic structures measured in each massif.*

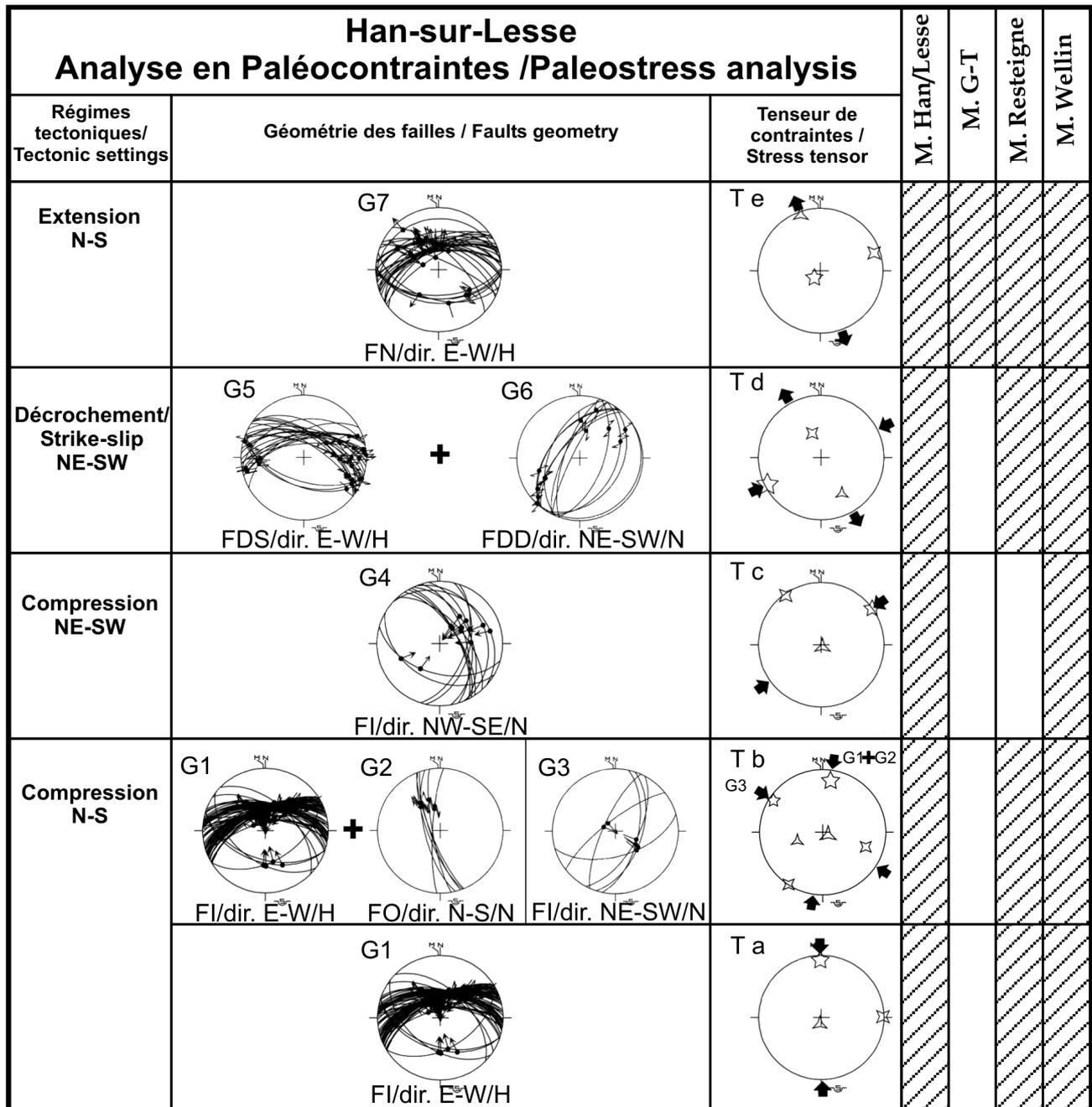


Figure 6. Géométrie des failles mesurées et tenseurs des contraintes. Les tenseurs sont calculés à partir du(des) groupe(s) de failles qui lui fait(font) face. FI = faille inverse, FO = faille oblique, FDS = faille décrochante senestre, FDD = faille décrochante dextre, FN = faille normale. Leur caractère hérité, sur les joints de stratification, (H) ou néoformé (N) est aussi mentionné. N = le nombre failles utilisées lors de la détermination du tenseur. *Geometry of measured faults and calculated stress tensors. The measured faults have been divided into seven groups of homogeneous faults. Stress tensors have been calculated with all the faults in front. FI = reverse fault, FO = oblique fault, FDS = senestral strike-slip fault, FDD = dextral strike-slip fault, FN = normal fault, H = herited, N = neoformed. Four tectonic settings have been observed: N-S compression (anterior at all the others), NE-SW compression, strike-slip event with compression NE-SW and N-S extension. N=number of fault used in the calculus of the tensor.*

planes ; le Groupe 5 est constitué de failles décrochantes senestres de direction E-W, mesurées le plus souvent sur les plans de stratification (failles héritées) ; le Groupe 6 est constitué de failles décrochantes dextres, mesurées principalement sur des plans de stratification redressés du Massif de Han-sur-Lesse (failles héritées) ; le Groupe 7 est constitué de failles normales de direction E-W, mesurées exclusivement sur les bancs de stratification (failles héritées).

L'analyse en terme de tenseur des contraintes, à partir des groupes de failles homogènes repérés est effectuée par la « Méthode d'Inversion Directe » (Angelier, 1990, 1994). Celle-ci permet de reconstituer l'état de contrainte qui les a générés. Le tenseur réduit des contraintes est défini par les directions des contraintes principales (σ_1 , σ_2 , σ_3), un rapport de leurs intensités ($\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$) et d'autres paramètres liés aux contraintes mécaniques du système (Angelier, 1994).

N° stress tensor	N	σ_1	σ_2	σ_3	Φ	α	RUP(%)	T.setting	COH(%)
T a	82	359°/09°	089°/09°	192°/81°	0,4	16°	29	C N-S	96
T b (G1 + G2)	89	009°/18°	109°/29°	251°/55°	0,3	16°	37	C N-S	100
T b (G3)	06	303°/08°	213°/01°	117°/82°	0,6	07°	31	C NW-SE	100
T c	12	054°/00°	324°/03°	151°/87°	0,5	08°	24	C NE-SW	100
T d	43	243°/05°	150°/34°	340°/46°	0,1	25°	54	X NE-SW	77
T e	31	221°/78°	072°/10°	340°/06°	0,4	14°	28	E N-S	100

