

LES REGIONS NEOTECTONIQUES DE LA BELGIQUE DEFINIES PAR LA COMPARAISON DE NIVELLEMENTS¹

par

A. DEMOULIN²⁻³, N. LENOTRE⁴, J. MOXHET³ et A. PISSART³

(6 figures)

RESUME.- Une comparaison analytique des nivellements de précision de 1948 et 1980 en Belgique a été réalisée le long de profils figurant les variations d'altitude entre ces deux dates, ainsi que Fourniguet l'a réalisé dès 1987 pour le Nord de la France. Cette méthode qui permet un repérage précis des discontinuités entre zones de comportements tectoniques différents, a fourni un découpage de la Belgique en cinq régions. Parmi celles-ci, les Flandres d'une part, le Condroz et l'Ardenne centrale d'autre part sont stables. Une troisième région géodynamique correspond à l'est de la Belgique, affecté de fractures NO-SE dont l'activité est liée à celle du rift rhénan. La partie centrale du massif de Brabant semble pour sa part parcourue de cassures NE-SO dont le jeu détermine un affaissement en escaliers vers le SE. Enfin, le sud-ouest et le sud de la Belgique constituent la cinquième région, en surrection actuellement au sud d'une large flexure NO-SE. De plus, les discontinuités décelées sur les profils de nivellement coïncident en général remarquablement avec des failles connues.

ABSTRACT.- An analytical comparison of the 1948 and 1980 precise levellings in Belgium was completed along profiles giving the height changes between these two dates, as Fourniguet had already done in 1987 for northern France. This method, tracing accurately the limits between zones of different tectonic behaviour, leads us to distinguish five regions in Belgium. Firstly, Flanders on one hand, and Condroz and the central Ardenne on the other are stable. A third geodynamical region corresponds to East Belgium, with NW-SE faults whose activity is linked to the Rhine rifting. As for the central part of the Brabant massif, it seems to be affected by NE-SW fractures, whose displacements determine a step-like subsidence towards the SE. The fifth region is located in Southwest and South Belgium, in actual uplift south of a broad NW-SE flexure. Furthermore, the discontinuities deduced from the levelling comparison generally coincide closely with known faults.

INTRODUCTION

Les études géomorphologiques, qui indiquent l'existence de mouvements quaternaires du sol en diverses régions de Belgique, ne manquent pas. Une synthèse de tels travaux intéressés par la néotectonique a été présentée par Macar (1976) et l'on peut encore citer par la suite notamment les observations de Demoulin (1988, 1989) dans l'est du pays. Aussi, dès que cela fut possible, a-t-on comparé les données de nivellements successifs afin de préciser le caractère actuel, l'ampleur ou encore la localisation de tels mouvements. En 1950, Jones publia les résultats de la comparaison du Deuxième Nivellement général de 1948 avec le Nivellement de précision de 1892. Il ne disposait

que d'un nombre très restreint de points fiables pour effectuer cette comparaison: seuls une centaine de repères utilisés lors du premier nivellement étaient restés intacts pour le second. Malgré de sérieuses réserves sur les seuils de signification à adopter pour les variations d'altitude mesurées, Jones dressa néanmoins une carte des mouvements observés entre 1892 et

1.- *Manuscrit révisé reçu le 7 janvier 1992.*

2.- *Chercheur qualifié F.N.R.S.*

3.- *Laboratoire de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire, Université de Liège - 7, place du 20 Août, 4000 - Liège, Belgique.*

4.- *B.R.G.M., Avenue de Concyr, Orléans - La Source, BP 8008 48060 Orléans, cedex 2, France.*

1948 en prenant comme référence le repère fondamental situé à l'Observatoire d'Uccle et estimé arbitrairement stable. Les mouvements qu'il a cartographiés sont donc relatifs à ce repère. Malheureusement, quasi toutes les indications de mouvements du sol qu'il relève sont en bordure du territoire considéré. L'est de la Belgique se soulevait avec un ensemble parfait, le sud de l'Ardenne et la Gaume d'environ 80 mm en 56 ans, et la zone de Haute Amblève de 100 mm durant ce même laps de temps. Mais, plus étonnant, Jones décrit aussi un soulèvement de 26 à 52 mm du NE de la Campine. Ces valeurs, atteignant 2 mm par an en Haute Ardenne, sont extrêmement fortes en regard de celles déduites de l'analyse morphologique pour les mouvements quaternaires de ces régions. Pour le reste de la Belgique, on retrouve encore une légère surrection du Tournaisis et de la région de Furnes-Poperinge (47 mm) ainsi que des affaissements très nets au niveau de l'estuaire de l'Escaut (63 mm), dans la région de Saint-Nicolas, à Malines et à Zeebrugge. Un affaissement beaucoup moins marqué apparaissait enfin sur la Lys à hauteur de Menin. Accessoirement, des valeurs extrêmes étaient aussi enregistrées entre Mons et Valenciennes, en relation avec l'exploitation houillère.

En 1964, après réitération des mesures de nivellement dans quelques zones intéressantes, Jones encore suggère que des mouvements actuels prendraient peut-être place le long du littoral ainsi que sur certaines failles transversales dans la vallée de la Meuse entre Namur et Givet. Il signale également des mouvements de l'ordre de 1 mm/an dans la région de Looz, entre Tongres et Saint-Trond.

Près de quarante ans après la première étude de Jones, Pissart et Lambot (1989) ont refait un travail similaire en comparant les données des nivellements IGN de 1946-48 et de 1975-80. Ils proposent une carte beaucoup plus détaillée, puisqu'elle repose cette fois sur 1800 points de comparaison. Leur repère de référence est, comme pour Jones, celui d'Uccle. Quant à la signification des variations d'altitude, Pissart et Lambot précisent simplement que les deux nivellements ont été ajustés selon le même modèle mathématique et présentent des précisions comparables (erreurs-standard de 1,76 et 1,25 mm/km). Leurs observations sont les suivantes: tout le sud-ouest de la Belgique continue à se soulever à un rythme comparable à celui signalé auparavant par Jones, depuis la région de Furnes jusqu'à la Gaume en passant par l'ensemble du Hainaut; les valeurs du soulèvement y sont de 20 à 40 mm entre 1948 et 1980. La Famenne est également en légère surrection. Par contre, l'Ardenne est stable, sauf en sa partie orientale et

surtout nord-orientale où on enregistre un renversement de tendance, soit un affaissement atteignant 40 mm sur le plateau des Hautes Fagnes! Les résultats de Pissart et Lambot vont également à l'encontre de ceux de Jones dans l'est de la Campine, qui maintenant s'affaisse très nettement (de 90 mm à Maaseik), mais montrent encore une subsidence de tout le nord de la Belgique. Enfin, une zone centrée sur Gembloux a subi un abaissement de 20 mm en 30 ans. Par ailleurs, une série de mouvements d'origine anthropique sont aussi identifiés: il s'agit d'affaissements spectaculaires en relation avec des pompages et un abaissement de la nappe aquifère (Gand, Zeebrugge, Alost, la vallée de la Lys) ou avec l'exploitation minière de la Campine, ainsi que d'un soulèvement à Chapelle-lez-Herlaimont, également lié à des travaux miniers.

Simultanément, Poitevin (1989) publie une autre carte des mouvements du sol en Belgique entre 1948 et 1980. Il est beaucoup plus restrictif quant à la signification des variations d'altitude observées et ne considère ces dernières que pour les noeuds du réseau de premier ordre du nivellement. Ses résultats vont dans le même sens que ceux de Pissart et Lambot, mais il fait tout de même remarquer que la majorité des repères ayant connu un mouvement significatif sont disposés en bordure du réseau et sont par conséquent les points les moins bien contrôlés de celui-ci.

Enfin, en Allemagne, Mälzer *et al.* (1983), qui ont dressé la carte des vitesses des mouvements du sol pour le Massif schisteux rhénan, ont observé entre 1950 et 1973 un soulèvement du nord de l'Eifel et du plateau des Hautes Fagnes à la vitesse très élevée de 1,6 mm/an. Aux Pays-Bas, si l'on observe à la frontière belgo-néerlandaise des soulèvements entre 1885 et 1940, certains mouvements semblent aussi s'y inverser par la suite (Waalewijn, 1965).

