



MINISTÈRE DES
AFFAIRES ÉCONOMIQUES

ADMINISTRATION DE LA
QUALITÉ ET DE LA SÉCURITÉ

MINISTERIE VAN
ECONOMISCHE ZAKEN

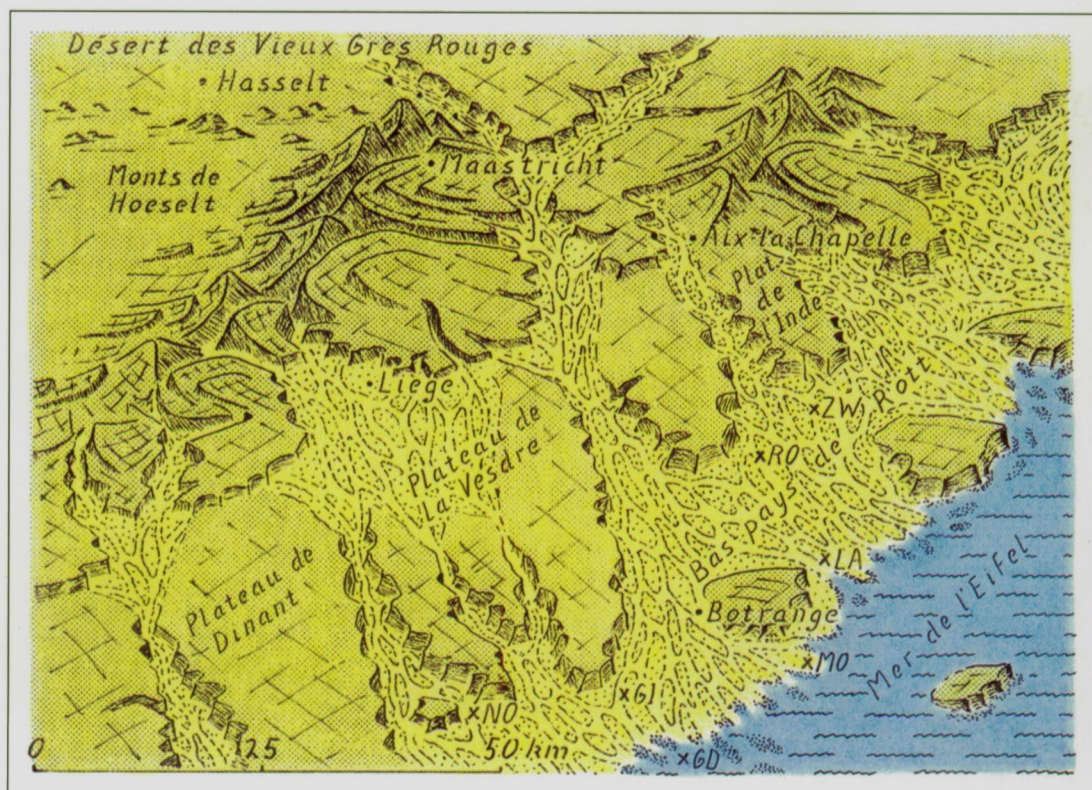
BESTUUR
KWALITEIT EN VEILIGHEID

GEOLOGICAL SURVEY OF BELGIUM
PROFESSIONAL PAPER 2000/2
N. 291

SERVICE GÉOLOGIQUE DE BELGIQUE
BELGISCHE GEOLOGISCHE DIENST

L'ODYSSÉE DE L'EUREGIO MEUSE-RHIN

Martin J.M. BLESS & M. Cristina FERNÁNDEZ NARVAIZA



Rue Jenner 13 - 1000 Bruxelles
Jennerstraat 13 - 1000 Brussel

ISSN 0378-0902

**MINISTÈRE DES
AFFAIRES ÉCONOMIQUES**

ADMINISTRATION DE LA
QUALITÉ ET DE LA SÉCURITÉ
SERVICE GÉOLOGIQUE DE BELGIQUE

**MINISTERIE VAN
ECONOMISCHE ZAKEN**

BESTUUR
KWALITEIT EN VEILIGHEID
BELGISCHE GEOLOGISCHE DIENST

PROFESSIONAL PAPER 2000/2

N. 291

L'ODYSSÉE DE L'EUREGIO MEUSE-RHIN

par

Martin J.M. BLESS & M. Cristina FERNÁNDEZ NARVAIZA

(38 figures, 32 cartes)

Traduit du néerlandais

par

Richard FLAMÉE,
Ingénieur civil des Mines ULg.

Le présent texte a été traduit à partir d'une version revue du texte néerlandais original «De Euregio Maas-Rijn op drift» de Martin J.M. Bless et M. Cristina Fernández Narvaiza, publié comme «Professional Paper 1996/1, n° 280» du Ministère des Affaires Économiques, Administration de la Qualité et de la Sécurité, Service Géologique de Belgique, ISSN 0378-0902.

MOTS-CLÉS : Dérive des continents, Cambrien à Pléistocène, reconstitutions paléogéographiques, Euregio Meuse-Rhin.

Toute l'information économique en clair et net sur
[http : //mineco.fgov.be](http://mineco.fgov.be)

Alle economische informatie rechtstreeks op
[http : //mineco.fgov.be](http://mineco.fgov.be)

Editeur responsable: Michel MAINJOT
Comité éditorial: Léon DEJONGHE
Pieter LAGA
Secrétaire: Michiel DUSAR
rue Jenner 13
1000 Bruxelles
Dépôt légal © : D 2000/0880/2

Verantwoordelijke uitgever: Michel MAINJOT
Redactieraad: Léon DEJONGHE
Pieter LAGA
Secretaris: Michiel DUSAR
Jennerstraat 13
1000 Brussel
Wettelijk depot © : D 2000/0880/2

AVANT-PROPOS

En dépit des efforts visant à réaliser l'unité européenne, la langue reste encore toujours, au sein de l'Europe, voire au sein d'une petite partie de celle-ci, telle que l'Euregio Meuse-Rhin, une barrière importante dans la communication réciproque ou dans la prise de conscience des nombreux changements sur le plan culturel et des nouvelles conceptions dans le domaine de la science et de la technique. Une grande masse d'informations provenant d'une communauté linguistique déterminée reste inaccessible à ceux qui ne maîtrisent pas la langue qui y est pratiquée. Aussi, cette constatation s'applique-t-elle à une discipline éminemment transfrontalière, telle que la paléogéographie, une branche de la géologie qui s'occupe des modifications du paysage au cours des temps géologiques.

Nous avons, dès lors, été particulièrement heureux et honorés par l'offre que nous a faite Monsieur Richard Flamée, ingénieur civil des Mines ULg., d'effectuer la traduction en langue française de la publication que nous avons fait paraître en langue néerlandaise en 1996 dans un «Professional Paper» du Service Géologique de Belgique. Cette proposition nous donna en même temps l'occasion de revoir la version originale en de nombreux points et de la compléter par des données et des illustrations nouvelles, qui ont, depuis lors, été publiées par nous dans les «Annales de la Société Géologique de Belgique» (volume 118 : 1-93) et dans «Sprekende Bodem» (volume 40 : 3-46, 66-77, 101-107; volume 41 : 37-48, 63-75).

Les hommes ont, de tout temps, été curieux de connaître leur origine, de rechercher les «racines» de leur existence, de savoir dans quel environnement leurs aïeux ont vécu et comment ce milieu s'est formé au cours des temps. Cette histoire s'efforce de nous donner une idée des nombreuses et inimaginables modifications qu'a subies l'Euregio Meuse-Rhin au cours des centaines de millions d'années qui se sont écoulées avant que l'homme s'y établisse. Ces changements se sont déroulés sur une scène où se profilent en toile de fond des migrations de continents, ainsi que les mouvements du sol et modifications climatiques qui y sont liés.

Tous ces processus y ont laissé leur empreinte et leurs cicatrices sous forme de fossiles, de roches et sédiments, de fractures, de collines et vallées, de sols fertiles et de ressources minérales. Ces éléments ont, tour à tour, déterminé la localisation de nos villes et villages, leur développement culturel et économique. C'est à ces mêmes témoins que nous nous sommes adressés pour dégager l'évolution paléogéographique de cette région. Les références renvoyant le lecteur intéressé à plusieurs dizaines de publications lui donneront également la possibilité d'effectuer lui-même des reconstitutions de paysages alternatives ou plus détaillées.