Tableau/Table 2. Tableau des tenseurs des contraintes calculés à partir des failles relevées dans l'Eifélien et le Givétien de la région de Han-sur-Lesse. N° stress tensor = identifiant du tenseur calculé (Fig. 6), N = nombre de failles utilisées pour la détermination du tenseur, σ_1 = direction et pendage de la contrainte principale majeure, σ_2 = direction et pendage de la contrainte principale intermédiaire, σ_3 = direction et pendage de la contrainte principale mineure, ϕ = ratio $(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, α = angle moyen entre la strie mesurée et la strie calculée, RUP = ratio RUP (entre 0% et 200%) de la méthode INVDIR (Angelier 1990 ; 1994), T setting = régime tectonique (extension E, décrochement X, compression C), COH = ratio de cohérence entre mesures et calculs. *Recapitulative table of calculated stress tensors from measured faults in the Han-sur-Lesse Region (Eifelian and Givetian formations). N° stress tensor = identification of stress tensor, N = computation, sigma1 = trend and plunge of major principal stress axe, sigma2 = trend and plunge of medium principal stress axe, sigma3 = trend and plunge of minor principal stress axe, phi = ratio phi (sigma2-sigma3)/(sigma1-sigma3), alpha = the average angle between computed shear stress and observed slickenslide lineation, RUP = ratio RUP (between 0% and 200%) of the INVDIR method (Angelier 1990 ; 1994), T setting = tectonic regimes : compression (C), strike-slip (X), extension (E), COH = coherence ratio between measures and calculus.*

Quatre états de contrainte sont discriminés à partir des sept groupes de failles homogènes. Les quatre états de contrainte sont repérés dans les quatre massifs étudiés c'est-à-dire sur l'ensemble de la région de Han-sur-Lesse (Fig. 6 ; Tab. 2). Une chronologie relative est établie à partir d'arguments qualitatifs tels que la datation stratigraphique des failles, les recouvrements de plusieurs générations de stries sur un même miroir ainsi que les différences de minéralisation ou de broyage au sein des failles (Angelier, 1990).

L'état de contrainte le mieux enregistré est une compression N-S (Fig. 6 - Tenseurs a et b). Des critères de chronologie (notamment des superpositions de stries et une calcification des miroirs) indiquent que cet état de contrainte est antérieur à tous les autres états de contrainte enregistrés dans les quatre massifs. Son tenseur est calculé à partir de l'important groupe de failles inverses héritées (Groupe 1), auquel on peut éventuellement adjoindre deux autres groupes de failles néoformées (Groupe 2 et Groupe 3), compatibles.

Le deuxième état de contrainte est une compression NE-SW (Fig. 6 - Tenseur c). Il a été calculé à partir du groupe de failles inverses néoformées NW-SE (Groupe 4). Le troisième état de contrainte est une phase décrochante en compression NE-SW (Fig. 6 - Tenseur d). L'important ensemble de failles décrochantes senestres héritées (Groupe 5), associées éventuellement aux failles décrochantes dextres héritées (Groupe 6), permet de l'isoler. Le quatrième état de contrainte est une extension N-S (Fig. 6 - Tenseur e). Il est caractérisé essentiellement par des failles normales héritées (Groupe 7).

5.3. Les fentes de tension

Les fentes de tension ont une direction N-S privilégiée (Fig.

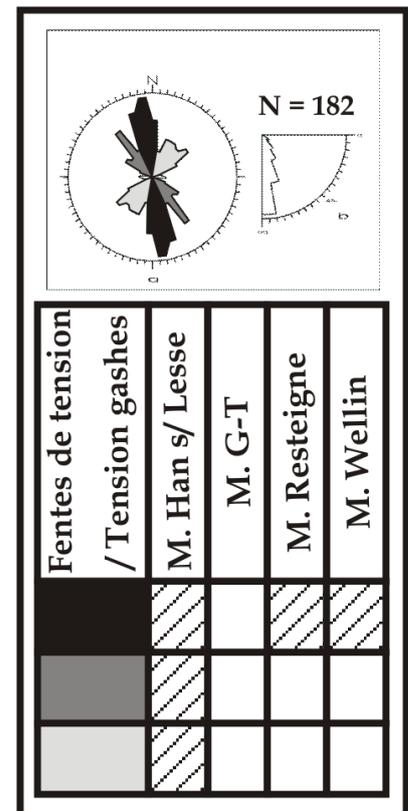


Figure 7. Géométrie des fentes de tension de la région de Han-sur-Lesse mesurées dans les formations eiféliennes et givéliennes ; a. direction azimutale, b. valeur du plongement. *Geometry of tension gashes in the Han-sur-Lesse region, measured in the Eifelian and Givetian formations ; a. strike, b. dip. Three groups of homogeneous tension gashes are measured. All groups are not observed in all massifs. The group of North-South tension gashes is present in every massif; the two other groups all only present in Han-sur-Lesse massif.*

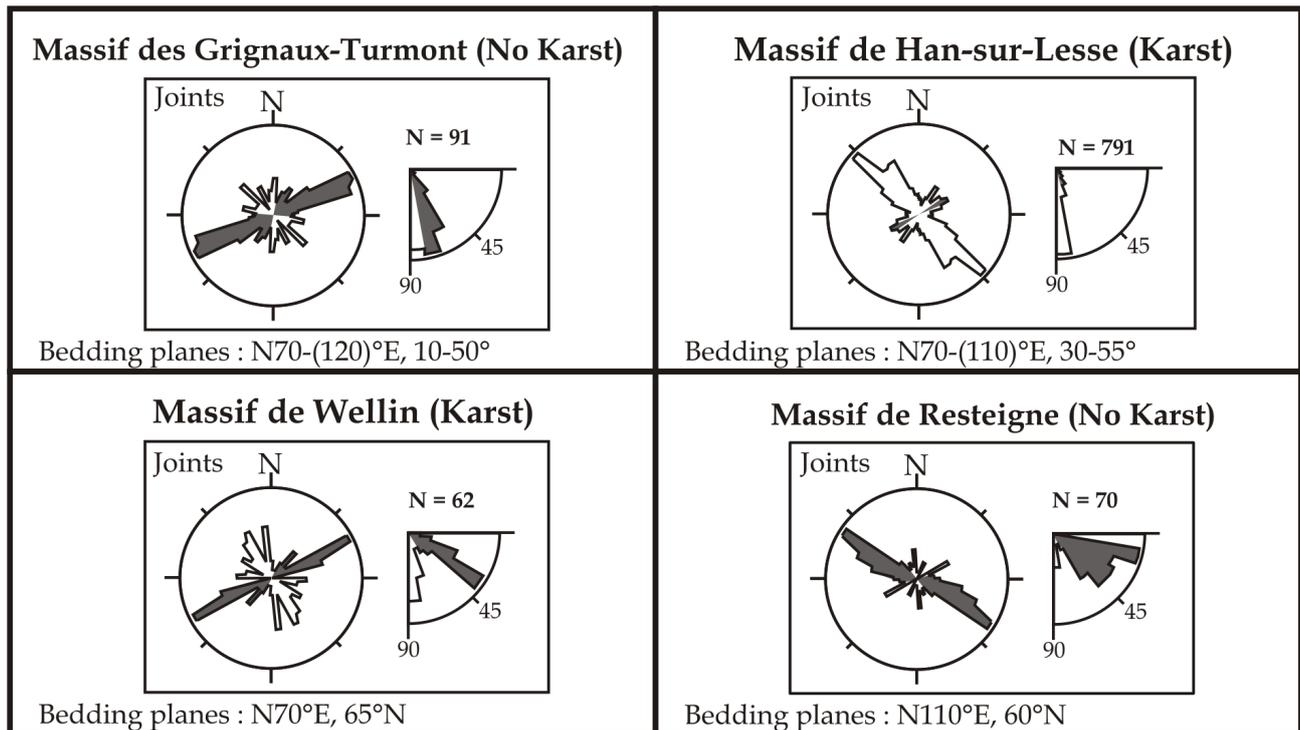


Figure 8. Géométrie des joints dans la région de Han-sur-Lesse. Les joints se répartissent en trois familles : la stratification, les diaclases perpendiculaires à la stratification (en grisé dans les rosaces) et les autres joints de direction diverses (en blanc dans les rosaces). *Geometry of joints measured in the Han-sur-Lesse region. Joints are fractures of rock without displacement of the two parts. Three families of joints are defined : bedding planes, diaclases (in grey in the figure) and joints (in white in the figure) Diaclases are observed in every massif ; one group of N140°E-N150°E joints are observed only in Han-sur-Lesse and Wellin massifs.*