Ces divers travaux ont eu le mérite de situer largement les zones soumises à des mouvements actuels du sol, ainsi que de constater et de discuter l'évolution de ces mouvements. Cependant, aucune corrélation plus fine n'a été tentée à ce jour en Belgique entre les observations reposant sur les nivellements et les traits structuraux connus, notamment ceux qui sont liés à des phénomènes néotectoniques. Cela tient évidemment au type de document établi, à savoir des cartes qui synthétisent en plan les données des nivellements et ne laissent donc que très rarement transparaître des discontinuités brusques entre zones de comportements tectoniques différents. Cette perte d'informations peut être évitée si on travaille par profils correspondant aux lignes du réseau de premier ordre des nivellements et le

long desquels on suit en continu les mouvements du sol pendant la période considérée, ainsi que Fourniguet (1987) l'a fait en France. Cette approche du problème augmente en outre le degré de signification des phénomènes observés, puisqu'il s'agit en général de discontinuités correspondant à des variations spatiales brusques de la nature des mouvements, ou, si on préfère, des mouvements relatifs définis pour des repères **proches** les uns des autres.

LA METHODE UTILISEE POUR LA COMPARAISON DES NIVELLEMENTS SUCCESSIFS.

Les données des nivellements sont comparées le long de profils correspondant aux lignes du réseau de premier ordre (fig.1). Fourniguet (1987), dans son travail sur le N et le NE de la France, effectue la comparaison entre les nivellements non pas directement sur les altitudes des repères mais bien sur les différences d'altitude existant entre deux repères successifs; cette procédure, beaucoup plus complexe puisqu'elle implique de cumuler les variations observées des dénivelées entre repères successifs au fur et à mesure qu'on développe le cheminement, fournit pourtant des profils identiques à ceux que l'on obtient en comparant simplement les variations d'altitude des repères, avec juste un décalage correspondant à la valeur du mouvement du point-origine du profil. L'interprétation des profils est ensuite effectuée empiriquement, par la définition de la droite moyenne du profil, constituée de segments approchant au mieux le profil réel. Ces tronçons, correspondant à des zones de comportements différents, sont soit horizontaux, soit présentent une pente, qui sera considérée comme significative si elle répond à la définition suivante (Fourniguet, 1987):

$$PM > \frac{\sqrt{e_1^2 + e_2^2} \cdot \sqrt{K}}{K}$$

avec PM = pente moyenne du segment, e_1 et e_2 = erreurs standard du premier et du deuxième nivellement et K = longueur du segment. Cette formule résulte de celle que Fourniguet propose pour le calcul de l'erreur standard sur la discordance partielle entre deux repères consécutifs (ou variation de la dénivelée entre ces deux repères d'un nivellement à l'autre), à savoir:

$$e = \pm \sqrt{e_1^2 + e_2^2} \cdot \sqrt{K}$$

avec e = erreur standard sur la discordance partielle et k = distance en km entre les deux repères. Dans le cas qui nous occupe, l'erreur standard du nivellement de 1948 (e_1) est de 1,76 mm/km, celle du nivellement de 1980 (e_2), calculée de manière identique, est de 1,25 mm/km (Pissart et Lambot, 1989).

Des points d'inflexion sont ensuite enregistrés, signalant des zones charnières entre les segments successifs de la droite moyenne qui présentent des pentes significatives différentes. Fourniguet distingue également deux types d'anomalies ponctuelles: des pics, positifs ou négatifs, constitués d'un ou quelques repères successifs qui s'écartent notablement de la droite moyenne, et des ruptures de pente, entre deux tronçons d'un profil. Il donne arbitrairement une pente minimale de 1 cm/km et une valeur de 1,5 cm pour l'amplitude de ces anomalies, en deçà desquelles il les considère sans signification. Mais même au-delà, leur signification géologique n'est pas encore certaine, puisqu'elles pourraient résulter par exemple d'un mouvement propre du repère ou de l'édifice qui le supporte. Aussi Fourniguet introduit-il un indice de fiabilité des anomalies, prenant en compte le nombre des repères qui les

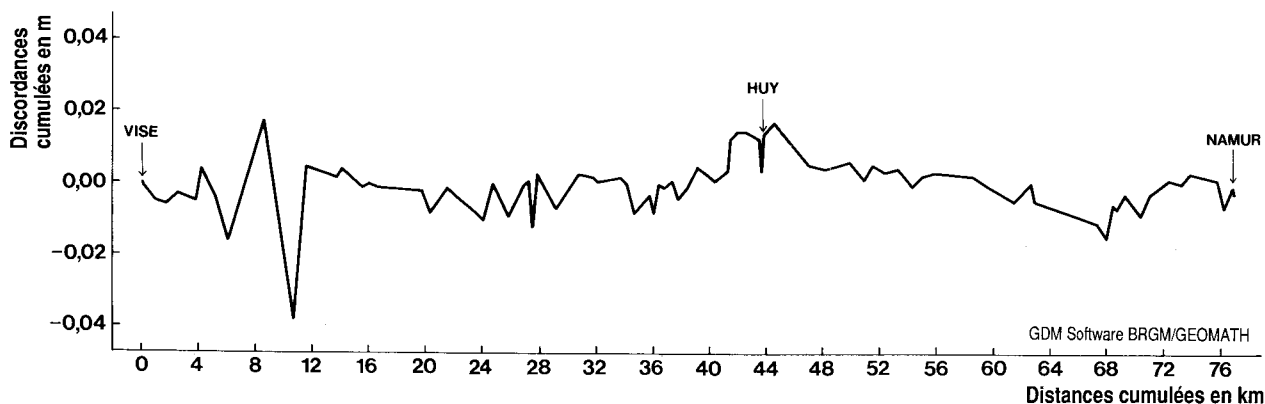


Fig 1.- profil de comparaison des nivellements de 1948 et 1980 (Visé - Namur).

caractérisent, la nature de leur support, ainsi que la pente de l'anomalie pour les ruptures de pente. Les résultats dégagés de l'interprétation des profils sont enfin reportés sur carte, où leur corrélation vise à fournir un découpage le plus précis possible du territoire en zones à comportements géodynamiques distincts.

Quelques petits aménagements de cette méthode nous semblent cependant indispensables afin de la rendre parfaitement opérationnelle pour la comparaison des nivellements en Belgique.

1. Fourniguet (1987) tient compte, dans le calcul d'erreur qui lui donne le seuil de signification des variations observées, d'une erreur systématique due à l'échauffement différentiel des faces des pieds du support du niveau (Charlot et Hottier, 1979) et qui engendre une pente positive artificielle vers le nord, selon la direction méridienne (avec une valeur maximale de 1,7 mm/km). Ce gradient systématique apparaît inexistant en Belgique, et la correction correspondante a donc été abandonnée.

2. Le but ultime des comparaisons de profils reste la production d'une carte qui fournisse à la fois un découpage géodynamique précis du territoire étudié et une image des vitesses de soulèvement du sol. Ce second volet de l'interprétation n'est cependant pas envisagé ici, car d'une part cette carte a déjà été tracée par d'autres moyens (Pissart et Lambot, 1989) et d'autre part, la durée trop longue des nivellements ainsi que l'ignorance des dates précises pour chaque cheminement empêchent d'en donner une esquisse plus exacte.

3. L'interprétation des profils de nivellement mise en oeuvre par Fourniguet est malheureusement empreinte d'une certaine subjectivité quant à la délimitation des segments de la droite moyenne. Si cette subjectivité ne prête guère à conséquence en France, où les lignes du réseau de nivellement sont fort longues et où la densité des repères est relativement faible, elle peut par contre conduire en Belgique à définir un nombre excessif de segments, en fonction de l'exiguïté des cheminements considérés, où la densité des repères est beaucoup plus grande. Il était donc nécessaire de définir une marche à suivre qui permet de délimiter systématiquement les limites de segments. Celle-ci s'articule sur les points suivants :

-la considération de profils les plus longs possible, par jonction de cheminements qui se succèdent en ligne droite ou à peu près. On obtient ainsi un nombre réduit de segments et une diminution des jonctions de profils à examiner par la suite.