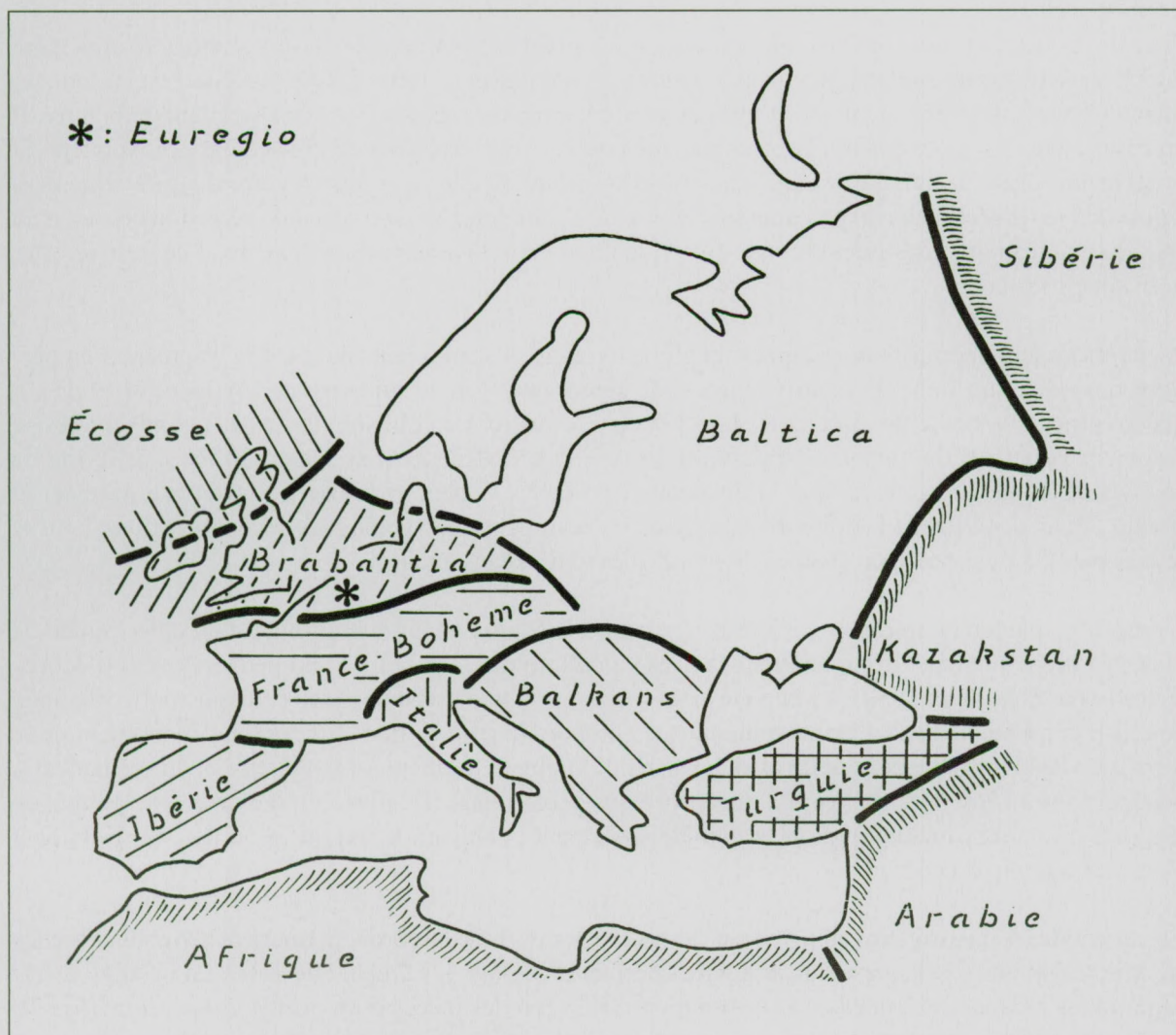
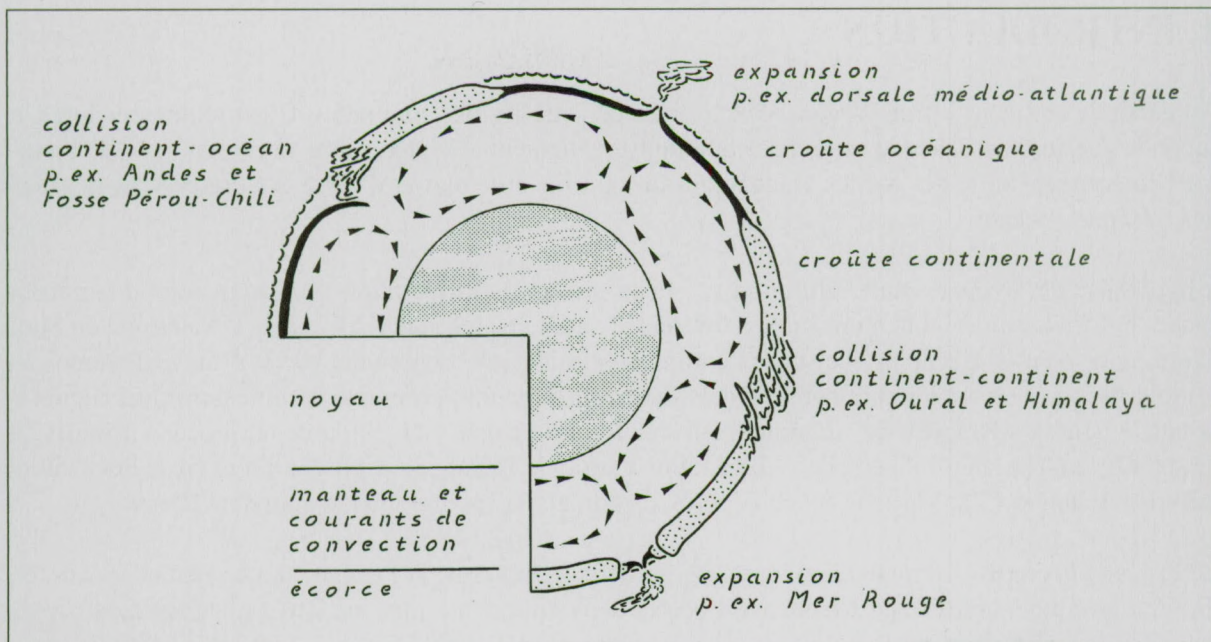
La traduction des nombreux termes géographiques et géologiques n'a certes pas été une tâche aisée. C'est pourquoi nous sommes très reconnaissants envers Richard Flamée des efforts qu'il a consentis et nous pouvons le féliciter du résultat. De même, le Professeur Maurice Streel de l'Université de Liège, à l'initiative de qui revient la première version de ce travail, mérite particulièrement nos remerciements pour ses nombreuses interventions visant à réaliser la traduction du texte révisé et la publication de celui-ci.

Gulpen, le 1er novembre 1997

Martin J.M. Bless et M. Cristina Fernández Narvaiza

Figure 1. Constitution schématique de la terre (l'échelle n'est pas respectée). Le noyau (diamètre environ 7000 km) et le manteau (épaisseur environ 2900 km) sont recouverts d'une écorce très mince qui, sous les océans, a une épaisseur de seulement 16 km et, sous les continents, de 40 km. Les courants thermiques circulant dans l'épaisseur du manteau («courants de convection») sont représentés par des flèches noires. Aux endroits où le flux thermique émerge, les courants de convection divergent, ce qui provoque la distension de l'écorce terrestre (expansion) et la rupture de celle-ci en fragments s'écartant l'un de l'autre («plaques» ou «blocs»). L'espace apparaissant entre ces plaques est comblé par le magma qui s'échappe du manteau, magma qui, après refroidissement, forme un nouveau segment d'écorce. La convergence de plusieurs courants de convection provoque une collision entre différentes plaques. Il en résulte une contraction de l'écorce terrestre due à la formation de chaînes de montagnes dans la «zone chiffonnée» ou «l'engloutissement» de portions d'écorce par le manteau (ce processus est appelé «subduction»).

Figure 2. Le continent européen est un puzzle de petites plaques continentales qui se sont regroupées dans le passé autour du continent primitif «Baltica». L'Euregio se situe au sud de l'ancien microcontinent «Brabantia». Certaines des plaques figurées ici consistent en réalité en fragments encore plus réduits (cf. Gehmlich *et al.*, 1997: fig. 2). Les chaînes pyrénéenne, alpine et carpathique marquent la limite entre les plaques de l'Europe méridionale et de l'Europe centrale, tandis que les Ardennes et les Monts Métalliques (Erzgebirge) sont le résultat de la collision qui s'est produite entre la France-Bohême et Brabantia.



1. INTRODUCTION

Au début de ce siècle Alfred Wegener lança l'idée de la dérive des continents. C'est seulement après la seconde guerre mondiale que cette théorie fut universellement acceptée, entre autres, en vertu de l'examen paléomagnétique des roches volcaniques qu'on trouve de part et d'autre des crêtes sous-marines des différents océans.

L'hypothèse de Wegener était surtout basée sur la prise en considération de l'extension de certaines roches et fossiles qu'on rencontre sur les différents continents, tels que l'Afrique et l'Amérique du Sud, et qui ne peuvent s'expliquer que si ces continents faisaient antérieurement partie d'un seul même ensemble. Selon ce savant les continents actuels sont issus d'un unique énorme continent primitif auquel il donna le nom de «Pangée» (le «continent universel»). La Pangée était entourée par l'océan primitif, la «Panthalassa» (la «mer universelle»). La fragmentation de la Pangée débuta il y a environ deux cents millions d'années (200 Ma) à la fin de la période géologique connue sous le nom de «Trias».

C'est bien plus tard seulement que les géologues découvrirent que la Pangée était en réalité constituée d'une mosaïque complexe de fragments d'écorce terrestre encore plus anciens («plaques continentales») qui, au cours des temps géologiques que nous appelons le «Paléozoïque», entrèrent en collision et se fondirent en un même ensemble. Ces plaques continentales étaient, à leur tour, le résultat de déplacements de masses continentales au cours du Précambrien, déplacements qui sont encore à peine déchiffrés.

Pour expliquer ces mouvements, on admet que les plaques continentales et océaniques relativement dures dérivent sur un substrat pâteux et plastique (le «manteau»). Cette masse plastique est en mouvement continu, probablement sous l'influence de courants thermiques issus de l'intérieur de la terre. Il en résulte que les mouvements suscités par ces courants ou «courants de convection» provoquent au point le plus chaud la montée de cette masse vers la surface où elle va ensuite se refroidir, puis regagnera à nouveau les profondeurs un peu plus loin (fig. 1). Ce sont donc les courants de convection circulant au sein du manteau qui constituent le mécanisme mettant en mouvement les fragments d'écorce terrestre dérivant en surface.

Au cours de leurs pégrinations autour du globe terrestre, les continents peuvent se fragmenter en portions qui s'écartent l'une de l'autre ou qui s'affrontent pour former un nouveau continent. Il va de soi que ce processus laisse des cicatrices dans l'écorce terrestre. La collision de plaques continentales se reconnaît la plupart du temps à l'apparition d'une «zone chiffonnée», se matérialisant sous forme de chaînes de montagnes, tandis que la dislocation de celles-ci peut conduire à l'ouverture de mers et océans. Pour déchiffrer l'histoire de la dérive des continents, les géologues recherchent des indices témoignant de l'existence de chaînes de montagnes et d'océans anciens.

L'étude du «paléomagnétisme» des roches anciennes constitue un autre outil important dans l'étude de la dérive des continents. Cette méthode consiste à déterminer la position d'un petit fragment d'écorce terrestre par rapport aux pôles à l'époque de la formation d'une roche donnée. Cette position a été figée de façon permanente dans certains minéraux se comportant comme de petits aimants au moment de la formation de la roche dans laquelle ils se présentent. Malheureusement, ce magnétisme, dit «rémanent», peut par la suite être perturbé par d'autres processus géologiques. De plus, ce phénomène ne permet de disposer d'une information que sur la latitude seulement et non sur la longitude du lieu où se trouvait alors ce fragment d'écorce.