7). Celle-ci est reconnue dans tous les massifs. On constate cependant que le Massif de Han-sur-Lesse se démarque par l'existence, en plus de la direction principale N-S, de deux directions mineures : NW-SE et NE-SW. Les fentes de tension sont très souvent verticales.

5.3. Les joints

Les joints sont les seules structures cassantes qui montrent une différence entre les quatre massifs étudiés. Les massifs des Grignaux-Turmont et de Resteigne sont distingués des massifs de Han-sur-Lesse et de Wellin (Fig. 8).

Les joints mesurés dans les massifs des Grignaux-Turmont et de Resteigne ne sont que des joints de stratification et des diaclases. Par contre, dans les massifs de Han-sur-Lesse et de Wellin, un troisième type de joints est repéré : des joints verticaux de direction N140°E-N150°E.

6. Evolution tectonique en termes de tenseurs des contraintes

Il ressort de l'étude en termes de tenseurs des contraintes que la région de Han-sur-Lesse montre une évolution tectonique homogène. Les phases tectoniques suivantes sont enregistrées sur l'ensemble des massifs : une compression N-S, une compression NE-SW, une phase décrochante en compression NE-SW et une extension N-S.

La compression N-S est activée avant les autres états

de contrainte. Elle est tout d'abord identifiée par des failles héritées sur les plans de stratification. Leurs stries sont manifestement générées par des glissements bancs sur bancs. Ces nécessaires réajustements entre les couches ont sans doute été imposés lors du plissement hercynien. Cet état de compression N-S est également caractérisé par d'autres failles, néoformées et conjuguées.

Les fentes de tension sont également principalement de direction N-S. Les directions mineures du Massif de Han-sur-Lesse peuvent être de légères variations locales dues à la forme anticlinale de ce massif. Rappelons aussi que ce massif a également été perturbé par un événement ultérieur qui a créé un pli-faille notable en son cœur (Sorotchinsky, 1939). Ces fentes de tension sont également reliées à la tectonique hercynienne ou tardi-hercynienne.

L'analyse microtectonique établit l'existence d'une compression NE-SW affectant la région de Han-sur-Lesse. Dans le Massif de Han-sur-Lesse, le pli-faille de Sorotchinsky (1939), de direction NNW-SSE, a sans doute été formé par cette compression NE-SW. La création du système de failles conjuguées tout comme celle du pli-faille a nécessité un confinement et une énergie d'activation importants. Cet état de compression NE-SW est lié à la dynamique hercynienne. Son existence semble pouvoir s'expliquer par une déviation de la direction en compression hercynienne N-S lors de la collision des couches chevauchantes avec l'obstacle ponctuel du Massif du Brabant (Laquement, 2001).

L'état de contrainte décrochant en compression NE-SW a singulièrement la même direction que la seconde

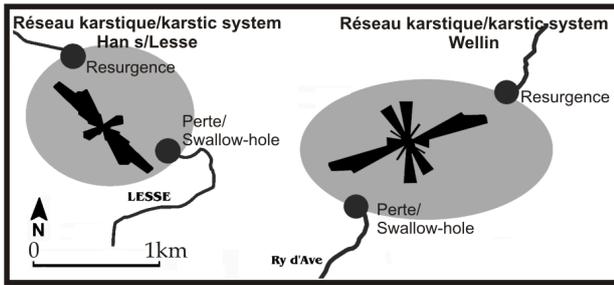


Figure 9. Géométrie des joints karstifiés c'est-à-dire au détriment desquels se sont formées les galeries dans les massifs karstifiés de Han-sur-Lesse et de Wellin. *Geometry of karstified joints i.e. joints from which galleries of caves have been formed in Han-sur-Lesse and Wellin massifs. Two directional groups of joints are karstified : group of N140°E-N150°E joints and group of N50°E-N70°E joints. This last group is formed by vertical joints in Han-sur-Lesse massif and by bedding planes and diaclases in Wellin massif.*

compression, liée aux failles inverses. Il est lui-aussi associé à la tectonique hercynienne comme l'a suggéré D. Delvaux (1985 ; 1990 ; 1998). Il pourrait résulter d'une évolution de la compression NE-SW. Des systèmes en décrochement semblables sont connus dans les régions avoisinantes (Colbeaux, 1984 ; Delaby et al, 2002 ; Lamarche *et al.*, 2002 ; Laquement, 2001 ; Quinif *et al.*, 1997) et sont également interprétés comme hercyniens.

L'extension N-S est établie à partir d'un ensemble important de failles normales héritées. Cette phase tectonique est considérée comme la dernière de la succession des états de contrainte établis. Elle a par ailleurs la même direction N-S que la phase majeure de la tectonique hercynienne. Cet état d'extension lui est donc associé ; elle est interprétée comme une relaxation tardihercynienne de la région. Cette interprétation est semblable à celle que fait D. Delvaux (1985, 1990) à propos des failles normales qu'il avait observées.

En conséquence, tous les tenseurs des contraintes calculés sont interprétés comme hercyniens ou tardihercyniens (Fig. 10, colonne de gauche) et ne s'intègrent

	TECTONIQUE ET STRUCTURES /TECTONICS AND STRUCTURES	mgh?	KARSTOGENESE ET GEOMETRIE DES RESEAUX / KARSTOGENESIS AND KARSTIC GEOMETRY
Cénozoïque/c	<p>Extension NE-SW</p> <p>Han/Lesse Wellin</p> <p>Restéigne Grignaux-Turmont</p>	Gradient hydraulique / YES	<p>Joints NW-SE exprimés/expressed : Karstification</p> <p>Joints NW-SE non exprimés/ unexpressed : Pas de karstification/No karstification</p>
Mésozoïque/c	<p>Extension NW-SE ?</p> <p>Etablie dans les régions voisines / Proved in neighbouring regions</p>	Pas de gradient hydraulique / NO	<p>Joints NE-SW : ouverture & altération / opening & alteration</p>
Paléozoïque/c	<p>Hercynien/Hercynian</p> <p>Compressions</p> <p>Décrochement/ Strike-slip</p> <p>Plis - Failles/ Folds - Faults</p> <p>Fentes de tension /Tension gashes</p>		<p>Pas de karstification/ No karstification</p>

Figure 10. Evolution tectonique et karstologique des massifs calcaires de la région de Han-sur-Lesse. *Tectonic and karstologic evolution of limestone massifs of Han-sur-Lesse region. Hercynian tectonics has not initiated karstic phenomena. During Mesozoic period, particular karstic alteration would have affected opened N50°E-N70°E joints ("fantômisation" phenomena) (Quinif, 1999b). Cenozoic NE-SW extension provokes definitively the massive "classic" karstification of Han-sur-Lesse and Wellin massifs. N140°E-N150°E joints engendered by this tectonics cut all the other structures independently.*

donc pas dans l'histoire tectonique plus récente connue pour le NW européen.