- le repérage préalable sur ces profils des changements de direction des lignes de nivellement, où on attend a priori également des modifications de pente, c'est-à-dire des limites de segments.

- la définition arbitraire d'une représentativité minimum des segments moyens identifiés, qui ne seront individualisés que pour autant qu'ils soient jalonnés d'au moins dix repères (ce qui correspond en général à une distance de l'ordre de 6 à 8 km). Dans le cas où une série de moins de dix repères sortirait tout de même indubitablement du cadre des segments adjacents, elle sera alors cataloguée comme anomalie «ponctuelle»; il s'agira généralement d'une rupture de pente par flexure.

- l'utilisation d'une abaque pour la détermination objective de la longueur des segments. Cette abaque, déjà définie par Fourniguet en l'occurrence, est construite sur la formule donnant l'erreur standard sur la discordance partielle. On y figurera les intervalles de confiance correspondant à e et $2e$ (fig.2A). Le premier de ceux-ci est employé à délimiter les segments: plaçant l'abaque à l'origine du profil, on l'incline de façon à encadrer dans cet intervalle de confiance un maximum de repères successifs. Le premier repère qui sort de cet intervalle est alors pris comme point de départ pour le repérage du segment suivant, selon la même procédure (B, fig.2B). Ce second segment ne sera bien sûr significativement différent que s'il est lui-même dans son ensemble situé hors de l'intervalle de confiance e autour du premier segment. Par ailleurs, il peut le cas échéant reprendre des repères préalablement attribués au premier segment, en fonction de la position de l'intersection des deux droites identifiées (C, fig.2B). Par contre, si le repère qui a limité le premier tronçon ne donne pas lieu à l'identification d'un nouveau tronçon, il est fort probablement à considérer comme anomalie ponctuelle. Il est proposé ici de définir l'anomalie ponctuelle à l'aide de l'intervalle de confiance $2e$: si, lorsqu'on place l'abaque sur le segment moyen et qu'on l'incline selon la pente de celui-ci, un point s'écarte de l'intervalle $2e$ à une distance de 1,5 km ou plus du point-origine, il sera qualifié d'anormal (A, fig.2B). L'intervalle de 1,5 km, fixé arbitrairement, exprime le fait que pour une distance trop faible entre deux points, la probabilité d'une erreur de mesure (cumulant les erreurs sur les deux nivellements) qui dépasse l'intervalle de confiance choisi est supérieure à ce qu'elle est sur une plus grande distance, où les erreurs accidentelles sur des mesures indépendantes se compensent tant soit peu. Enfin, la rupture de pente significative répond également à la définition générale des anomalies ponctuelles.

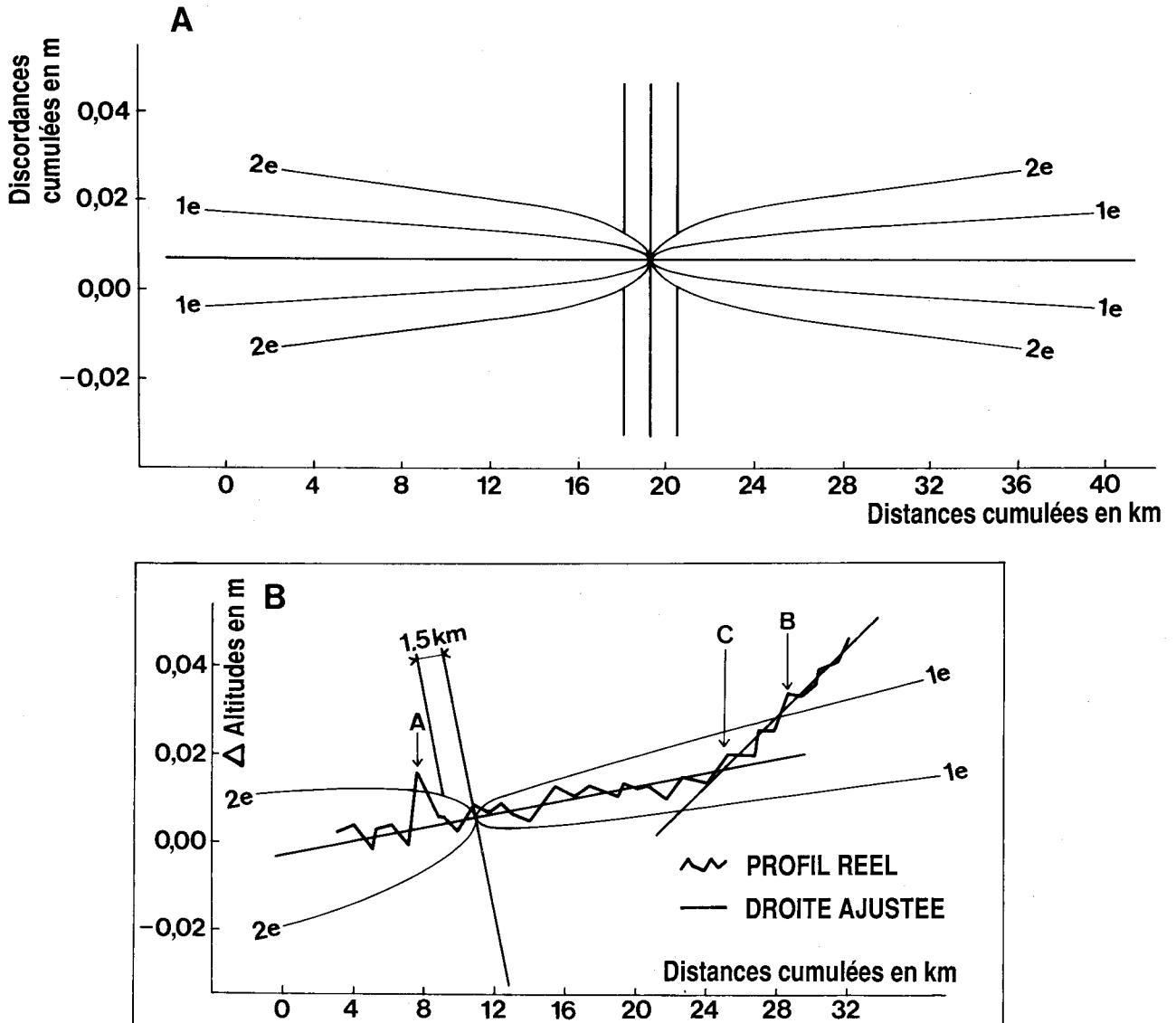


Fig. 2.-A: abaque utilisée pour la définition des segments moyens sur un profil de comparaison des nivellements.
 B: définition des segments et des anomalies ponctuelles sur un profil de comparaison des nivellements (A, B, C, 1e, 2e: voir signification dans le texte).

L'ensemble de ces règles a pour but une reconnaissance objective des segments successifs des profils sans découpage excessif de ceux-ci. Une question méthodologique se pose toutefois: faut-il préférer un nombre restreint de segments jalonnés d'anomalies ponctuelles fréquentes ou plutôt augmenter le découpage en segments au profit d'une réduction des anomalies? Le compromis que nous avons adopté propose la subdivision d'un segment tel que défini ci-dessus dans le seul cas où elle permet de récupérer au moins une anomalie ponctuelle de chaque côté d'un des sous-segments ainsi créés, sans faire apparaître de nouvelles anomalies sur son trajet (fig.3).

ANALYSE DE LA CARTE DES ZONES DE MOUVEMENT HOMOGENE (fig.4).