Ces méthodes d'investigation, ainsi que d'autres méthodes d'avant-garde, permettent de reconnaître les anciens fragments de plaques constituant les continents actuels. L'Europe, elle aussi, est un agglomérat de pareilles plaques anciennes, qui s'assemblent à la façon des pièces d'un puzzle gigantesque (fig. 2).

Ces fragments n'ont atteint leur position actuelle qu'après un parcours de plusieurs milliers de kilomètres à la surface de la terre. Sur leur trajet ils traversèrent différentes zones climatiques. Des continents fusionnèrent, d'autres se fragmentèrent tour à tour. Tout ceci eut une répercussion sur les processus géologiques, tels que la formation des montagnes et l'affaissement du sol, l'érosion et la sédimentation, et, bien entendu, également sur les biotopes et sur les plantes et animaux qui en dépendent.

Plusieurs raisons font de l'Euregio Meuse-Rhin (désignée dans ce qui suit du nom abrégé «Euregio») un lieu idéal pour visualiser l'histoire fascinante d'un minuscule et arbitraire fragment d'écorce terrestre. Le sous-sol de cette communauté d'intérêts, formée au sein de l'Union Européenne de la région allemande d'Aix-la-Chapelle (Regio Aachen), de la partie méridionale du Limbourg hollandais et des provinces belges du Limbourg et de Liège, recèle un trésor de données relatives à une période qui remonte à près de six cents millions d'années dans l'histoire de la terre. De plus, l'Euregio se caractérise non seulement par des frontières mouvantes issues d'un passé récent entre différents peuples, langues et cultures, mais aussi celles qui existent entre domaines particularisés par leurs flore et faune propres, la constitution de leur sous-sol et leur histoire géologique.

Si nous nous représentons l'Euregio comme la partie d'un radeau dérivant à la surface de la terre (fig. 3), nous pouvons considérer les roches et fossiles comme les pages (fragmentaires) du journal de bord qui a été conservé tout au long de ce périple (fig. 4). Ce radeau s'agrandit ou se réduisit au cours du temps suivant que la portion d'écorce terrestre portant l'Euregio actuelle fusionna avec d'autres continents ou s'en sépara. Nous pouvons faire apparaître les modifications provoquées dans le paysage par ces événements à l'aide de cartes «paléogéographiques» évoquant le paysage existant au cours d'une période donnée.

Ces cartes sont basées sur les données géologiques disponibles pour cette période de temps. Les roches et fossiles ne nous informent pas seulement sur la répartition de la terre et de la mer ou sur les conditions climatiques, mais également sur l'ancien tracé des cours d'eau, la localisation des marais, des bancs de sable et des courants marins, le relief du lieu ou de l'arrière-pays, ou encore l'endroit de l'écorce terrestre subissant, à un moment donné, un soulèvement ou un affaissement.

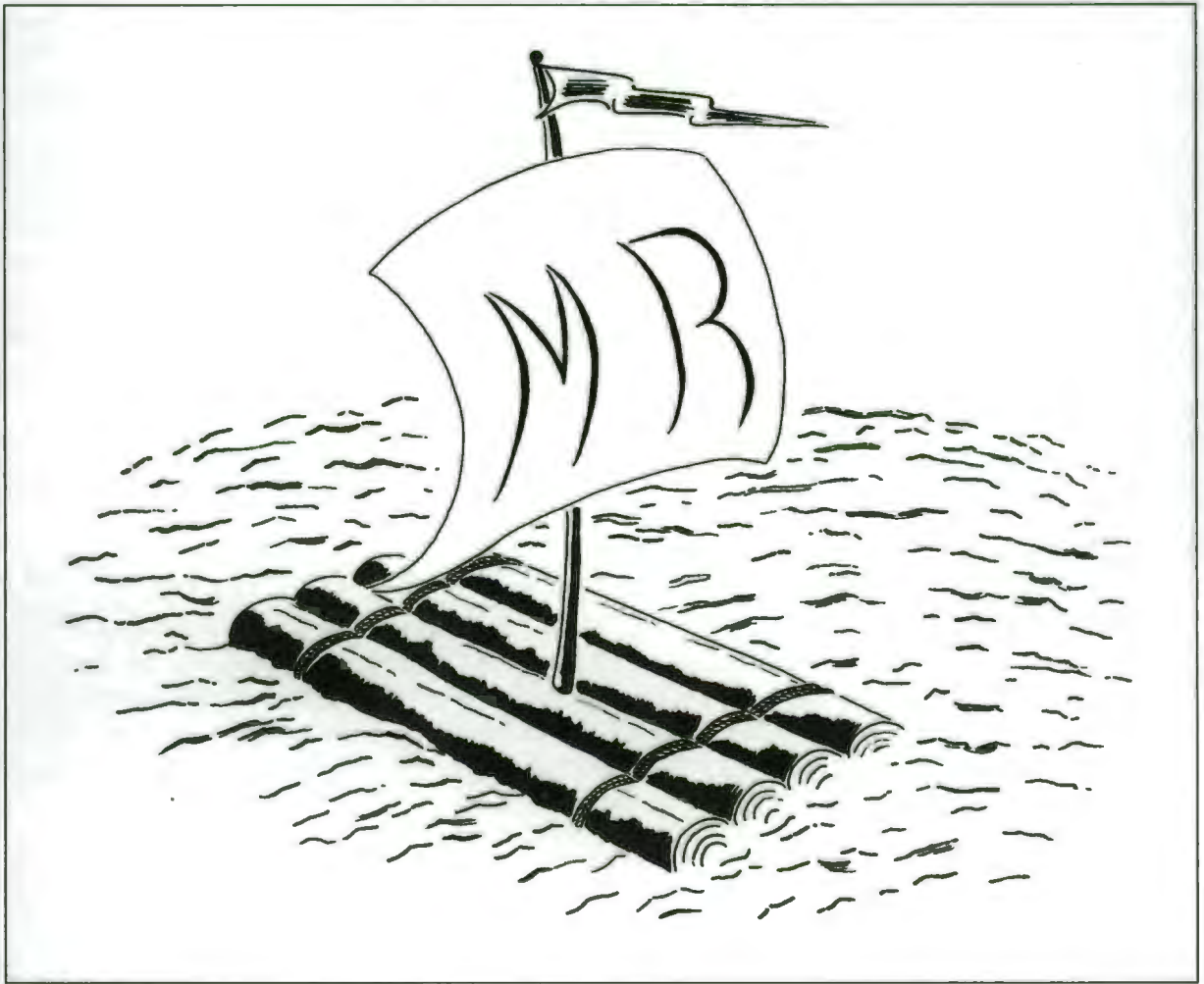
Les informations rassemblées dans ces cartes ne sont généralement pas entièrement synchrones, mais constituent plutôt une synthèse de données couvrant une période plus ou moins longue. De plus, il est toujours nécessaire de faire prudemment appel à l'imagination, notamment pour interpoler les données relatives aux milieux dont aucun témoin concret n'a été conservé. On peut donc toujours redessiner ces cartes d'une façon différente.

Étant donné que celui qui recourt à ces reconstitutions paléogéographiques a fréquemment besoin de se référer à un cadre immuable, nous y avons toujours fait figurer la localisation des lieux les plus importants de l'Euregio. Il va de soi que cette façon de procéder restreint les possibilités pour faire, dans les limites du format qu'on s'est fixé, figurer chaque fois à une échelle correcte les différences mutuelles existant dans les relations spatiales. En pratique, la distance entre les villes principales de l'Euregio (Aix-la-Chapelle, Hasselt, Liège et Maastricht) est, dans l'ensemble, représentée comme étant invariable. Seules, les distances entre les régions situées au nord et au sud de la ligne Aix-la-Chapelle-Liège ont, dans les cartes qui entrent en ligne de compte pour la période allant du Cambrien au Carbonifère, été dilatées ou contractées (ce qui se remarque à l'examen de la distance relative séparant Botrange au sud des métropoles de l'Euregio au nord) afin d'illustrer les mouvements tectoniques horizontaux ayant eu lieu à cette époque.

Pour souligner ces limitations nous avons délibérément choisi d'adopter un canevas et une présentation schématiques. Chacune des cartes ne constitue dès lors qu'un instantané subjectif d'un paysage en évolution continue au cours d'une période qui est à présent derrière nous depuis des dizaines, voire des centaines de millions d'années. Cet instantané nous aide toutefois à rechercher une explication logique

Figure 3. Les plaques continentales sont souvent comparées à des radeaux dérivant à la surface de la terre. Nous recourrons fréquemment à cette image. Le radeau porte alors chaque fois le nom du continent dont l'Euregio faisait partie à ce moment.

Figure 4. La route suivie et les péripéties d'un périple sont normalement consignées dans un journal de bord. A bord du radeau de l'Euregio, ce sont les roches et fossiles qu'on y rencontre qui constituent les pages du journal de bord. Les géologues sont en mesure de traduire ces données afin d'en tirer des informations sur le parcours de ce petit segment d'écorce terrestre. Dans ce relevé apparaît une difficulté importante, liée à l'érosion qui a fait disparaître des chapitres entiers du journal de bord. La chandelle a été allumée dès la rédaction de la première page du journal de bord. Elle symbolise le temps qui s'écoule. Au moment présent, la chandelle s'éteint. Il n'est toutefois pas facile de mesurer le temps écoulé à la longueur d'une chandelle allumée. La vitesse à laquelle celle-ci se consume est influencée par les variations dans l'apport d'oxygène disponible, la longueur et le diamètre de la mèche. Ce sont aussi de pareilles imprécisions que nous rencontrons dans la détermination des temps géologiques.



à la répartition des sédiments et fossiles qui se sont formés à l'époque en question. En outre, nous pouvons, à l'examen des cartes successives, apprendre comment des processus naturels conduisent à des modifications radicales dans le paysage d'un domaine relativement réduit, tel que celui de l'Euregio.