D'autres structures cassantes étudiées lors de l'analyse microtectonique des quatre massifs sont les joints. Les deux premiers types de joints sont les joints de stratification et les diaclases. Ils sont repérés dans l'ensemble des quatre massifs et leurs géométries sont cohérentes avec les directions hercyniennes. Cependant d'autres joints, de direction N140°E-N150°E, sont observés en grand nombre, uniquement dans les massifs de Han-sur-Lesse et Wellin. La géométrie de ces joints, verticaux, est totalement indépendante de la géométrie liée au système hercynien. Ils traversent indifféremment toutes les structures hercyniennes, ce qui implique une origine tectonique différente. Par contre, leur direction concorde avec des joints et failles reconnus dans le Nord-Ouest européen comme marqueurs des extensions méso-cénozoïques NE-SW (Bevan & Hancock, 1986 ; Vandycke & Bergerat, 1989 ; Vandycke, 2002). Ils seraient donc les témoins de l'action d'une extension méso-cénozoïque dans la région de Han-sur-Lesse (Fig. 10, colonne de gauche).

Ainsi, méthodologiquement, l'application de l'analyse microstructurale a mis en évidence une phase tectonique extensive post-hercynienne, dont il n'y avait pas d'indices géomorphologiques ou géostrucutaux, et non identifiée par les travaux antérieurs (Delvaux, 1985, 1990).

Par ailleurs, le relevé des microstructures indique que les quatre massifs n'ont pas réagi de la même manière aux extensions méso-cénozoïques NE-SW. La direction de joints N140°E-N150°E n'est clairement identifiable que dans deux des quatre massifs : les massifs de Han-sur-Lesse et de Wellin ; leur présence n'est pas évidente dans les massifs des Grignaux-Turmont et de Resteigne. Selon les données microstructurales, les massifs, bien que proches, ont réagi différemment aux contraintes tectoniques en extension : seuls les massifs de Han-sur-Lesse et de Wellin sont marqués par ces nouveaux joints.

Les raisons de la réaction différenciée des massifs à l'extension n'ont pas été analysées ; trois pistes de réflexions sont évoquées. La première suppose des propriétés mécaniques différentes à chacun des massifs. Cependant, des tests classiques de mécanique des roches et notamment la méthode du Rock Mass Ratings de Bieniawski (1984) ont été appliqués sur des échantillons et sur les massifs rocheux eux-mêmes ; ils n'ont pas apporté de preuves probantes d'une différence de cet ordre entre les massifs. Une deuxième thèse, plus dynamique, est que les massifs de Han-sur-Lesse et de Wellin étaient plus propices pour générer des joints en réaction à l'extension méso-cénozoïque NE-SW car ils n'étaient pas encore pourvus de discontinuités capables d'amortir une extension dans cette direction. De nouveaux joints se sont donc formés dans ces deux massifs pour y répondre. La troisième explication est une altération locale de l'état de contrainte régional lui-même. Il est en effet reconnu que des effets de site - comme des différences dans le contexte structural local - peuvent produire des modifications dans un état de contrainte régional, notamment des permutations dans les directions des contraintes σ_2 et σ_3 (Angelier & Bergerat, 1983).

7. Etude karstologique

7.1. Karstologie

Dans cet article, les auteurs privilégient une approche dynamique du karst. La karstification d'un massif rocheux se définit comme la création et la structuration spatiale et temporelle d'un ensemble de vides – jusqu'à être parfois pénétrables à l'homme – creusés en son sein au détriment des discontinuités grâce à une dissipation d'énergies (Quinif, 1998). Les énergies mises en cause sont l'énergie chimique (par la présence d'eau agressive), l'énergie potentielle (par la présence d'un gradient hydraulique) et l'énergie mécanique (par l'application de contraintes tectoniques) (Quinif, 1999b). Cette définition s'éloigne un peu de la définition classique, géomorphologique : « Type de relief affectant les pays calcaires, et principalement dû à la dissolution de leurs roches par les eaux météoritiques chargées de gaz carbonique » (Foucault & Raoult, 2000). Elle laisse mieux transparaître la tendance à la structuration des systèmes karstiques et leur évolution en relation étroite avec leur environnement.

Dans le cas de la région de Han-sur-Lesse, il est remarquable de constater que les quatre massifs étudiés ne sont pas karstifiés de manière équivalente. Les mêmes rivières les parcourent au travers de vallées encaissées. Ces rivières de pente faible sont susceptibles d'être affectées par un système karstique perte – écoulements souterrains – résurgence de type « recoupement souterrain de méandre » (Quinif, 1999). Cependant seuls les massifs de Han-sur-Lesse et de Wellin sont percés d'un tel système révélant une organisation structurée forte des écoulements dans le massif et donc l'existence d'un système karstique (Gevaerts, 1970 ; Quinif, 1987).

Ainsi, les massifs ont été classés en deux catégories suivant ce trait géomorphologique. Les massifs de Han-sur-Lesse et de Wellin sont dits « karstifiés » ; les massifs des Grignaux-Turmont et de Resteigne sont dits « non karstifiés ». Et si, dans ces derniers, certains joints sont anastomosés, ils ne connaissent qu'une karstification de faible ampleur, sans structuration des vides créés. C'est une évaluation qualitative de la karstification mais suffisante en première approximation : la comparaison du nombre de joints karstifiés repérés dans les massifs karstifiés – plusieurs dizaines voire centaines – et dans les massifs non karstifiés – quelques-uns – a conforté cette distinction théorique au départ. La quantification précise de la karstification des massifs est impossible dans la région de Han-sur-Lesse ; la méthode de A. Mangin (1998), par exemple, exigerait une récolte de données hydrogéologiques impossible à réunir dans la région.

7.2. Marqueurs tectoniques karstifiés

Lors de l'étude microtectonique, connaissant le contexte géomorphologique particulier de la région, une attention particulière a été apportée à la karstification potentielle des structures tectoniques.

Les structures karstifiées peuvent ici se définir comme les structures au détriment desquelles se creusent les galeries karstiques. On constate que les failles néoformées et les fentes de tension ne font quasiment jamais l'objet

d'une karstification. Les structures cassantes affectées massivement par ce type particulier d'érosion sont les joints. Ils ont été étudiés systématiquement.