Cette carte synthétise les observations effectuées sur l'ensemble des profils de comparaison. On y a figuré les segments, délimités soit par des points d'inflexion, soit par des ruptures de pente. Une valeur de pente peut également être indiquée. Celle-ci signale alors l'accroissement de pente enregistré dans cette direction par le segment considéré entre 1948 et 1980. Parmi les anomalies ponctuelles, quatre types ont été distingués, qui correspondent à une première interprétation. Un premier type est lié aux roches carbonatées sur lesquelles on l'observe, et résulte

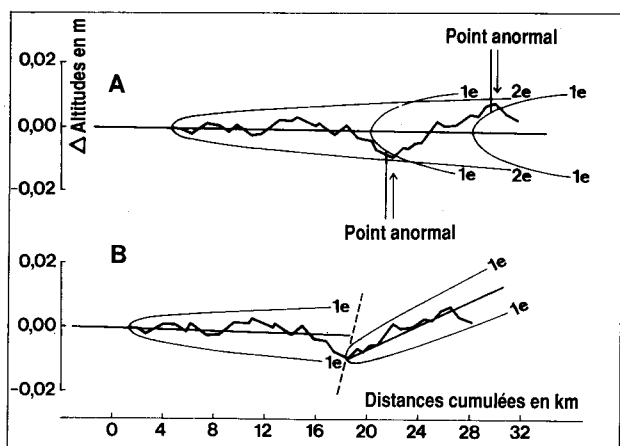


Fig 3.- division d'un segment en deux sous-segments avec réduction du nombre de points anormaux. A: un segment, deux points anormaux; B: deux segments, aucun point anormal.

de phénomènes karstiques (vallée de la Meuse entre Dinant et Namur, pays de Herve). Une seconde série d'anomalies trouve son origine dans diverses activités humaines, qu'il s'agisse de pompages importants à Alost ou à Gand, ou d'activités minières en Campine (Eisden), à Chapelle-lez-Herlaimont (Pissart et Lambot, 1989) ou encore entre Mons et Valenciennes. Les points anormaux restants sont enfin répartis en points douteux et points fiables, selon la qualité des anomalies observées (nombre de repères qui les caractérisent, nature des supports, sens de l'anomalie). Dans le repérage des discontinuités d'ordre géologique, seuls les seconds sont utilisés sans réserve; les points douteux ne seront généralement pas pris en compte isolément.

On peut au premier abord diviser la Belgique en deux grandes zones: l'une correspond à ses parties ouest et sud, où l'on observe des mouvements du sol fort homogènes et en moyenne peu importants; l'autre zone, couvrant le nord et l'est du pays est par contre parcourue de nombreuses discontinuités séparant des blocs de comportements divers.

Dans la première de ces zones, la bande côtière est caractérisée par la grande variabilité des mouvements observés, en relation avec l'instabilité des dépôts superficiels. Plus à l'intérieur des terres, les profils 2 et 5 indiquent en outre l'existence d'une zone qui s'est nettement déprimée par rapport à ses abords immédiats; elle est centrée sur la vallée de la Lys et s'étend au NO jusqu'à Tielt. Le fond de la dépression est compris entre Courtrai et Waregem, mais l'affaissement est réel depuis Menin au SO jusque Deinze au moins au NE; comme cela a déjà été rapporté en introduction, cette zone déprimée est d'origine anthropique, résultant de pompages qui ont provoqué un abaissement considérable du niveau de la nappe aquifère (Pissart et Lambot, 1989).

Cette particularité mise à part, l'ensemble de la Flandre se comporte comme un bloc homogène en faible subsidence relativement au repère de référence d'Uccle. Ce bloc est nettement limité vers l'est par une discontinuité (profils 9 et 8) qui court d'Anvers à Asse, et au-delà de laquelle un soulèvement relatif de 1,5 à 1,7 cm est observé entre 1948 et 1980. Au sud, le bloc de la Flandre passe tranquillement à un compartiment d'orientation NO-SE pour lequel on identifie un basculement vers le NE. La zone charnière entre ces deux unités est décelée sur les profils 7 et 15 à l'ouest de Grammont et de Soignies. Il est par ailleurs possible que la région de Poperinge-Furnes puisse être rapportée à ce compartiment basculé (profil 1).

A l'est d'Anvers, un autre bloc présente un basculement vers l'ESE. Sa limite avec la Flandre est claire, il s'agit de la discontinuité signalée ci-dessus, mais sa bordure orientale est moins bien localisée, ne reposant que sur deux observations passablement éloignées l'une de l'autre: elle correspond à une charnière qui s'étirerait de Turnhout à Malines (profils 10 et 11). Au-delà, la zone d'Hérentals-Geel est caractérisée par un mouvement purement vertical. Le Brabant pour sa part semble pouvoir être découpé en une série de blocs d'orientation NE-SO à NNE-SSO. Ces blocs sont en gros disposés en escaliers descendant du NO vers le SE; ils sont limités par des discontinuités brusques qui traduisent des mouvements relatifs compris entre 1,1 et 1,7 cm en 30 ans. Ces mouvements de blocs sont exclusivement verticaux, sauf pour l'un d'entre eux affecté d'un basculement vers le nord. La limite vers le SE de cet ensemble s'étend d'Opheylysssem à Gosselies.

Au-delà, la région du Condroz, ainsi que la Famenne et l'Ardenne occidentale (ou tout au moins sa portion comprise dans le territoire belge) constituent une autre zone à comportement très homogène. Cette zone, pour laquelle on ne décèle pas de mouvement notable, témoignerait au plus d'un léger gauchissement, avec des points hauts aux alentours de Marche-en-Famenne et de Herbeumont et un point bas à Gembloux. Vers le SE, elle passe à une zone pour laquelle on trouve un soulèvement assez considérable atteignant 40 mm à Athus. Cette zone, correspondant à la Gaume et dont on observe la limite à Tintigny (profil 40), présente donc un net basculement vers le NO. Quant à la partie de l'Ardenne comprise entre Martelange et Laroche, quoiqu'elle présente un basculement assez sensible orienté vers le nord, il est difficile d'en tracer la limite vis-à-vis du compartiment Condroz-Ardenne occidentale.

Enfin, l'est du pays offre un découpage plus complexe. Une grande zone comprenant l'Ardenne du NE (ou, si l'on veut, le massif de Stavelot), le