Malheureusement, la discussion portant sur l'âge absolu des différentes périodes géologiques n'est toujours pas close. Nous tenons pourtant à disposer de chiffres qui donnent à tout le moins une certaine idée de cet âge. Nous recourons à cet effet à l'échelle géochronologique applicable aux Pays-Bas telle qu'elle a été publiée en 1993 par le Service géologique des Pays-Bas (RGD & NOGEP, 1993: ann. A.1). Toutefois, afin de souligner la relativité de ces chiffres, nous illustrerons régulièrement la chronologie des événements au moyen d'une chandelle allumée (fig. 4). La longueur de cette chandelle qu'il est malaisé de déterminer, indique combien de millions d'années devaient encore s'écouler avant qu'apparaisse le paysage actuel.

2. CARTE GÉOLOGIQUE

Les grandes structures et caractéristiques géologiques de l'Euregio actuelle (fig. 5) constituent la base de réalisation des différentes cartes paléogéographiques (cartes 1 - 32). A part Botrange, point culminant de l'Euregio, les chefs-lieux de province, Aix-la-Chapelle, Hasselt, Liège et Maastricht, constituent les points de référence permettant de comparer les reconstitutions de paysages des cartes paléogéographiques aux structures géologiques indiquées dans la carte géologique. Les structures essentielles font ici l'objet d'un bref commentaire.

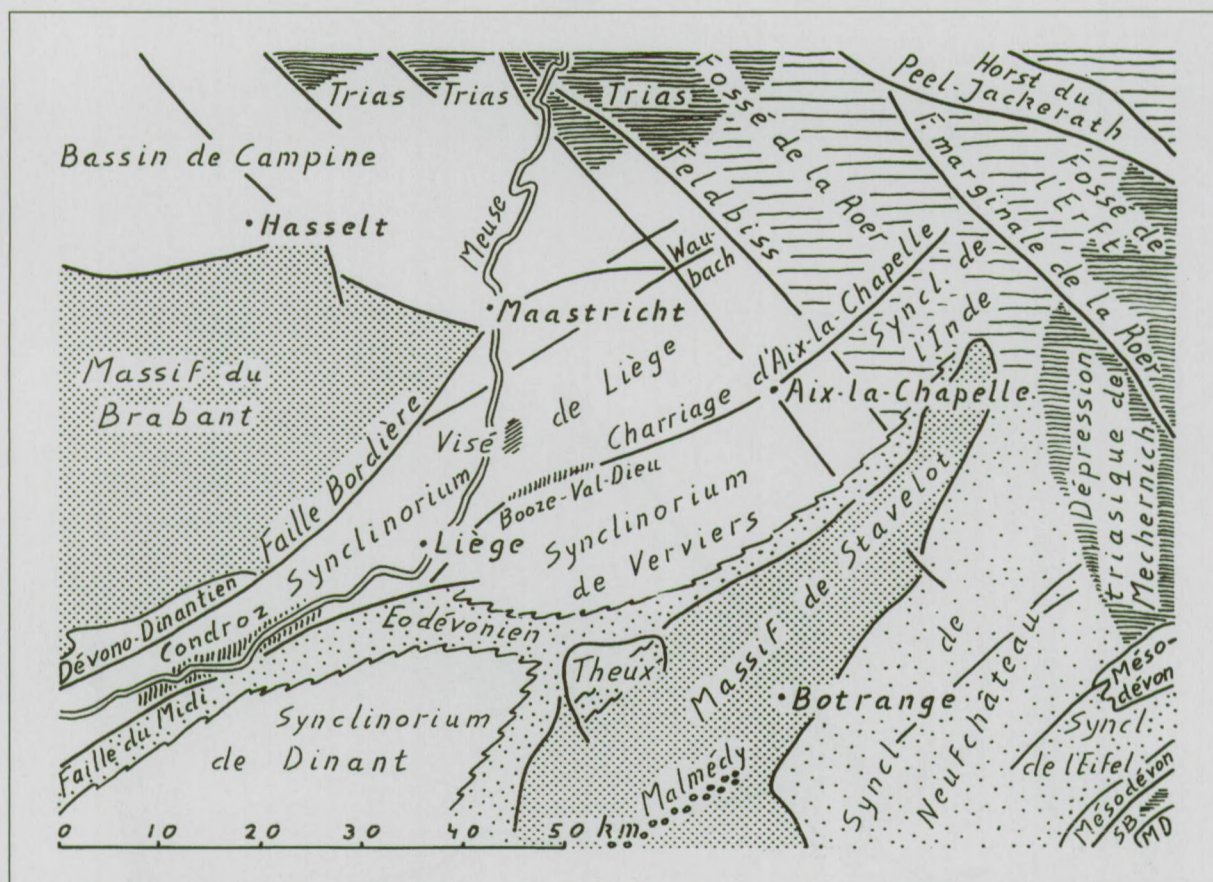


Figure 5. Dépôts et structures essentielles de l'Euregio. M.D. : Dévonien moyen du Synclinal de Dollendorf (Synclinaux calcaires de l'Eifel); SB : Dépôts triasiques entre Stadtkyll et Blankenheim.

2.1. MASSIF DU BRABANT

Le massif du Brabant est constitué de terrains du début du Paléozoïque (Cambrien, Ordovicien et Silurien) recouverts de sédiments du Mésozoïque et du Cénozoïque (Legrand, 1968: 3). Des roches du Paléozoïque récent (Dévonien, Carbonifère et Permien) en forment la ceinture, accentuée dans le sud par la «Faille bordière». Récemment la limite orientale du massif a été étudiée de plus près par une méthode géophysique (sismique) (Dusar & Langenaeker, 1992).

La phase tardive de l'orogénèse calédonienne a eu pour conséquence de plisser ce massif à la fin du Silurien et de le soulever à l'état de plateau interrompu par de petites crêtes, plateau qui s'étendait du sud-ouest de l'Irlande jusqu'aux environs de Maastricht. Au Carbonifère cette région fut à nouveau recouverte par quelques milliers de mètres de sédiments qui disparurent de nouveau en grande partie sous l'action de l'érosion au cours du Permien et du Trias. La pénéplanation définitive du massif au cours du Jurassique moyen, du Jurassique récent et du Crétacé ancien succéda aux soulèvements des phases cimériennes moyenne et tardive (Bouckaert & Dusar, 1987; Van den Haute & Vercoutere, 1990; Verniers & Van Grootel, 1991: 184; Vercoutere & Van den Haute, 1993; Muchez *et al.*, 1995: 196). Les différents mouvements de surrection de ce massif sont probablement provoqués par la poussée d'une masse de granite sous-jacente (De Vos *et al.*, 1993: 610; Everaerts *et al.*, 1997).

2.2. MASSIF DE STAVELOT

Le Massif de Stavelot est, tout comme le Massif du Brabant, constitué de roches du Paléozoïque ancien. Sous l'effet du soulèvement de la phase calédonienne hâtive (phase ardennaise), les roches de l'Ordovicien récent et du Silurien font défaut (Walter, 1980: fig. 6-7; Walter *et al.*, 1985: 209). La sédimentation reprit dès le début du Dévonien comme conséquence de l'affaissement du substratum dans la partie méridionale (Bless *et al.*, 1991a: fig. 6).

Les mouvements hercyniens tardifs eurent pour conséquence de permettre le glissement d'une grande partie des terrains dévoniens et carbonifères vers le nord où ils se superposèrent sur les sédiments du Synclinorium de Verviers, formant ainsi le «Massif de la Vesdre» (Cnudde *et al.*, 1986: fig. 3; Michot, 1988: fig. 20). Dès avant la fin du Permien, les restes éventuels des terrains dévoniens et carbonifères existant sur le Massif de Stavelot disparurent sous l'effet de l'érosion (Bless *et al.*, 1991a: 61).

Le «Poudingue de Malmédy» constitue un résidu des cônes de déjection déposés vers la fin du Permien sur la pénéplaine qui fut l'aboutissement de cette érosion. Les galets roulés existant au sein de ce conglomérat provenaient principalement de l'arrière-pays situé au sud-est (Eifel, Sauerland et Taunus; Smolderen, 1987; Bless *et al.*, 1991a: 61).

Une partie du Massif de Stavelot (le plateau des «Hautes Fagnes» autour de Botrange) échappa à l'arasement subi par l'Euregio à la fin du Jurassique et au début du Crétacé. Le «monadnock» qui en subsista, formait une colline s'élevant de 100 à 150 m au dessus de la pénéplaine; celle-ci fut progressivement envahie par la mer à la fin du Crétacé (Bless *et al.*, 1991a: 63, fig. 9-10; Bless & Fernández Narvaiza, 1997c: fig. 3).

2.3. FENÊTRE DE THEUX

Bien que la Fenêtre de Theux constitue une entité morphologique nettement identifiable sur les photos aériennes, cette structure géologique caractérisée par des terrains du Dévonien et du Carbonifère constitue seulement une portion du Synclinorium de Verviers (Cnudde *et al.*, 1986: fig. 2-3).

2.4. BASSIN DE CAMPINE

La formation du bassin campinois résulte d'un basculement du socle vers le nord au cours du Paléozoïque récent, comme le montre l'augmentation de l'épaisseur des dépôts du Carbonifère (Bless *et al.*, 1980a: 56). Ce même mouvement de bascule fit échapper la majeure partie des terrains paléozoïques du nord de ce bassin à l'érosion au cours du Permien et du Trias. L'affaissement rapide des fossés le long du flanc nord (parmi lesquels le Fossé de la Roer se poursuivant au nord de l'Euregio) s'accompagna d'un basculement ultérieur du bassin au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque (Legrand, 1968; Bouckaert & Dusar, 1987; Demyttenaere, 1988; Geluk *et al.*, 1994).