L'étude microtectonique combinée relève que les directions des joints karstifiés sont similaires pour les deux massifs karstifiés. Deux familles sont présentes : les joints N140°E-N150°E et les joints N50°E-N70°E (Fig. 9). Pour une direction spécifique, la karstification affecte les joints quelque soit leur origine : joints, joints de stratification ou diaclases. Dans le Massif de Han-sur-Lesse, les joints karstifiés sont principalement les joints verticaux. Dans le Massif de Wellin, les joints N140°E-N150°E sont des joints verticaux et les joints N50°E-N70°E sont des joints de stratification et des diaclases.

7.3. Implications karstogénétiques : relations karst-tectonique

L'histoire tectonique établie permet d'éclairer la dynamique de la karstogenèse de la région de Han-sur-Lesse. En effet, les massifs étudiés – karstifiés ou non karstifiés – sont géographiquement proches. Ils sont constitués des mêmes formations calcaires du Dévonien moyen. A priori, ils ont connu la même histoire : les mêmes altitudes, vitesses de surrection, climats, végétations et rivières. Les déformations locales restant le seul paramètre de différenciation, les relations entre l'histoire tectonique et l'histoire karstique sont particulièrement déterminables dans cette région (Quinif, 1999b).

En premier lieu, les tectoniques hercyniennes et tardi-hercyniennes sont enregistrées dans tous les massifs sans différence significative. Ces données montrent que la tectonique hercynienne, homogène sur tout le terrain d'étude, n'a pas de lien avec l'amorce de la karstification dans les massifs de la région de Han-sur-Lesse (Fig. 10, colonne de droite). Même si la géométrie du karst se superpose parfois à la géométrie des structures hercyniennes (Dubois, 2001), cette superposition ne suffit pas à induire de lien entre cette phase tectonique et la genèse du karst dans la région.

En second lieu, seuls les massifs karstifiés, de Han-sur-Lesse et de Wellin, ont formé massivement les nouveaux joints N140°E-N150°E, indépendants des structures hercyniennes ; ils ont réagi de façon nette à l'extension méso-cénozoïque NE-SW. Leur forte présence dans les massifs karstifiés lie donc l'extension méso-cénozoïque à actuelle à l'amorce de la karstification des massifs calcaires de la région de Han-sur-Lesse (Fig. 10, colonne de droite).

L'étude des joints karstifiés fournit des indications notables sur la géométrie des systèmes karstiques. Tout d'abord, l'origine des joints karstifiés est diverse. Des joints de stratification et diaclases mis en place à l'Hercynien mais également d'autres fractures sont utilisées par le karst. Ainsi, une fois la karstogenèse déclenchée par un événement tectonique, le réseau karstique peut alors utiliser toutes les structures présentes. Ensuite, si leur origine est diverse, seules deux familles de joints sont karstifiés : les joints de directions N140°E-N150°E et N50°E-N70°E.

L'origine de la karstification de la direction tectonique N140°E-N150°E est aisément concevable. Ces joints sont associés à une extension méso-cénozoïque à actuelle. Ils peuvent donc être considérés comme actifs et plus ouverts, offrant des voies privilégiées de circulation souterraine à l'eau, vecteur chimique de la karstification. L'existence de cette famille N140°E-N150°E de joints karstifiés implique que les directions d'extension, qui provoquent une ouverture des joints, sont des paramètres guidant la géométrie des systèmes karstiques.

Par contre, l'interprétation de la karstification des joints de direction N50°E-N70°E est délicate et encore hypothétique. En effet, Quinif *et al.* (1997) démontrent que ce sont les fractures tectoniquement actives qui sont principalement karstifiées. Cependant, l'analyse microtectonique ne montre pas qu'une extension perpendiculaire à ces joints, autre que celle interprétée comme tardi-hercynienne, ait agi dans la région. Cette karstification des joints N50°E-N70°E pourrait être interprétée comme un signe indirect de l'action, légère, d'une extension NW-SE dans la région de Han-sur-Lesse (Fig. 10 ; Quinif, 1998 ; Delaby *et al.*, 2002). En Hainaut, au Crétacé, une tectonique en extension semblable est enregistrée (Quinif *et al.*, 1997 ; Vandyccke, 2002).

Les derniers travaux en karstogenèse (Vergari, 1998 ; Vergari & Quinif, 1997 ; Quinif, 1999 ; Quinif, 1999b ; Delaby *et al.*, 2002) sous-tendent que la karstification d'un massif calcaire est un processus plus conséquent que ce que la vision classique ne laissait entrevoir. Sa karstification peut être préfigurée, s'initie, se développe, parfois s'arrête et reprend tout au long de l'histoire géologique et tectonique. Dans le cas des massifs de la région de Han-sur-Lesse, si on y suppose l'existence de l'action de l'extension NW-SE anté-crétacée supérieur, une hypothèse d'une karstogenèse en deux temps, imbriquée dans son histoire tectonique, peut être formulée (Fig. 10). Premièrement, durant le Méso-Cénozoïque, sous un faible gradient hydraulique (le paléorelief de la région étant peu marqué), une ouverture par la tectonique des joints N50°E-N70°E se serait accompagnée d'une altération karstique particulière, incomplète, de type « fantôme de roche » (Quinif, 1999b). Cette forme de karst est particulièrement vulnérable ensuite aux déplacements rapides de masses d'eau. Deuxièmement, durant le Cénozoïque et l'Actuel, sous fort gradient hydraulique (dû au soulèvement de l'Ardenne), les joints N140°E-N150°E s'ouvrent régulièrement et se karstifient à leur tour avec, selon le modèle classique, évacuation des matières altérées (Ford & Williams, 1989). Les mouvements accrus d'eau souterraine dans le sous-sol rocheux karstifié expulsent alors simultanément les résidus d'altération des joints N50°E-N70°E. Il en résulte la formation des réseaux karstiques tels qu'ils sont observés de nos jours, comportant deux familles de joints karstifiés.

Enfin, il est singulier de noter que les deux familles de joints karstifiés ne le sont pas avec la même intensité, à Han-sur-Lesse et à Wellin. A Han-sur-Lesse, la famille N140°E-N150°E est nettement plus sujette à la karstification ; à Wellin, la famille N50°E-N70°E est légèrement dominante (Fig. 9). Cet état de fait illustre simplement l'action d'un deuxième facteur important

dans la géométrie des systèmes karstiques : le gradient hydraulique. Ainsi, les rosaces des joints karstifiés semblent être une décomposition vectorielle du gradient hydraulique, grossièrement visualisé par la direction de la rivière concernée entre perte et résurgence, sur les directions de joints en extension. La structure de chacun des deux systèmes karstiques a été influencée par les caractéristiques de sa rivière et, notamment, par sa direction d'écoulement. Parmi les différentes discontinuités tectoniques ouvertes, les joints ouverts dans la « bonne direction » – celle qui va globalement de la perte à la résurgence – sont karstifiés préférentiellement.