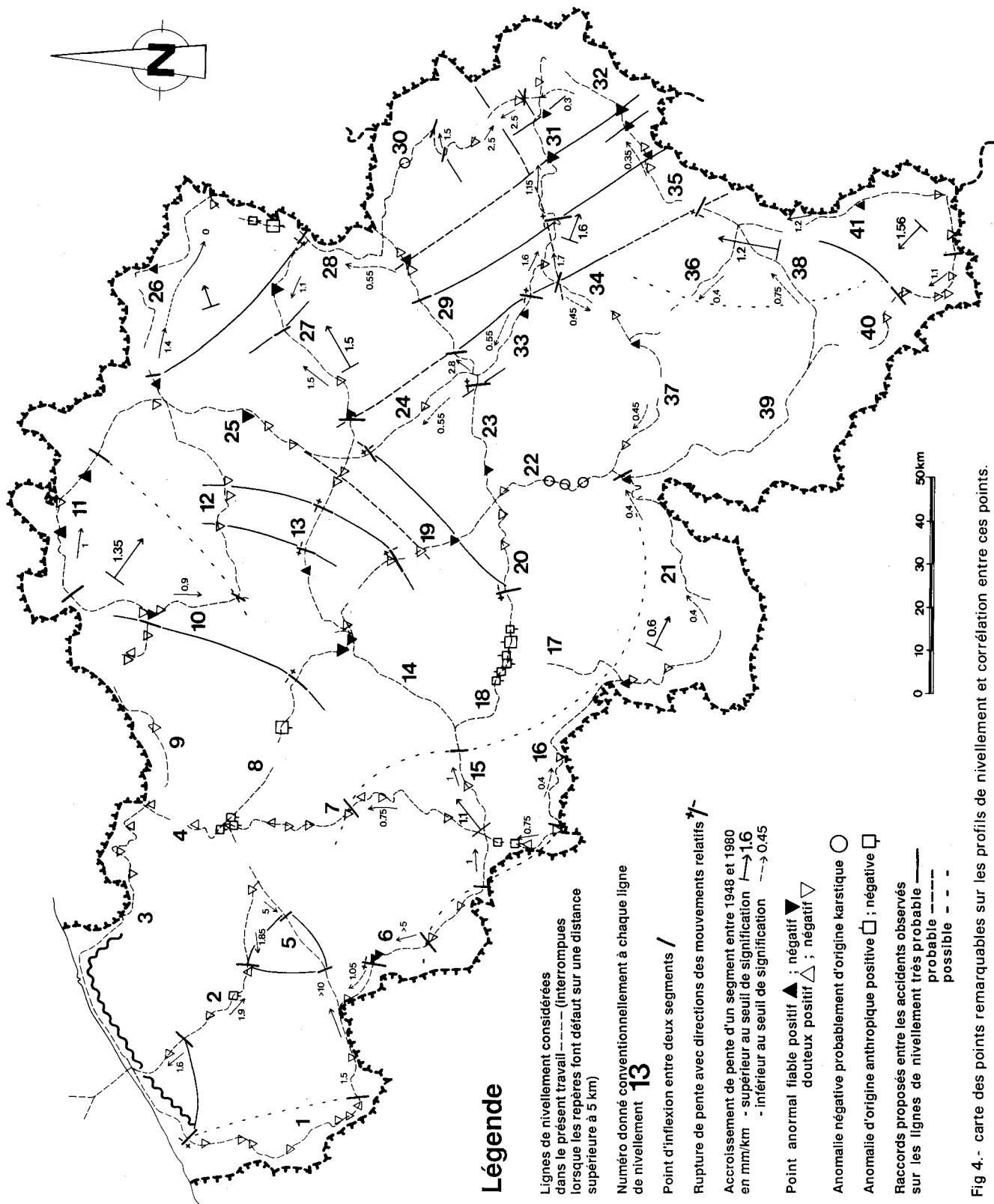


Fig 4.- carte des points remarquables sur les profils de nivellement et corrélation entre ces points.

Condroz oriental et la Hesbaye liégeoise est marquée par deux familles de discontinuités orthogonales. La plus importante est orientée du NO au SE: trois grandes discontinuités peuvent être suivies depuis la frontière luxembourgeoise au SE jusqu'à la vallée de la Meuse entre Amay et Liège au NO (et peut-être même jusqu'à Orsmaal au nord de la Hesbaye - profil 27 - pour la plus occidentale d'entre elles). En plusieurs endroits on y constate des mouvements de 1,4 à 1,7 cm, indiqués soit par une rupture de pente entre deux segments successifs d'un profil, soit par une anomalie ponctuelle, et c'est toujours la lèvre occidentale de la cassure qui est affaissée. Les blocs ainsi délimités sont basculés obliquement par rapport aux discontinuités; ils s'inclinent vers l'ESE, avec un accroissement de pente de 1,6 mm/km dans cette direction entre 1948 et 1980. Deux autres cassures prennent vraisemblablement une orientation similaire: l'une s'observe sur le profil 23 à hauteur de Moha (à l'ouest de Huy) où elle correspond également à un soulèvement relatif de 1,7 cm en 30 ans du bloc oriental; la seconde est repérée à Malmédy sur le profil 31. Quant aux discontinuités perpendiculaires, elles apparaissent clairement uniquement sur le plateau des Hautes Fagnes, soit à l'est des autres structures; au nombre de trois, elles délimitent deux blocs dont les basculements convergents sont dirigés vers une charnière située à hauteur de la Baraque Michel (profil 30) et dont la trace se retrouve peut-être plus à l'ouest dans le point d'inflexion de Bomal (profil 34). Malheureusement, la position de cette charnière à la Baraque Michel est passablement imprécise en raison de la disparition d'un certain nombre de repères entre les deux nivellements, de telle sorte qu'elle pourrait tout autant se situer quelque peu plus au nord, éventuellement jusqu'à hauteur de Jalhay (fig.5).

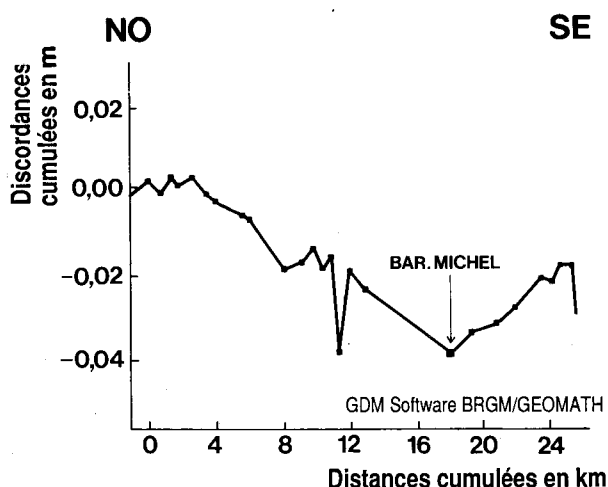


Fig 5.- profil de comparaison des nivellements sur le plateau de la Baraque Michel et son flanc nord.

Au nord des blocs tectoniques de l'Ardenne septentrionale, l'interprétation des profils de la Campine révèle une organisation assez semblable pour cette région. On y retrouve des discontinuités orientées du NO au SE, limitant des blocs affectés d'un basculement vers le NE ou l'ENE. L'une de ces discontinuités est le lieu du plus fort mouvement naturel observé sur l'ensemble de la Belgique, à savoir 5 cm en 30 ans à Lanaken. Cependant, des affaissements miniers interfèrent avec ce mouvement naturel, de telle manière qu'il n'est pas possible de le positionner exactement entre Lanaken et Dilsen, ou même de savoir s'il doit éventuellement être décomposé.

INTERPRETATION GEOLOGIQUE DU DECOUPAGE EN ZONES INDIQUE PAR LES PROFILS DE COMPARAISON DES NIVELLEMENTS (fig.6).

La description esquissée ci-dessus d'un compartimentage de la Belgique est volontairement d'ordre géographique, sans aucune connotation géologique, afin de bien montrer qu'elle résulte principalement de la considération des profils de nivellement. Il est évident cependant que le découpage présenté plus haut a été influencé par notre connaissance de la néotectonique de certaines régions, par exemple dans les Hautes Fagnes. L'interprétation des unités identifiées et de leurs limites va maintenant mettre en évidence qu'il existe pour la plupart d'entre elles une relation avec des structures géologiques connues.

La concordance des discontinuités tracées dans l'est de la Belgique avec des traits structuraux est par exemple tout à fait remarquable. Un certain nombre de failles transversales orientées du NO au SE ont été reconnues récemment dans l'est du massif de Stavelot et son avant-pays au nord, à savoir l'Entre-Vesdre-et-Meuse; mises en place au Permien, elles furent par la suite encore actives au Crétacé (Bless *et al.*, 1990b) mais également au Néogène et même durant le Quaternaire récent (Demoulin, 1988, 1989). Un levé géologique détaillé dans le synclinorium de l'Eifel a par ailleurs permis à Vandenven (1990) de suivre ces failles, ainsi que d'autres plus à l'ouest qui leur sont parallèles, dans les schistes du Dévonien inférieur, où cependant on ne possède encore aucune indication de leur activité post-paléozoïque. Or, les limites des blocs NO-SE fixées dans cette zone par le biais des nivellements coïncident parfaitement avec ces failles depuis Malmédy à l'est jusqu'à Gouvy à l'ouest. De plus, elles sont suivies sur de plus longues distances et sont accompagnées vers l'ouest d'autres discontinuités de même orientation, de telle manière qu'elles élargissent à