2.5. SYNCLINORIUM DE LIÈGE

Les dépôts du Paléozoïque dans le Synclinorium de Liège se distinguent par le degré relativement élevé de houillification du matériel organique qui existe à cet endroit (Bless & Bouckaert, 1988: 236-237) et par l'occurrence à de nombreux endroits de minerai de zinc et plomb (Dejonghe & Jans, 1983: fig. 2; Bless & Bouckaert, 1988: fig. 6), principalement formé au début du Jurassique moyen (160-180 Ma; Redecke, 1992: 140). Le degré élevé de houillification est un indice de la grande profondeur d'enfouissement à cet endroit des terrains d'origine. Au cours du Carbonifère récent s'est déposée ici une épaisseur atteignant 5000 m de sédiments (Bless, 1988: fig. 7 et 10). Les gisements plombo-zincifères qui, à présent, apparaissent directement sous la surface, ont vraisemblablement été formés à une profondeur de 1000 - 1500 m (Redecke, 1992: 107). Ceci signifie que ce secteur n'a pas seulement été soulevé au Carbonifère récent, mais également au Jurassique moyen et au Crétacé ancien comme conséquence des soulèvements méso- et néocimmériens.

Le long du flanc sud du synclinorium notamment, le pendage des terrains vers le sud, généralement faible (15 - 25°), fait place à des anticlinaux redressés en dressants et parfois même déversés (Michot, 1988: fig. 3-4). Ces anticlinaux marquent le front nord du plissement hercynien ou varisque.

2.6. ANTICLINAL DE WAUBACH

La réactivation du soulèvement hercynien due aux phases méso- et néocimmériennes entraînera la remontée de solutions hydrothermales minéralisées dans des fissures ouvertes, ce qui provoquera la précipitation de minerais de zinc et plomb dans les failles marginales du Fossé de la Roer entourant cette structure et activées à ce moment (M. & R. Teichmüller, 1971: fig. 2; Kimpe *et al.*, 1978: 50-52, ann. 4). De même, au cours du Crétacé récent (Campanien) des mouvements eurent encore lieu le long des failles situées au voisinage de l'Anticlinal de Waubach (Kimpe *et al.*, 1978: 50; Wrede, 1985: 59-61; Muechez *et al.*, 1995: 196).

2.7. BOMBEMENT DE VISÉ

Le Bombement de Visé est la conséquence de mouvements de blocs locaux du soubassement dans la seconde moitié du Néodévonien (Poty, 1982, 1991). Les nombreux phénomènes karstiques qu'on rencontre dans le calcaire déposé ici antérieurement au cours du Néodévonien (Frasnien) témoignent de la pénétration d'eau météorique dans les fissures provoquées par ce bombement. Au Carbonifère ancien ce bombement avait fait apparaître une petite île ou une presque île émergeant de la mer qui à ce moment s'avancait progressivement. La côte ouest de cette île se mua en falaise abrupte dont des blocs énormes se détachèrent et s'abîmèrent en mer (Poty, 1982). L'augmentation de l'épaisseur des dépôts du Dévonien et du Carbonifère ancien au nord du Bombement de Visé, telle que l'avait laissé entrevoir une

investigation géophysique, s'est confirmée ultérieurement grâce à des sondages effectués à Maastricht et près de cette localité, à Geverik (Bless *et al.*, 1981; Van Tongeren, 1988).

2.8. FAILLE DU MIDI ET CHARRIAGE D'AIX-LA-CHAPELLE

Ces failles déterminent la limite septentrionale des synclinoria de Dinant, de Verviers et de l'Inde plissés au cours de l'orogénèse hercynienne (Carbonifère récent). Cet ensemble de failles, associé à de nombreuses autres failles situées plus au sud, constitue de vastes surfaces de charriage le long desquelles les dépôts accumulés au sud de celles-ci ont été charriés de plusieurs kilomètres vers le nord, recouvrant ainsi les flancs sud des synclinoria de Namur et de Liège (Von Winterfeld & Walter, 1993; Hollmann & Walter, 1995). Initialement, il ne s'agissait pourtant pas de surfaces de charriage, mais de surfaces de glissement, le long desquelles les terrains paléozoïques anciens subirent un affaissement gravitationnel vers le sud (Bless *et al.*, 1989: fig. 6). La discussion portant sur la dénomination et le tracé exacts de ces failles (entre autres, dans Michot, 1988) doit être imputée au fait qu'elles font partie d'une série de surfaces de charriages majeurs et mineurs qui sont contiguës et superposées à la façon des tuiles d'une toiture (Bless & Bouckaert, 1988: fig. 2 et 10). Le front de charriage est accentué par le Massif du Condroz («Bande de Sambre-et-Meuse»), où affleurent des terrains de l'Ordovicien et du Silurien (Hance *et al.*, 1991 : 257-259), et par le Massif de Booze-Val-Dieu («Ride de Booze-Val-Dieu»), où des sédiments du Carbonifère moyen (Namurien) reposent sur des sédiments du Néodévonien (Famennien; Poty, 1991 : 267).

2.9. SYNCLINORIA DE DINANT, VERVIERS ET INDE

Au cours de l'Éodévonien le domaine situé au sud de la Faille du Midi et du Charriage d'Aix-la-Chapelle se trouva très progressivement envahi par une mer venant du sud. Cette irruption de la mer put avoir lieu parce qu'à cet endroit le substratum avait été fragmenté par des failles en compartiments plus petits qui, tour à tour, d'abord dans le sud et plus tard dans le nord, s'affaissèrent vers le sud le long de surfaces de failles et s'enfoncèrent ainsi en dessous du niveau de la mer (Bless *et al.*, 1989: fig. 6; Bless & Fernández Narvaiza, 1993: fig. 86-87). Ce n'est qu'au Mésodévonien que la mer envahit aussi le domaine situé au nord de ces grandes failles. Ce mécanisme se reflète dans la réduction notable de l'épaisseur des sédiments dévoniens du sud vers le nord (Bless *et al.*, 1989: fig. 6; Bless & Fernández Narvaiza, 1993: fig. 86).

Au Westphalien récent les mouvements de la phase asturienne mirent fin à la sédimentation dans le domaine de ces synclinoria. Les fragments du substratum qui initialement s'étaient affaissés vers le sud, glissèrent alors à nouveau vers le nord, les surfaces de décollement se transformant en surfaces de charriage (Bless *et al.*, 1989: fig. 6; Bless & Fernández Narvaiza, 1993: fig. 86; Von Winterfeld & Walter, 1993; Hollmann & Walter, 1995).

2.10. SYNCLINORIUM DE NEUFCHÂTEAU

Les dépôts paléozoïques du Synclinorium de Neufchâteau furent plissés et fracturés par les mouvements des phases sudète et asturienne. Au cours du Carbonifère récent (Bless & Streeel, 1976; Van der Laar & Fermont, 1989) et du Permien (Smolderen, 1987) l'érosion fit disparaître la quasi-totalité des sédiments déposés au Paléozoïque récent (du Mésodévonien jusqu'au début du Carbonifère récent), ce qui a amené en surface le paquet de 3500 - 6000 m d'épaisseur des terrains déposés à l'Éodévonien (Richter, 1985: Tab. 3; Bless *et al.*, 1991a: fig. 6).

2.11. SYNCLINAUX CALCAIRES DE L'EIFEL

Les Synclinaux calcaires de l'Eifel occupent une bande étroite (environ 35 km de large et 65 km de long) («Zone nord-sud de l'Eifel»; Wienecke, 1983: 21) entre Sötenich dans le nord et Mürlenbach dans le sud (Meyer, 1993: 8-9). Les calcaires et dolomites du Mésodévonien et du Néodévonien (dans le Synclinal de Prüm) prennent une place importante au sein de ces structures synclinales parfois complexes. Ces sédiments furent déposés dans une mer chaude, peu profonde, qui, grâce à la publication classique de Wolfgang Struve (1963) est connue sous le nom de «Mer de corail de l'Eifel» («Eifeler Korallenmeer»). Les dépôts marins ne consistaient pas seulement en calcaire, mais étaient également formés aux dépens des produits d'érosion provenant du Massif du Brabant et des montagnes calédoniennes (Meyer *et al.*, 1977; Meyer & Stets, 1980).

Lors de la transition du Carbonifère ancien au Carbonifère récent, la mer se retira vers le nord par suite du soulèvement de la phase sudète. Au Namurien une grande partie des dépôts du Carbonifère ancien disparut sous l'action de l'érosion, ainsi qu'en témoigne la présence massive dans les conglomérats des environs d'Aix-la-Chapelle de galets à radiolarites provenant de l'Eifel (Richter, 1985: 70-72). Le faible degré de houillification du matériel organique renfermé dans les roches de l'Éodévonien et du Mésodévonien de l'Eifel (M. & R. Teichmüller, 1979: 333-337) prouve que l'épaisseur des dépôts du Néodévonien et du Carbonifère, sans oublier ceux du Trias et du Jurassique ancien, a été ici tout au plus d'une centaine de mètres (M. & R. Teichmüller, 1979: fig. 6).

2.12. FOSSÉS D'EFFONDREMENT DE LA ROER ET DE L'ERFT

Les fossés d'effondrement de la Roer et de l'Erft se distinguent de leur environnement par l'épaisseur énorme des dépôts qui s'y sont accumulés au Cénozoïque (Tertiaire et Quaternaire). Elle peut y atteindre plus de 1000 m, alors que dans les régions contiguës (Horst de Peel-Jackerath, Bassin de Campine, Synclitorium de Liège) elle est tout au plus de quelques centaines de mètres (Bless & Fernández Narvaiza, 1994: 43). Un système complexe de failles de direction nord-ouest sud-est délimite et traverse ces fossés. A ces accidents appartiennent la Faille marginale de la Roer («Rurand Sprung»: limite entre le fossé de la Roer et celui de l'Erft) et le Feldbiss.

Ces fossés se formèrent au Jurassique (Ziegler, 1982: 60-61, ann. 30; Geluk *et al.*, 1994: 133). Toutefois, au Paléozoïque, cette région faisait déjà partie d'une zone étendue d'affaissement. (Bless *et al.*, 1980a: 56; Van Wijhe, 1987: 215). Au nord-est d'Aix-la-Chapelle, l'affaissement de ces fossés fut déjà interrompu au début du Jurassique moyen par suite du soulèvement de la phase mésocimmérienne. Au Crétacé récent (Santonien; Gras, 1995: 125) l'affaissement fit à nouveau place à un mouvement inverse de soulèvement (Bless & Fernández Narvaiza, 1994: 40, 42) qui se poursuivit (en dépit de brèves interruptions) jusque dans le Tertiaire ancien (Paléocène et Éocène; Van Wijhe, 1987: 215-218; Geluk *et al.*, 1994: fig. 5). Toutefois, l'effondrement a repris de façon permanente dès l'Oligocène récent (Geluk *et al.*, 1994: 135).