8. Conclusion

Il est manifeste que la tectonique hercynienne est prédominante sur la région de Han-sur-Lesse. Néanmoins, le socle paléozoïque ardennais est également marqué par une histoire tectonique post-hercynienne, notamment la phase d'extension méso-cénozoïque NE-SW (Vandycke, 2002). Elle se marque par des joints néoformés, sécants aux structures hercyniennes, et de direction N°140°-N150°E. Cette mise en évidence d'une tectonique sans doute méso-cénozoïque sur le bâti rocheux ardennais belge est importante : jusqu'à présent, les traces d'une tectonique post-hercynienne dans cette région étaient rares (Delvaux, 1997 ; Vandycke & Quinif, 2001), indirectes (Quinif *et al.*, 1997 ; Delaby *et al.*, 2001 ; 2002) quoiqu'on en connaisse dans des régions voisines (Vandycke, 2002 ; Demoulin, 1989 ; 1998).

Les thèses liant les histoires tectonique et karstogénétique sont confrontées ici à un domaine complexe plicatif karstique (Quinif, 1998, 1999 ; Quinif *et al.*, 1997). La famille structurale N140°E-N150°E n'est observée que dans les massifs karstifiés. L'amorce de la karstification dans la région de Han-sur-Lesse est ainsi indubitablement liée à la tectonique en extension, reconnue par ailleurs au sein du NW européen au Méso-Cénozoïque (Vandycke, 2002).

L'étude des joints karstifiés indique que les systèmes karstiques de la région de Han-sur-Lesse sont structurés selon deux directions privilégiées : la famille des joints N140°E-N150°E mais aussi une famille de joints N50°E-N70°E. La karstification des joints N140°E-N150°E peut s'expliquer facilement : depuis le Cénozoïque, ces joints ouverts et constamment réactivés constituent un passage aisé pour l'eau, vecteur de la karstification (Van de Broek *et al.*, 1910 ; Ek, 1976). Mais le fait que les fractures N50°E-N70°E soient karstifiées est singulier. L'hypothèse d'une formation débutant au Crétacé, en deux temps, est formulée pour les réseaux karstiques de la région de Han-sur-Lesse.

L'étude conforte l'existence d'une relation directe entre tectonique-karst. Une tectonique en extension peut être considérée comme indispensable à la karstification d'un massif (si les autres conditions chimiques et hydrodynamiques sont remplies). Inversement, la karstification d'une famille de joints devrait-elle être considérée comme un indice d'une tectonique en extension, même si les indices microstructuraux habituels manquent ? La confirmation de cette relation comblerait un manque. Des travaux ont déjà utilisé cette relation pour

envisager une phase extensive non observée par l'analyse microtectonique, sans pouvoir l'établir formellement (Delaby *et al.*, 2002).

Par ailleurs, les limites de la relation entre activité tectonique en extension et karstification d'un massif devront être explorées. En effet, d'une part, il est probable que les massifs des Grignaux-Turmont et de Resteigne aient eux aussi subi la phase extensive méso-cénozoïque NE-SW, même s'ils n'en gardent pas de traces structurales évidentes. Mais d'autre part, il est certain qu'ils n'ont pas subi de karstification d'ensemble. Il est tentant de penser que la relation entre activité tectonique et karstification est régie par un seuil. Selon les données de cette étude, il semblerait que pour déclencher la karstification d'ensemble d'un massif, l'activité tectonique doit être au moins suffisamment intense que pour créer de nouveaux joints ou peut-être encore, un réseau de joints ouverts. La même question se pose à plus petite échelle, à l'échelle du joint : quel est l'activité tectonique nécessaire à la karstification d'un joint ?

Remerciements

Les auteurs remercient les responsables de la Carrière des Fonds des Vaux et de la Société des Grottes de Han pour les autorisations d'accès et leur soutien à ce travail.