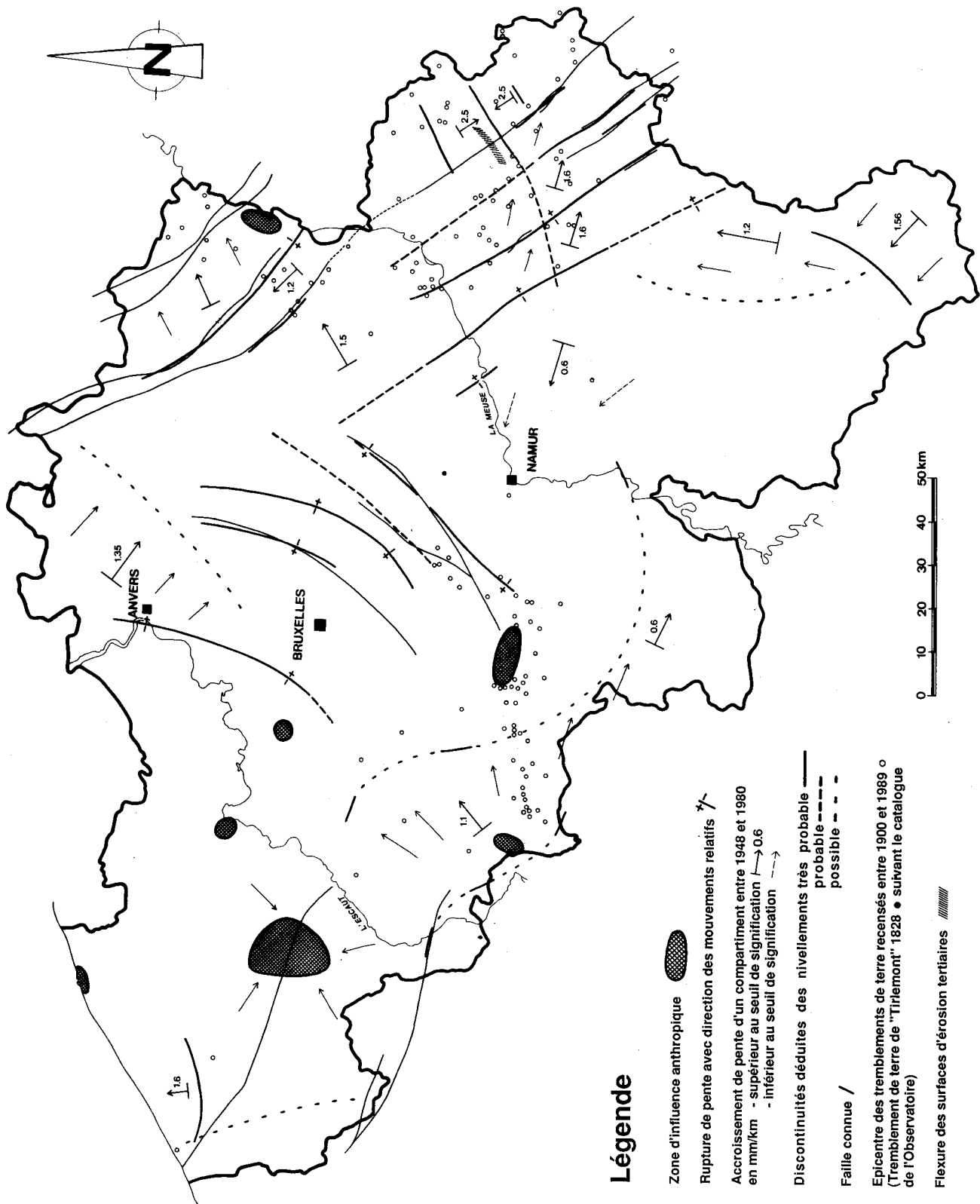


Fig 6. - découpage en compartiments structuraux indiqué par la comparaison des profils de nivellement et rapport avec des éléments tectoniques connus.

l'ensemble de l'Ardenne nord-orientale et de son avant-pays, jusqu'à une limite occidentale allant de Houffalize à Huy, le canevas des blocs tectoniques dont les mouvements relèvent de l'évolution du rift continental de la Baie du Rhin inférieur. La position que leur assigne la comparaison des nivellements est d'ailleurs également confirmée de façon remarquable par certaines études de télédétection (Vandeven, 1977, Ozer *et al.*, 1988), où l'on retrouve leur trace, notamment à Huy, de Amay à Mormont, de Comblain-au-Pont à Lierneux ou encore à proximité de Longvilly, à la frontière luxembourgeoise. De même, les mouvements actuels signalés dans la région de Looz par Jones (1964) après réitération de certains tronçons du nivellement de précision de 1948 se situent dans le prolongement exact au NO d'une de ces discontinuités. Enfin, lorsqu'on superpose ces dernières à la carte de la répartition des tremblements de terre récents dans l'est de la Belgique (Camelbeek, 1989, Pissart et Lambot, 1989), on constate qu'une grande majorité d'entre eux se disposent le long de ces lignes NO-SE (et tout particulièrement la série de microséismes de janvier 1990, tous alignés sur la faille de Hockai, au nord de Waimes et Malmédy (Bless *et al.*, 1990a), mais non représentés sur la figure 6). De plus, les mécanismes au foyer des tremblements de terre de Malmédy en 1985 et des Hautes Fagnes en 1990 ne laissent aucun doute sur la nature du mouvement qui est bien celui de failles normales orientées NO-SE (Camelbeek, 1989, Bless *et al.*, 1990a). Les sismogrammes indiquent pour 1985 probablement un mouvement d'une faille antithétique dont le pendage serait de l'ordre de 70° vers le SO et pour 1990 une secousse prenant place sur une faille à pendage NE d'environ 60°. Les résultats de la comparaison des nivellements rejoignent ici en tous points un faisceau d'observations géologiques, géomorphologiques et sismologiques: leur validité est donc parfaitement démontrée mais aussi leur intérêt puisqu'ils fournissent dans cette région dépourvue de couverture récente l'image la plus actuelle et la plus complète des fractures radiales dont l'activité peut être associée à la subsidence de la Baie du Rhin inférieur. Quant aux mouvements enregistrés par les nivellements sur ces failles transversales, ils correspondent bien globalement à un abaissement vers la Baie du Rhin, quoique le basculement des blocs soit légèrement oblique par rapport à l'axe régional d'extension. À l'ouest de la Baraque Michel, et dans le cadre d'un champ de contraintes régional dont la direction de compression horizontale maximale reste bien NO-SE, ces failles jouent donc comme des failles normales antithétiques.

Les discontinuités perpendiculaires, d'orientation NE-SO (c'est-à-dire de direction varisque), repérées sur le massif de la Baraque Michel au coeur du massif de Stavelot, sont également assimilables à un trait structural reconnu dans cette zone grâce à la reconstitution des surfaces d'érosion tertiaires: elles coïncident en effet avec la flexure que Demoulin (1986) a identifiée sur le flanc nord de la Baraque Michel et qui, quoique attestée dès le Crétacé (Bless *et al.*, 1990b) s'est développée surtout au Néogène et au Quaternaire. Toutefois, les mouvements actuels relevés à cet endroit indiquent que la flexure connaît un affaissement relativement aux deux compartiments qu'elle sépare, ce qui suggérerait qu'elle est en train de s'effacer. Il faut cependant se rappeler que des oscillations de courte durée oblitérent généralement, pour des fourchettes d'observations temporelles trop réduites, la tendance globale d'un mouvement, notamment dans les régions subissant un soulèvement néotectonique (Sychev *et al.*, 1986).

Si on considère maintenant le prolongement naturel vers le NO des fractures transversales de l'Ardenne du NE, on retrouve en Campine limbourgeoise la même concordance des discontinuités de nivellement et de failles actives au Néogène et à l'heure actuelle. L'une des discontinuités observées coïncide avec la faille de Beringen (Delmer, 1963), prolongée vers le nord par la faille de Poppel dont Vandenberghe (1990) montre l'activité pléistocène par l'étude du réseau hydrographique local. L'autre discontinuité repérée dans cette zone suit la grande ligne de fracturation marquée du NO au SE par les failles de Rijen, Rauw et de Zwartberg (Delmer, 1963; Thys, 1980). Cependant, comme cela a été signalé ci-dessus, le mouvement de 5 cm déterminant cette discontinuité est difficilement localisable en raison des affaissements miniers de la région d'Eisden, aussi prend-il peut-être place plus au nord sur la faille de Rotem-Heerlerheide, ou doit-il être réparti sur ces différentes failles. Toujours est-il que le basculement vers le NE indiqué par les nivellements pour les compartiments de la Campine répond bien au mouvement de subsidence du Graben de la Rur, de même que son ampleur est en accord avec les valeurs élevées des rejeux quaternaires des failles de cette région.