2.13. DÉPRESSION TRIASIQUE DE MECHERNICH

Bien que les dépôts du Trias et du Jurassique ancien aient initialement recouvert une grande partie de l'Euregio, ces dépôts sont à présent confinés à la région nord où le Fossé de la Roer s'enfonce rapidement vers le nord-ouest (Patijn & Kimpe, 1961; Bless *et al.* 1980b: ann. 4) et à la région est, dans la Dépression triasique de Mechernich et dans une petite zone du nord de l'Eifel entre Stadtkyll et Blankenheim (toutes deux faisant partie de la «Zone nord-sud de l'Eifel»; Wienecke, 1983: 21).

Au cours du soulèvement des phases méso- et néocimmériennes, le fond de la Dépression triasique de Mechernich subit un relèvement de moindre ampleur que dans la région située au sud et à l'ouest de celle-ci. Il s'ensuit que l'érosion des sédiments déposés au cours du Trias et du Jurassique ancien (Lias) s'est, en majeure partie, limitée à ceux du Trias récent et du Lias (Wienecke, 1983).

3. PÉRIGRINATIONS DE L'EUREGIO A LA SURFACE DE LA TERRE

Les modifications du paysage de l'Euregio sont étroitement liées à ses pérégrinations à la surface de la terre. Les données dont on dispose à présent permettent de reconstituer ces pérégrinations depuis le début du Paléozoïque (il y a environ 570 millions d'années). L'Euregio se trouvait alors à proximité du pôle sud, à près de 70° de latitude sud sur l'hémisphère oriental. Au cours d'un périple de 570 millions d'années, elle gagna sa position actuelle à près de 50° de latitude nord sur l'hémisphère occidental. Sans tenir compte de déplacements éventuels vers l'est ou l'ouest, cela revient à un trajet de plus d'un tiers de la circonférence terrestre, c'est-à-dire de quelques 17.000 km! Ce qui implique une vitesse moyenne de déplacement de 3 cm par an, qui est comparable à la vitesse actuelle de dérive des continents.

Lorsqu'on trace ce cheminement sur une mappemonde et qu'on le rapproche des ceintures climatiques existant sur terre à l'époque présente (fig. 6), il apparaît clairement que le climat de l'Euregio a dû être l'objet d'énormes fluctuations. Il faut, bien entendu, considérer que la largeur des diverses ceintures climatiques n'est pas constante. Celle-ci dépend notamment non seulement des circonstances régionales, variant au gré de la dérive des continents (répartition entre terre et mer, existence de montagnes ou de volcans, courants marins, etc.), mais aussi de l'apparition périodique ou épisodique de glaciations dans l'hémisphère nord et/ou dans l'hémisphère sud. Les changements continuels de climat se sont reflétés non seulement dans la flore et la faune (la forêt pluviale tropicale à l'époque du Carbonifère récent et le mammoth laineux à la fin du Pléistocène), mais également dans les sédiments, sans oublier la nature et la vitesse de l'érosion.

De même, le regroupement de plusieurs continents dont l'Euregio faisait partie, puis leur dislocation ultérieure, a eu une répercussion directe ou indirecte sur les paysages qui s'y sont formés. Ainsi, les changements dans le relief consécutifs à des mouvements régionaux du sol sont presque toujours provoqués par la collision ou la dislocation de plaques continentales. Il ne faut, en effet, pas perdre de vue que l'Euregio a, au cours des temps, fait partie de continents très variés (fig. 7). Afin de mieux faire comprendre ces rapports d'interdépendance, la description de chacune des cartes paléogéographiques sera toujours accompagnée d'une mention relative aux mouvements essentiels des plaques continentales.

4. DONNÉES

La reconstitution des pérégrinations de l'Euregio à la surface du globe et la réalisation des cartes paléogéographiques ont l'une et l'autre largement fait appel aux données disponibles dans la littérature. Afin de ne pas allonger inutilement la bibliographie, on a cité dans de nombreux cas des publications qui se rapportent à une première étude. Nous sommes, en outre, reconnaissants pour les nombreuses critiques émises par beaucoup de collègues et amis sous forme d'observations et de réflexions dont nous avons fait usage et qui se sont toujours avérées constructives. L'idée de la présente compilation revient à Maurice Strel qui a, avec une patience infinie, accompagné les différentes phases de réalisation de ce travail. Sans vouloir omettre ici d'autres personnes, nous mentionnons, en outre, avec plaisir les contributions (dans l'ordre alphabétique) de Muriel Fairon-Demaret, Michiel Duser, Sjeuf Felder, Frans Gullentops, Franz Kockel, Piet Laga, Eva Paproth, Marc Roche, René Schumacker, Philippe Steemans, Jacques Thorez et Michel Vanguetaine. C'est aussi grâce à eux qu'a été réalisée la version finale de ce travail.

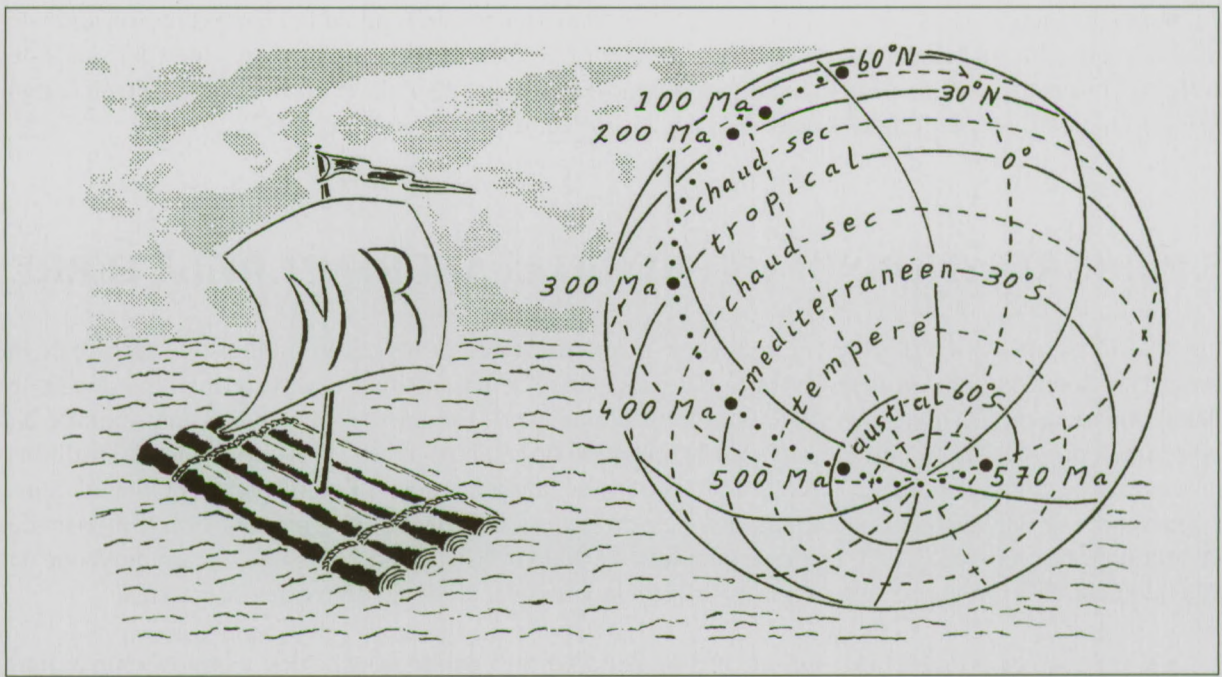


Figure 6. Au cours de ses pérégrinations à la surface de la terre, l'Euregio franchit plusieurs ceintures climatiques des hémisphères sud et nord. Ces ceintures peuvent, bien entendu, avoir été beaucoup plus larges ou plus étroites que les ceintures actuelles, ce que prouve l'extension énorme des calottes glaciaires au cours de la dernière glaciation, il y a à peine dix mille ans.