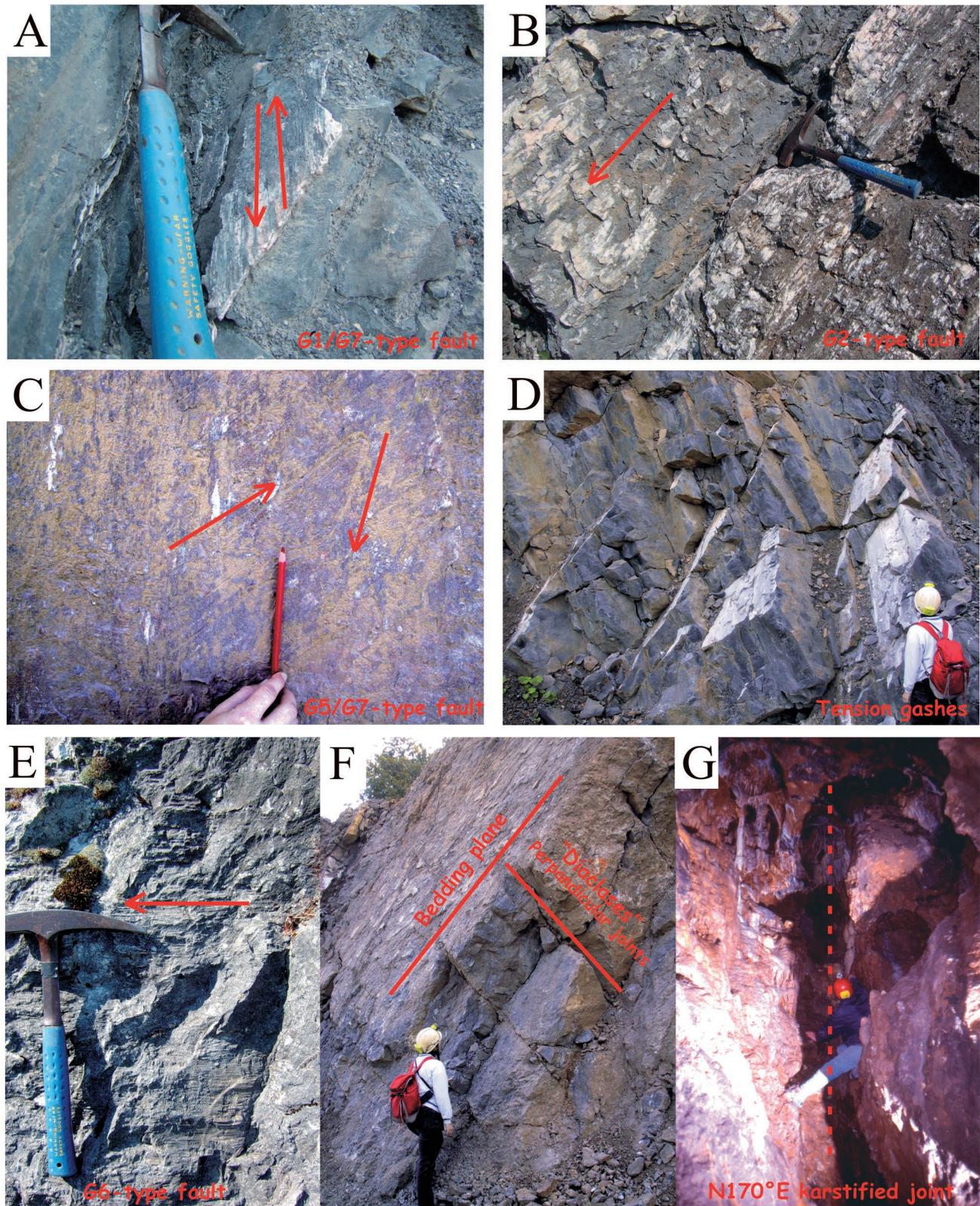
Références

- ANGELIER, J., 1990. Tectonique cassante et néotectonique. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 112 (2) : 283-307.
- ANGELIER, J., 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In Hancock, P.L., (éd.), *Continental Deformation*. Pergamon, Oxford, 53-100.
- ANGELIER & BERGERAT, 1983. Systèmes de contraintes et extension intracontinentale. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 7 (1) : 137-147.
- BASTIN, B., 1984. Le milieu karstique belge envisagé sous l'angle de la géologie du Quaternaire. In Cahen et Haesaerts, (éd.), *Peuples chasseurs de la Belgique préhistorique dans leur cadre naturel*. Institut Royal de Sciences Naturelles de Belgique, Bruxelles, 79-86.
- BASTIN, B., DEFLANDRE, G. et QUINIF, Y., 1989. Le Quaternaire, son histoire climatique et végétale. In Hatier D., (éd.), *Han-sur-Lesse et ses Grottes*. Guy Deflandre, Bruxelles, 142-153.
- BEVAN & HANCOCK, 1986. A late cenozoic regional mesofractures system in southern England and northern France. *Journal of Geological Society of London*, 143 : 355-362.
- BIENIAWSKI, Z. 1984. Geomechanics classification (RMR system) in design applications to underground excavations. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstracts*, 21 (1), page A6.
- BOUROZ, 1990. Les joints et leur signification tectonique en domaine tabulaire : exemples dans le plateau du Colorado (Utah, Arizona, Nouveau Mexique). PH Thesis, Université Pierre et Marie Curie.

- BULTYNCK, P., COEN-AUBERT, M., DEJONGHE, L., GODEFROID, J., HANCE, L., LACROIX, D., PREAT, A., STAINER, P., STEEMANS, Ph., STREEL, M. et TOUNEUR, F., 1991. Les formations du dévonien moyen de la Belgique. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 30.
- CAMELBEECK, T. et VAN ECK, T., 1994. The Roer Valley graben earthquake of 13 April 1992 and its seismotectonic setting. *Terra Nova* 6 : 291-295.
- CAMELBEECK, T. et MEGHRAOUI, M., 1996. Large earthquakes in Northern Europe more likely than once thought. *Eos* 77, 42 : 405-409.
- COEN, M., 2002. Le Mésodévonien et le Frasnien au bord sud du Synclinorium de Dinant, entre Wellin et Han-sur-Lesse. In *Guides géologiques régionaux –Ardenne*. 127-129.
- COEN-AUBERT, M., PREAT, A. et TOURNEUR, F., 1986. Compte rendu de l'excursion de la Société belge de géologie du 6 novembre 1985 consacrée à l'étude du sommet du Couvinien et du Givétien au bord sud du Bassin de Dinant, de Resteigne à Beauraing. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 95 (4) : 247-256.
- COEN-AUBERT, M., MAMET, B., PREAT, A. et TOURNEUR, F., 1991. Sédimentologie, paléoécologie et paléontologie des calcaires crinoïdiques au voisinage de la limite Couvinien – Givétien à Wellin (bord sud du Synclinorium de Dinant, Belgique). *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 31.
- COUTEAU, M., 1956. Le milieu de la flore et de la végétation des Grottes de Han. In *Rassemblement Spéléologique*. Italiana, 8 (3-4).
- COLBEAUX, J-P., 1984. L'évolution structurale du Sud de la Belgique et du Nord de la France : sa relation avec la dérive des continents. Quelques hypothèses. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 93 (1-2), 71-78.
- C.W.E.P.S.S., 2005. Atlas du Karst Wallon. Commission Wallonne d'Etude et de Protection des Sites Souterrains, Format numérique.
- DEJONGHE, L., 2002. Les minéralisations en Belgique. In Masson, (éd), *Guides géologiques régionaux –Ardenne*. Paris, 176-179.
- DELABY, S., 2001. Paleoseismic investigations in Belgian caves. *Geologie en Mijnbouw*, 80 (3-4) : 323-332.
- DELABY, S., VANDYCKE, S., DEJONGHE, L., QUINIF, Y. et DUBOIS, Y., 2002. Le système karstique de la Grotte de Hotton (Belgique) : apport de l'étude structurale et cartographique à la karstogenèse et implication paléoseismologique. *Aardkundige Mededelingen*, 12 : 17-20.
- DELVAUX de FENFFE, D., 1985. Géologie et tectonique du parc de Lesse et Lomme au bord sud du Bassin de Dinant (Rocheftort, Belgique). *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 94 (1) : 81-95.
- DELVAUX de FENFFE, D., 1990. Structures tardi- et post- hercyniennes dans le bord sud du synclinorium de Dinant, entre Han-sur-Lesse et Beauraing (Belgique). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 112 (2) : 317-325.
- DELVAUX de FENFFE, D., 1997. Post-Variscan right-lateral wrench faulting in Ardenne Allochton and the Variscan Front (Belgium). *Aardkundige Medelingen*, 8 : 57-60.
- DELVAUX de FENFFE, D., 1998. Structure and tectonic evolution of the Lesse-et-Lomme region. *Spéléochronos hors-série 1998* : 49-51.
- DEMOULIN, A., 1989. Quaternary tectonics in the Northern Ardennes, Belgium, *Tectonophysics*, 163 (3-4) : 315-321.
- DEMOULIN, A., 1998. Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardennes (Belgium, NE Europe), *Geomorphology*, 24(2-3), 189-208.
- DROGUE, C., RAZACK, M. et DAOXIN, Y., 1988. Structure of karstic reservoirs according microtectonic and fissural analysis. Area of the experimental site of Yaji, Guilin, China. IAH 21st Congress, Karst hydrology and Karst environment protection, 10-15 octobre-Guilin-China, 735-740.
- DUBOIS, Y., 2001. Relations entre la fracturation, l'organisation des écoulements et la morphologie des conduits, à Mont Godinne (Belgique). *Geologica Belgica*, 4 (3-4) (vol. Karst & Tectonics) : 231-239.
- DUPUIS, C., 1992. Mesozoic kaolinized giant regoliths and Neogene halloysitic cryptokarsts : two striking paleoweathering types in Belgium. In Schmitt & Gall, (éd.), *Mineralogical and Geochemical Records of paleoweathering*. ENSMP. *Mémoires des Sciences de la Terre*, 18 : 61-68.
- DUPUIS, C., 1995. Karstic induced silcretes related to upper paleocene paleosurface in Northern France and Southern Belgium. 14th International Sedimentology Congress. Recife, S8-6.
- EK, C, 1976. Les phénomènes karstiques. In Pissart, E., (éd.), *Géomorphologie de la Belgique*. Laboratoire de géologie et géographie physique, Université de Liège, 138-158.
- FAIRON, J. et al., 1982. Cartographie provisoire de la faune chéiroptérologique belgo-luxembourgeoise. *Bulletin du Centre de Recherche Chéiroptérologique de Belgique*, IRSNB, 7.
- FORD, D.C. & WILLIAMS, P., 1989. Karst geomorphology and hydrology. Unwin Hyman, (éd.). London, 601p.
- FORIR, H., 1897. Carte géologique de la Belgique « Houyet – Han-Sur-Lesse » (n° 185). Commission géologique de Belgique.
- FORIR, H., 1900. Carte géologique de la Belgique « Pondrôme – Wellin » (n° 194). Commission géologique de Belgique.
- FOUCAULT, A. & RAOULT, J-F., 2000. Dictionnaire de géologie – 5^{ème} édition. Masson sciences (éd.). Paris, 380p.
- GEVAERTS, H., 1970. Répertoire des pertes, cavernes, résurgences dans la Vallée de La Lesse et de ses affluents. Professional Paper – Administration des Mines, 14, 80p.
- GUERIN, R., 1973. Hydrogéologie. Liaison entre karst et tectonique dans le Bas-Vivarais calcaire. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 277 (D), 1617-1620.