La Campine anversoise et surtout le Brabant constituent une autre région où les résultats fournis par la comparaison des nivellements sont extrêmement intéressants. On ne disposait en effet jusqu'à présent d'aucune observation qui suggérât une activité néotectonique du massif du Brabant; or les profils de nivellement non seulement indiquent l'existence d'une telle

activité, en donnant l'ordre de grandeur (1,5 cm en 30 ans), mais encore positionnent les mouvements sur quelques discontinuités courbes d'orientation générale SSO-NNE qui correspondent précisément à des failles cartographiées par Legrand (1968) dans le socle paléozoïque du massif. Legrand signale d'ailleurs que ces failles, dans la région de Jodoigne-Blanmont ainsi qu'entre la Dyle et la Senne, ont rejoué à l'Eocène, dénivellant la base du Bruxellien et même du Lédien de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. L'affaissement qu'il indique du claveau oriental de la faille passant entre Dyle et Senne correspond en outre au sens du mouvement actuel repéré à l'aide des nivellements. De plus, les tremblements de terre enregistrés dans la région de Court-Saint-Etienne, et que Legrand attribue au champ de fractures transversales sus-mentionné, sont également un témoin de l'activité actuelle de ces dernières. Mais il faut noter que la comparaison des nivellements permet de repérer un nombre de discontinuités supérieur à celui des failles reconnues par Legrand et suggère ainsi l'existence d'autres fractures transversales actives quoique pas encore identifiées géologiquement (tel serait le cas d'une cassure courant de Limal à Tongerlo, au cœur du Brabant, ou de celle qui fait la limite avec le bloc des Flandres). Enfin, on doit constater que les fractures ainsi mises en évidence sur le massif de Brabant se dirigent au sud vers la zone de fortes anomalies de Chapelle-lez-Herlaimont, interprétée par Pissart et Lambot (1989) comme résultant du comblement de galeries de mines. Or, à cet endroit, plusieurs séismes récents ont fourni des mécanismes au foyer qui indiquent le jeu de failles inverses avec léger décrochement, et d'orientation NNE à NE (Camelbeeck, 1989). Ces séismes étaient par ailleurs superficiels (profondeur inférieure à 7 km). On pourrait dès lors se poser la question de savoir si les tremblements de terre de la région de Chapelle-lez-Herlaimont - La Louvière, éventuellement responsables d'une partie des anomalies de nivellement observées, n'indiquent pas un prolongement jusqu'à cet endroit des fractures du socle brabançon actives actuellement.

Enfin, les zones en surrection du sud-ouest et du sud de la Belgique (régions de Furnes, Tournai-Mons, Chimay ainsi que la Lorraine belge) ne présentent aucun lien direct avec des structures géologiques connues. Seules deux discontinuités ponctuelles tout à fait à l'ouest du pays (Tournai et Nieuwkerke) correspondent aux passages de failles d'orientation ONO-ESE indiquées par Legrand au niveau du socle paléozoïque; ces failles, ainsi qu'une autre s'étirant de La Panne à Kerkhove, sur l'Escaut, sont d'ailleurs situées dans le prolongement direct vers l'ouest des limites de la zone basculée qui borde au sud le bloc

des Flandres et fait transition vers les régions soulevées à la frontière française. Par contre, cette même zone basculée recoupe obliquement le bassin en subsidence de la Haine sans en rien laisser paraître dans la comparaison des nivellements (cela résulte très certainement de l'absence de points de comparaison valables à hauteur de ce bassin: aux rares endroits où des cheminements le recoupent, les repères ont soit disparu, ou sont affectés de mouvements aberrants d'origine anthropique). Toutefois, si on ne peut l'associer à aucune structure géologique établie de longue date, on doit rapprocher cette tendance à l'élévation d'un mouvement similaire repéré par Fourniguet (1987) pour les régions françaises limitrophes. Fourniguet constate en outre que cette surrection du nord de la France est accompagnée de la mise en évidence de plusieurs traits structuraux majeurs d'orientation NO-SE (et correspondant à des déformations plastiques de la craie); ces traits structuraux s'alignent ainsi parallèlement à la zone basculée du sud-ouest de la Belgique qui pourrait en l'occurrence constituer une flexure, charnière entre le nord de la France soulevé d'une part et la Flandre belge en subsidence relative d'autre part.

Quant à la zone soulevée de la Lorraine belge et de l'extrême sud-est de l'Ardenne, le parallélisme est plus difficile à établir avec des régions de comportement comparable au-delà de la frontière française. En effet, Fourniguet (1987) observe bien en France un soulèvement d'une auréole N-S à l'est du Bassin de Paris qui intéresse la région de Charleville-Mézières, mais la Lorraine belge est décalée vers l'est par rapport à cet axe de soulèvement, alors que par ailleurs la Lorraine orientale française subit pour sa part un abaissement relatif. D'un autre côté, la région en surrection autour d'Arlon se trouve sur le flanc nord de la Baie du Luxembourg et pourrait donc avoir un comportement différent de la Lorraine française au sud de celle-ci, si tant est que l'axe NE-SO de cette dépression détermine des mouvements différentiels actuels. Cette possibilité est en tout cas suggérée par les résultats de Mechie *et al.* (1983) qui, étudiant les structures profondes sous le Massif schisteux rhénan, ont montré que sous la Baie du Luxembourg, la limite croûte-manteau se trouve à environ 37 km de profondeur, mais qu'à hauteur de Saint-Dizier (France), elle se relève rapidement vers le SO pour n'être plus qu'à 30 km sous la partie nord-orientale du Bassin de Paris, à l'ouest de la Meuse. Ces données sont en outre confirmées par les considérations de Raikes et Bonjer (1983) sur l'hétérogénéité mantellique sous le Massif schisteux rhénan. Or, Fourniguet (1987) a précisément identifié dans la région de Saint-Dizier plusieurs discontinuités fondamentales dans les mouve-

ments superficiels déduits des nivellements; ces discontinuités pourraient ainsi correspondre à la trace en surface de la modification sous-jacente de profondeur du Moho. Enfin, quoique Mechie *et al.* (1983) veuillent la minimiser, une différence des réponses en sismique réfraction semble également devoir individualiser la Baie du Luxembourg vis-à-vis du Massif schisteux rhénan proprement dit. Ces observations convergentes amènent donc à proposer l'hypothèse selon laquelle le soulèvement constaté en Lorraine belge grâce aux nivellements pourrait refléter des mouvements profonds, à la limite croûte-manteau.

CONCLUSION

La comparaison par profils des données de deux nivellements successifs a fourni nombre d'indications tout à fait neuves en matière de néotectonique de la Belgique. Elle apporte en fait un cadre de base pour les études ultérieures en ce domaine, cadre marqué par la subdivision du pays en cinq zones de comportements tectoniques différents. On peut d'abord distinguer deux régions de tranquillité géodynamique actuelle qui sont d'une part les Flandres et d'autre part la région Condroz-centre Ardenne (avec éventuellement un léger gauchissement pour cette dernière). Une troisième zone est constituée par l'est du pays, soit la Campine et l'Ardenne du NE: son activité est clairement liée à l'évolution de la Baie du Rhin inférieur, les mouvements se concentrant sur une série de fractures de direction rhénane. La quatrième région délimitée correspond à la partie centrale du massif de Brabant, avec des cassures SO-NE, et la cinquième à la zone en surrection du sud-ouest et du sud de la Belgique.

La coïncidence des discontinuités révélées par les nivellements avec des accidents structuraux connus est remarquable; elle témoigne du rapport direct entre les mouvements du sol enregistrés actuellement et les structures anciennes et rappelle la permanence de celles-ci. Il faut en fait comprendre les mouvements actuels du sol comme autant d'indices de l'adaptation du bâti structural aux conditions de contrainte actuelles, lesquelles correspondent globalement pour l'Europe du NO à une direction de compression horizontale maximale orientée du NO au SE, en réponse d'abord à la rencontre des plaques européenne et africaine et accessoirement à la poussée, principalement de nature gravifique, exercée par l'arc alpin sur son avant-pays. Dans ce contexte, il est normal que les systèmes de failles d'orientation NO-SE et NE-SO soient particulièrement sollicités; les fractures de l'est de la Belgique jouent donc en principe en extension, à

l'image des failles de la Baie du Rhin inférieur, et les cassures du massif du Brabant devraient fonctionner en failles inverses.