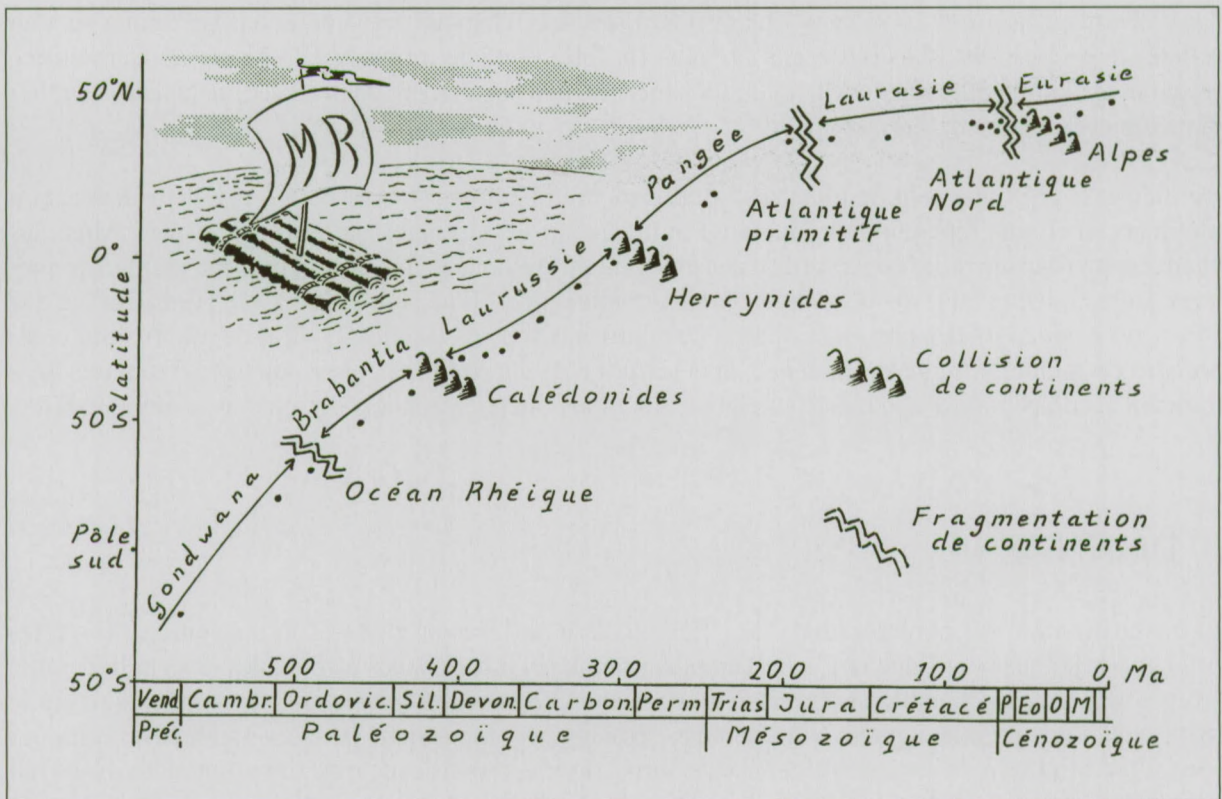


Figure 7. Au cours de son déplacement vers le nord, l'Euregio fit partie de six continents différents : Gondwana, Brabantia, Laurussie, Pangée, Laurasie et Eurasie. La fragmentation d'un tel continent fit apparaître un océan entre les plaques nouvellement formées. Mais, lorsque ce nouveau continent résultait d'une collision entre différentes plaques, la zone chiffonnée qui en résultait se caractérisait par la formation d'une ou plusieurs chaînes de montagnes.

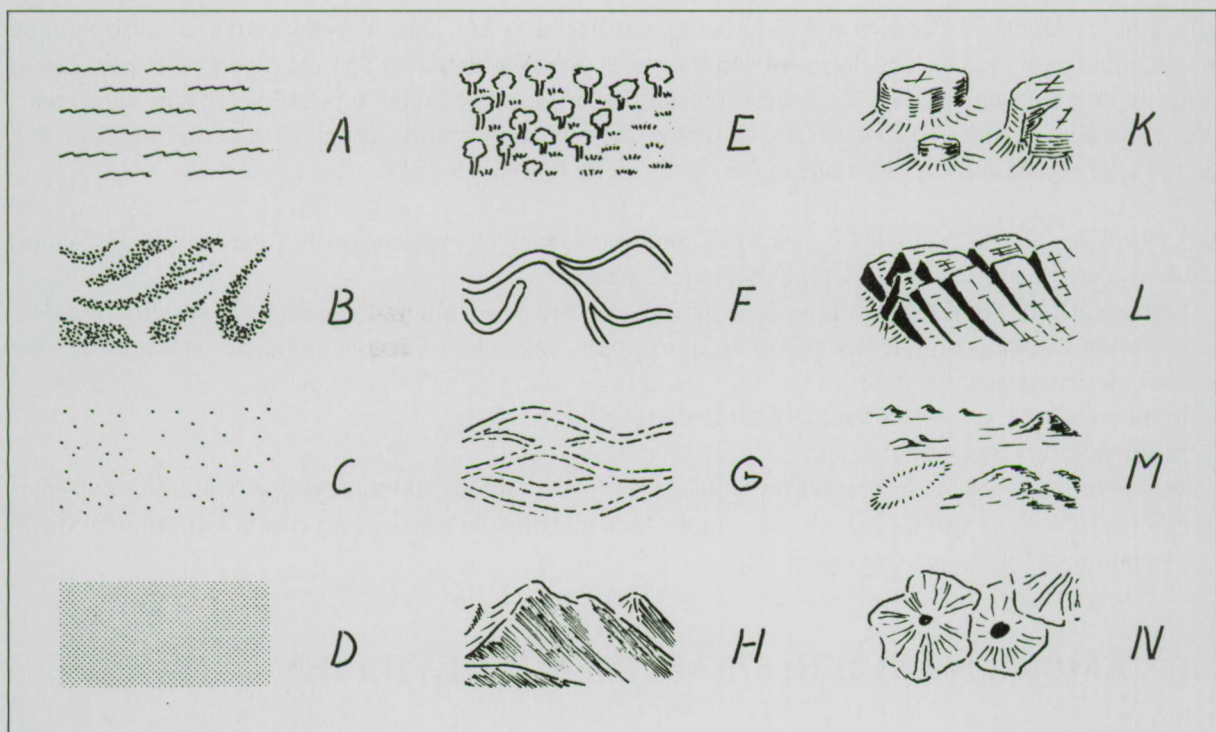


Figure 8. Légende des cartes 1 à 32.

- A : Mer, estuaire, étang, haff.
- B : Hauts-fonds marins, bancs de sable, wadden, plages, récifs coralliens.
- C : Terre sans reliefs importants.
- D : Reliefs importants : montagnes, collines, plateaux.
- E : Marais.
- F : Cours d'eau permanents : fleuves, rivières, ruisseaux.
- G : Cours d'eau temporaires ou abandonnés : «flash floods», oueds, bahadas, torrents de boue.
- H : Montagnes.
- K : Massifs tabulaires : «mesas», buttes-témoins.
- L : Escarpements, «cuestas».
- M : Collines.
- N : Volcans, «puys».

5. CARTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Afin d'en faciliter la comparaison avec la carte géologique (fig. 5), les reconstitutions paléogéographiques donnent chaque fois la localisation de Botrange, point culminant de l'Euregio, ainsi que celle de ses métropoles, Aix-la-Chapelle, Hasselt, Liège et Maastricht. En raison des grands accidents qui ont eu lieu dans le passé géologique entre les régions situées au nord et au sud de la Faille du Midi et le Charriage d'Aix-la-Chapelle (cf. paragraphe 2.8.), la distance séparant Botrange des autres localités s'écarte de la situation actuelle pour ce qui est des reconstitutions relatives à la période allant du Cambrien ancien jusqu'au Carbonifère récent y compris (cartes 1 - 15). Du reste, aucune tentative n'a été entreprise pour évaluer la distance réelle entre ces localités en raison du manque constant de données.

Il va de soi que les montagnes, plateaux et cours d'eau n'ont pas été figurés à l'échelle. De même, le pendage sommaire des terrains ne correspond pas nécessairement à la réalité. Dans les régions où le pendage est en général de moins de 30°, on a choisi de figurer une allure subhorizontale sans tenir compte de l'allure localement redressée de certaines couches. Ceci est valable, en particulier, pour les terrains dévoniens et carbonifères au nord de la Faille du Midi et du Charriage d'Aix-la-Chapelle, ainsi

que pour les dépôts du Permien et du Mésozoïque (cartes 16 - 21). Dans tous les autres cas, on a indiqué schématiquement que les couches sont généralement plissées sans tenir compte du degré de plissement ni de la direction du pendage de celles-ci. Ceci est, en principe, valable pour les terrains cambriens, ordoviciens et siluriens (cartes 7 - 21), de même que pour les terrains dévoniens et carbonifères au sud de la Faille du Midi et du Charriage d'Aix-la-Chapelle (cartes 16 - 21).

Les symboles utilisés dans les cartes 1-32 sont rassemblés et expliqués à la figure 8. Seules quatre couleurs ont été utilisées pour la réalisation des cartes :

- **bleu** pour l'eau, sans tenir compte de la question de savoir s'il s'agit d'eau douce, saumâtre ou salée, profonde ou peu profonde, temporaire (par exemple, seulement à marée montante ou marée de vive eau) ou permanente;
- **brun** pour les volcans (uniquement sur la carte 7; Silurien);
- **jaune** pour la terre ferme;
- **vert** pour les zones marécageuses à végétation généralement luxuriante et nappe phréatique extrêmement proche de la surface, sans tenir compte de la question de savoir si les conditions donnent lieu à formation de tourbières (permanentes).

5.1. CAMBRIEN ANCIEN; 570 MA (DÉBUT DEVILLIEN)

Bien que, d'après les données les plus récentes, le Cambrien débuta «seulement» il y a 543 millions d'années (Smith, 1996: 163; Torsvik *et al.*, 1996: 243-245), nous suivrons ici l'échelle stratigraphique de RGD & NOGEPa (1993: ann. A.1) afin d'éviter toute confusion.

5.1.1. Situation paléogéographique

Env. 70° lat.S. (fig. 9; Scotese & McKerrow, 1990: fig. 5; Scotese & Barrett, 1990: fig. 5). L'Euregio faisait alors partie de la marge méridionale du continent de «Gondwana» (Scotese & McKerrow, 1990: 3-4; André, 1991: 131). Le continent de Gondwana se composait des continents actuels suivants : Amérique du Sud, Afrique, Australie et Antarctique, ainsi que des fragments de l'Amérique du Nord (parmi lesquels la Floride et des parties de la Nouvelle-Écosse et de Terre-Neuve), de l'Europe centrale et méridionale (parmi lesquels le sud de l'Irlande, l'Angleterre et la Belgique, la France et la Bohême, la péninsule ibérique, l'Italie et les Balkans) et d'Asie (parmi lesquels la Turquie, l'Arabie, l'Inde, l'Afghanistan, le Tibet, l'Indochine et des parties de la Chine; fig. 10). A l'époque, le continent de Gondwana dérivait vers le sud en direction du pôle sud (Scotese & McKerrow, 1990: 5; Scotese & Barrett, 1990: fig. 13).

5.1.2. Situation climatique

Climat probablement tempéré froid ou polaire (sur base de la situation paléogéographique).

5.1.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (carte 1)

Au début du Cambrien, l'Euregio fut envahie par une mer épicontinentale peu profonde parsemée au nord-ouest (**Wadden du Brabant**) et au sud-est (**Wadden de Stavelot**) d'îles et de bancs de sable (Van Hoegen *et al.*, 1985: 232-233). Bien que dans ces deux régions les sédiments fussent issus des mêmes montagnes précambriennes d'Afrique (Van Hoegen *et al.*, 1990; André, 1991: 131), ils y furent amenés par différents systèmes de cours d'eau, ainsi qu'en témoignent les différences locales apparaissant dans la direction de ces apports de sédiments : les **Wadden de Stavelot** étaient alimentés à partir du sud (Walter, 1978: fig. 2; Walter, 1980: 17; André, 1991: 128) et les **Wadden du Brabant**, en tout cas partiellement, à partir du nord (Mortelmans, 1955: 201-202; Walter, 1978: fig. 2; Walter, 1980: 17).