- KIRALI, L. et SIMEONI, G., 1971. Structure géologique et orientation des cavités karstiques : La grotte de « Chez le Brandt » (Jura, Neufchâtellois). *Bulletin de la Société Neufchâtelloise de Sciences Naturelles*, 94, 91-97.
- LACQUEMENT, 2001. L'Ardenne Varisque. Déformation progressive d'un prisme sédimentaire pré-structuré, de l'affleurement au modèle de chaîne. *Société Géologique du Nord*, 29, 253p.
- LAMARCHE, J., BERGERAT, F., LEWANDOWSKI, M., MANSY, J.L., SWIDROWSKA, J. et WIECZOREK, J., 2002. Variscan to alpine heterogeneous paleostress field above a major Palaeozoic suture in the Carpathian foreland (southeastern Poland). *Tectonophysics*, 357 (1-4) : 55-80.
- MANGIN, A., 1998. L'approche hydrogéologique des karsts. *Speleochronos*, 9 : 3-26.
- MARIEN, 1984. La région de Lesse et Lomme, du Mésolithique à l'Age du Fer. In. *Grand Livre d'Ardenne et Gaume*. Bruxelles, 183-193.
- MINON, S., 1996. Analyse de la relation entre la fracturation et la karstification. Travail bibliographique et application au cas du réseau de Han. Faculté Polytechnique de Mons -TFE-MINES, 91p.
- de PIERPONT, E., 1936. Fouilles et découvertes archéologiques à la grotte de Han. XVIe Congrès International d'Anthropologie et d'Archéologie Préhistorique. Bruxelles, 322-326.
- PUYOO, S., 1976. Etude hydrogéologique du massif karstique d'Arbas (Haute-Garonne). Thèse présentée à l'Université Pierre-et-Marie-Curie, Géologie dynamique, Sciences de l'eau, 68p.
- QUINIF, Y., 1987. Le système karstique de Han-Sur-Lesse, Belgique. In *Livret-guide du Colloque International de Sédimentologie Karstique (CISK)*. 19-26.
- QUINIF, Y., 1998. Dissipation d'énergie et adaptabilité dans les systèmes karstiques. *Karstologia*, 31 (1) : 1-11.
- QUINIF, Y., 1999. Karst et évolution des rivières : le cas de l'Ardenne. *Geodynamica Acta*, 12 (3-4) : 267-277.
- QUINIF, 1999b. Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue – La tryptique de la karstification. Université de Provence. Etudes de géographie physiques–Travaux 1999, 27 : 159-164.
- QUINIF, Y., VANDYCKE, S. et VERGARI, A., 1997. Chronologie et causalité entre tectonique et karstification. L'exemple des paléokarsts crétacés du Hainaut (Belgique). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168 (4) : 463-472.
- QUINIF, Y. & VANDYCKE, S., 2001. Les phénomènes karstiques de la région Han-sur-Lesse – Rochefort (Belgique). *Bulletin d'Information du Bassin de Paris*, 38-1 : 6-19.
- RENAULT, P., 1970. La formation des cavernes. Presses Universitaires de France, Paris.
- de SAUMERY, P.L., 1743. Les Délices du Pais de Liège, Volume III. Liège, 38-39.
- SOROTCHINCKY, C., 1939. Un accident tectonique éclairant la genèse de la salle du Dôme dans la grotte de Han. *Annales de la Société Scientifique de Bruxelles*, 59 (2) : 97-106
- VAN DEN BROEK, E., MARTEL, E.A. et RAHIR, E., 1910. Les cavernes et les rivières souterraines de la Belgique, Volume I. Bruxelles, 49-123.
- 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 & BERGERAT, 1989. Analyse microtectonique des déformations cassantes dans le Bassin de Mons. Reconstitution des paléo-champs de contraintes au Crétacé-Tertiaire. *Annales Société Géologique de Belgique*, 112 : 479-487.
- VANDYCKE, S. & QUINIF, Y., 2001. Recent active faults in Belgian Ardenne revealed in Rochefort Karstic network (Namur Province, Belgium). *Netherlands Journal of Geosciences*, 80 (3-4) : 297-304.
- VERGARI, A., 1998. Nouveau regard sur la spéléogénèse : le pseudo-endaokarst du Tournaisien (Hainaut, Belgique). *Karstologia*, 31 : 12-18.
- VERGARI, A. & QUINIF, Y., 1997. Les paléokarsts du Hainaut (Belgique). *Geodynamica Acta*, 10 (4) : 175-187.

(Manuscrit reçu 31.01 2006, accepté 04.10.2006)



Planche/Plate 1. Structures cassantes caractéristiques des massifs calcaires de la région de Han-sur-Lesse. A. Stries de faille inverse du groupe 1 et strie de faille normale du groupe 7 sur un plan de stratification (Massif de Resteigne). B. Failles à stries obliques du groupe 2 (Massif de Resteigne). C. Jeu de failles normales du groupe 7 surimposée à un jeu décrochant senestre du groupe 5, sur plan de stratification basculé (Massif de Wellin). D. Fentes de tension (Massif de Wellin). E. Faille décrochante dextre du groupe 6 (Massif de Resteigne). F. Vue générale de plan de stratification et de diaclases (Massif de Wellin). G. Joint vertical N170°E karstifié (Massif de Wellin). Les flèches sur les plans de faille indiquent le mouvement du compartiment manquant. *Brittle structures observed in massifs of Han-sur-Lesse region. A. Slickenside lineations of reverse fault of group 1 and of normal fault of group 7 on one bedding plane (Massif of Resteigne). B. Oblique fault of group 2 (Massif of Resteigne). C. Normal fault of group 7 surimposed on senestral strike-slip fault of group 5 (Massif of Wellin). D. Tension gashes (Massif of Wellin). E. Dextral strike-slip fault of group 6 (Massif of Resteigne). F. General view of bedding planes with perpendicular joints or “diaclasses” (Massif de Wellin). G. Vertical N170°E karstified joint (Massif of Wellin). The arrows on faults symbolise the movement of the missing part of fault.*