Ce point, qui demande à être vérifié, n'est cependant qu'une des nombreuses questions que posent les résultats présentés ci-dessus et il est clair que les études doivent être maintenant poursuivies afin de mieux cerner le comportement des zones sensibles que sont l'Ardenne du NE, prolongée du Condroz oriental, et le massif du Brabant. Une autre localité pour laquelle l'examen des profils de nivellement semble être du plus haut intérêt est le site nucléaire de Tihange. En effet, ce site est véritablement encadré par deux discontinuités, probablement assimilables à des cassures, qui cernent un petit bloc nettement basculé vers le NE (l'accroissement de pente au NE est de 2,8 mm/km en 30 ans) et qui paraissent constituer l'extrême limite vers l'ouest de la zone d'influence du rifting rhénan. Quoiqu'on ne puisse sans doute pas rapporter l'important tremblement de terre de Tirlemont en 1828 (Von Hoff, 1841) à ces fractures NO-SE, on ne peut douter de leur activité actuelle, et on devrait donc peut-être revoir l'idée reçue auparavant de la stabilité tectonique de la région de Huy.

REMERCIEMENTS

Nous remercions vivement Monsieur Van der Herrewegen, directeur du Service de Géodésie de l'IGN et Monsieur Lambot du même Service, qui nous ont communiqué les données sur lesquelles se base la présente étude; Monsieur Camelbeeck, grâce auquel nous avons pu disposer du catalogue des tremblements de terre tenu par l'Observatoire Royal de Belgique, et Monsieur Thierry, du BRGM, qui a adapté le logiciel de traitement aux données de nivellement de la Belgique.

BIBLIOGRAPHIE

- BLESS, M.J.M., BOUCKAERT, J., CAMELBECK, T., DEJONGHE, L., DEMOULIN, A., DUPUIS, C., FELDER, P.J., GEUKENS, F., GULLENTOPS, F., HANCE, L., JAGT, J.W.M., JUVIGNE, E., KRAMM, U., OZER, A., PISSART, A., ROBASZYNSKI, F., SCHUMACKER, R., SMOLDEREN, A., SPAETH, G., STEEMANS, Ph., STREEL, M., VANDENVEN, G., VANGUESTAINE, M., WALTER, R. & WOLF, M., 1990a.- The Stavelot massif from Cambrian to recent. A survey of the present state of knowledge. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 113 (2): 53-73.
- BLESS, M.J.M., DEMOULIN, A., FELDER, P.J., JAGT, J.W.M. & REYNDERS, J.P.H., 1990b.- The Hautes Fagnes area (NE Belgium) as a monadnock during the Late Cretaceous. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 113(2): 75-101.
- CAMELBECK, T., 1989.- L'activité sismique actuelle (1985-1988) en Belgique. Comparaison avec les données de sismicité historique et instrumentale. Analyse séismo-tectonique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 112(2): 347-365.

- CHARLOT, P. & HOTTIER, P., 1979.- Les réseaux de nivellement modernes exécutés avec le niveau non automatique sont entachés d'une erreur systématique à pente positive vers le nord. *Polycopié inédit IGN France*, 34 p.
- DELMER, A., 1963.- Mijnskaart van het Kempens kolenbekken (kommentaar en 14 platen). *Ann. Mines Belg.*: 739-754.
- DEMOULIN, A., 1986.- Les surfaces d'érosion crétacique et paléogènes du nord de l'Ardenne-Eifel. *Zeit. f. Geom.*, 30(1): 53-69.
- DEMOULIN, A., 1988.- Cenozoic tectonics on the Hautes Fagnes plateau (Belgium). *Tectonophysics*, 145: 31-41.
- DEMOULIN, A., 1989.- Quaternary tectonics in the northern Ardennes, Belgium. *Tectonophysics*, 163: 315-321.
- FOURNIGUET, J., 1987.- Géodynamique actuelle dans le nord et le nord-est de la France. *Mém. BRGM.*, 127- 160 p.
- JONES, L., 1950.- Les premiers résultats de la comparaison du Deuxième Nivellement général (1948) avec les nivellements anciens. *Bull. Soc. Belge Géol. Pal et Hydr.*, 59: 156-162.
- JONES, L., 1964.- Utilisation des nivellements dans l'étude des mouvements du sol. *Bull. Acad. Roy. des Sc. d'Outre-mer*, 4: 1046-1063.
- LEGRAND, R., 1968.- Le massif de Brabant. Mémoire pour servir à l'explication des cartes géologiques et minières de la Belgique. *Mém. Serv. Géol. Belg.*, 9 - 148 p.
- MACAR, P., 1976.- Les mouvements épéirogéniques décelables en Belgique. L'aide de la Géomorphologie. *in: Géomorphologie de la Belgique*, A. Pissart éd.: 93-106.
- MALZER, H., HEIN, G. & ZIPPELT, K., 1983.- Height changes in the Rhenish Massif. Determination and analysis - *in: Plateau uplift. The Rhenish shield, a case history*, K. Fuchs, K. von Gehlen, H. Mälzer, H. Murawski & A. Semmel ed. - *Springer Verlag*: 164-171.
- MECHIE, J., PRODEHL, C. & FUCHS, K., 1983.- The long-range seismic refraction experiment in the Rhenish massif - *in: Plateau uplift. The Rhenish shield, a case history*, K. Fuchs, K. von Gehlen, H. Mälzer, H. Murawski & A. Semmel ed. - *Springer Verlag*: 260-275.
- OZER, A., MARION, J.M., ROLAND, Ch. & TREFOIS, Ph., 1988.- Signification de linéaments sur une image SPOT dans la région liégeoise - *Bull. Soc. Belge Géol.* 97(2): 153-172.
- PISSART, A. & LAMBOT, P., 1989.- Les mouvements actuels du sol en Belgique; comparaison de deux nivellements IGN (1946-1948 et 1976-1980) - *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 112(2): 495-504.
- POITEVIN, C., 1989.- Quel peut être l'apport de la gravimétrie à la tectonique récente et actuelle en Belgique ? *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 112(2): 407-420.
- RAIKES, S. & BONJER, K.P., 1983.- Large-scale mantle heterogeneity beneath the Rhenish massif and its vicinity from teleseismic P-residuals measurements - *in: Plateau uplift. The Rhenish shield, a case history*, K. Fuchs, K. von Gehlen, H. Mälzer, H. Murawski & A. Semmel ed. - *Springer Verlag*: 315-331.
- SYCHEV, P.M., ZACHAROV, V.K. & SEMAKIN, V.P., 1986.- On the origin of recent and modern vertical movements in the island systems of northeastern Asia - *Tectonophysics*, 122: 283-305.
- TYS, E., 1980.- De geologische structuur van het steenkoolterrein ten noorden van het ontginningsgebied der Kempense mijnen - *Profess. Pap.*, 179 - 43 p.
- VANDENBERGHE, J., 1990.- Morphological effects of Pleistocene faulting in unconsolidated sediments (Central Graben, Netherlands). *Zeit. f. Geom.*, 34(1): 113-124.
- VANDENVEN, G., 1977.- Les Ardennes belges vues par le satellite ERTS-1 (Landsat-1). *Bull. Soc. Belge Géol.* 86(1): 51-56.
- VANDENVEN, G., 1990.- Explications de la carte géologique du synclinorium de l'Eifel (région de Gouvy - Sankt Vith - Elsenborn). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 113(2): 103-113.
- VON HOFF, K.E.A., 1841.- Chronik der Erdbeben und Vulkanausbrüche - Gotha.
- WAALEWIJN, A., 1965.- Investigations into crustal movements in the Netherlands. *Ann. Acad. Scient. Fennicae, serie A, III Geologica-Geographia*, 90 - *Proc. of the 2nd intern. symposium on recent crustal movements, Aulanko, Finland*, August 3-7, 1965: 401-412.