Nous supposons que ces régions étaient séparées par un espace marin de dimensions inconnues : le **Golfe de Dinant**.

Par suite de l'abaissement du sol et l'élévation relative du niveau marin, l'ensemble de l'Euregio sera envahi par la **Mer du Brabant** au cours du Cambrien ancien, une situation qui se poursuivra jusqu'à la fin du Cambrien (Von Hoegen *et al.*, 1985: 232-233, fig. 6; Bless & Fernández Narvaiza, 1996d: 69-70; Bless & Fernández Narvaiza, 1996e: 101). Les sédiments qui provenaient principalement d'Afrique (Von Hoegen *et al.*, 1990) furent épandus sur le fond marin par des coulées de boue sous-marines («turbidites») (Von Hoegen *et al.*, 1985: 228).

Ce n'est qu'au cours de la transition du Cambrien à l'Ordovicien que le nord-ouest fut passagèrement exondé (**Pays du Brabant**). Le démantèlement des parties sommitales du **Pays du Brabant**, fortement accidenté à la suite de mouvements locaux du sol, peut être identifié localement dans la région située au sud de Bruxelles grâce à l'existence, à la base des dépôts de l'Ordovicien ancien, d'un «microconglomérat» (contenant des microfossiles remaniés provenant des couches du Cambrien moyen et du Cambrien récent emportées par l'érosion; Vanguetaine, 1991: 225; Vanguetaine, 1992: 12-13, fig. 10).

5.1.4. Situation de la biosphère

Ailleurs dans le monde, les dépôts de cette époque contiennent des Trilobites, des Éponges, des Vers, des Méduses et des Bivalves primitifs (Moody, 1981: 42-45). Dans l'Euregio, on n'a toutefois trouvé que des traces d'organismes fousseurs (ichnofossiles). Il est concevable que cette pauvreté est également liée au climat froid régnant à ces latitudes.

5.2. ORDOVICIEN ANCIEN; 510 MA (TRÉMADOCIEN)

5.2.1. Situation paléogéographique

Env. 70° lat.S. ou même plus, suivant les reconstitutions paléogéographiques adoptées (Scotese & McKerrow, 1990: fig. 6; Scotese & Barrett, 1990: fig. 6; Torsvik *et al.*, 1996: fig. 11). La marge antérieure du Gondwana défile, à présent, au droit du pôle sud, les plaques européennes, portant également l'Euregio actuelle, formant la «proue» du continent. L'Océan de Tornquist séparait Gondwana de Baltica, qui se trouvait initialement à quelques 3000 à 5000 km plus au nord (Krauss, 1994: fig. 3) et était composée de la Scandinavie et de la Russie d'Europe (Bergström, 1990: fig. 1-2).

5.2.2. Situation climatique

Climat tempéré froid, éventuellement même polaire, lié à la situation paléogéographique. Il n'existe toutefois aucun signe de glaciation (Frakes *et al.*, 1992: fig. 2.2).

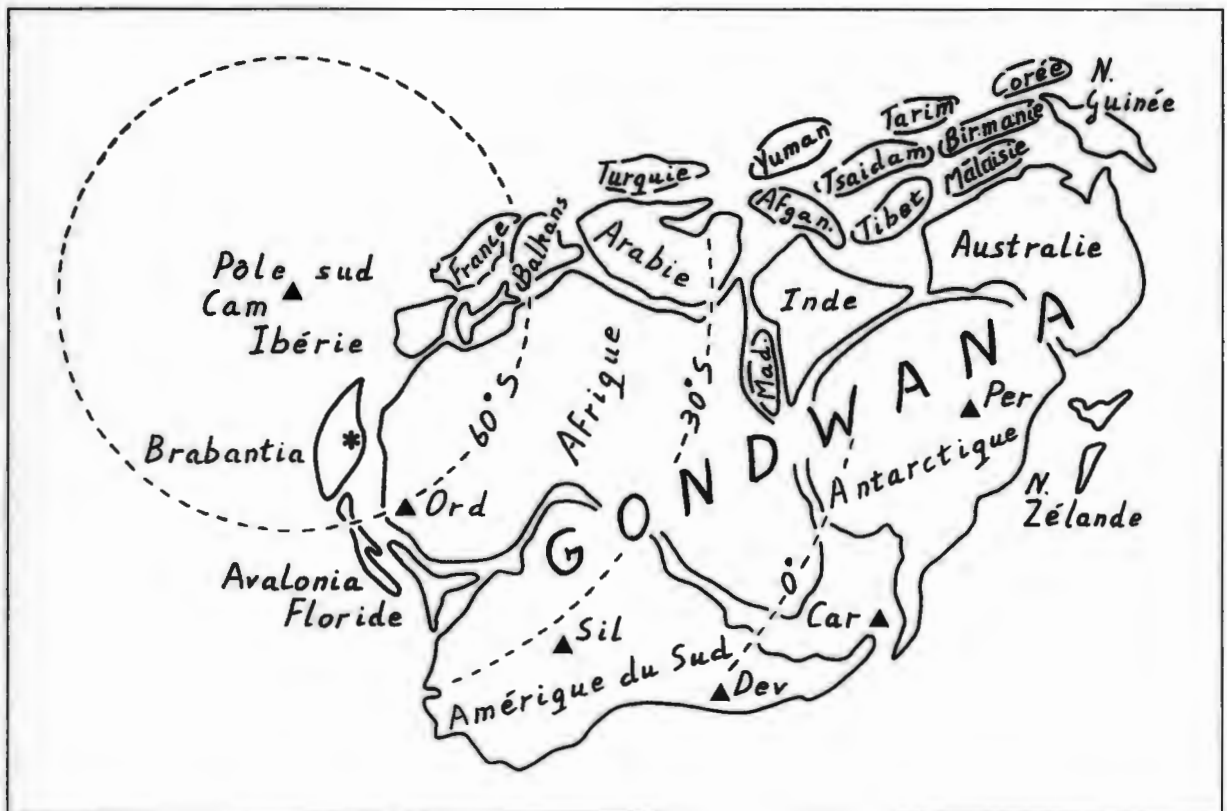
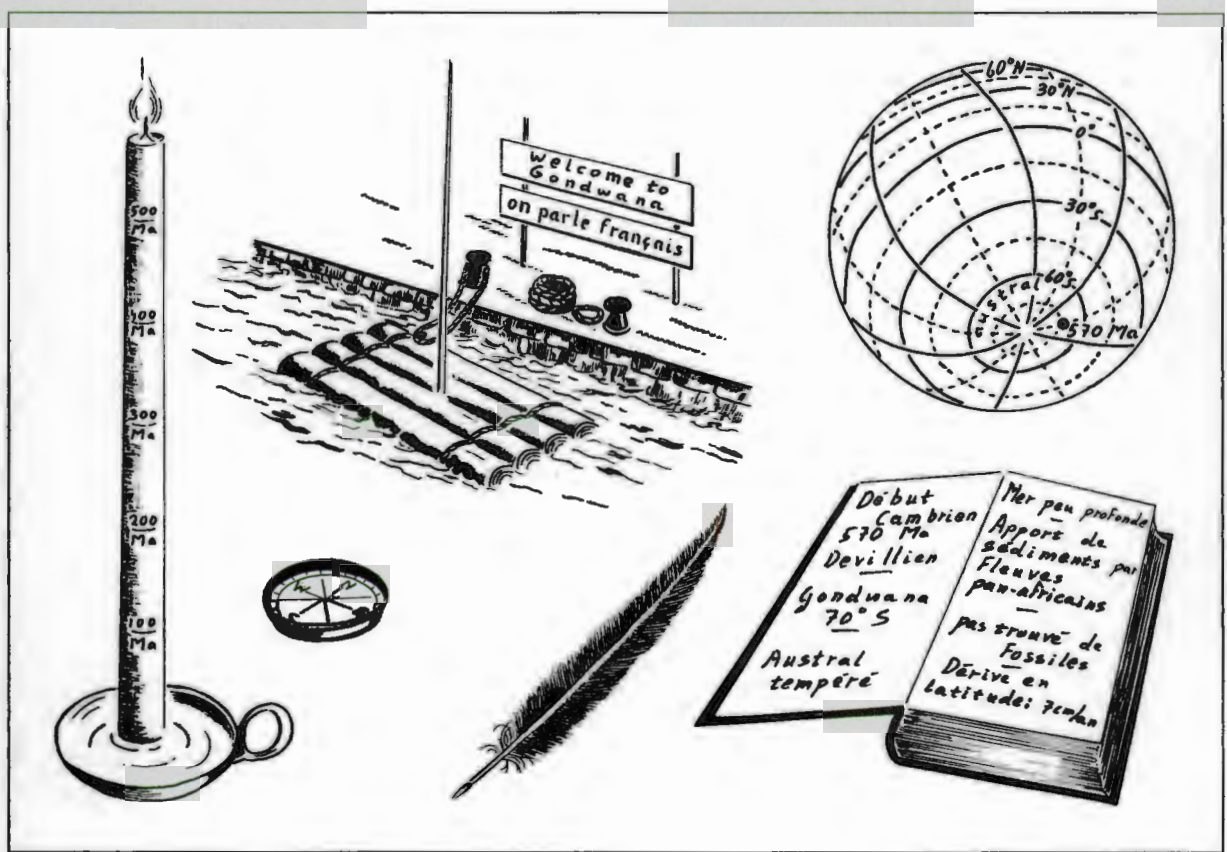
5.2.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (cartes 2-3)

Presque dès le début du Trémadocien la **Mer du Brabant** s'étendit à nouveau sur l'ensemble de l'Euregio (carte 2). Cette situation se poursuivit pendant quelques 15 à 17 millions d'années. De même qu'au cours du Cambrien, la majeure partie des apports de sédiments (dépôts du Salmien 1) provenaient du hinterland africain (situé au sud de l'Euregio actuelle; Lamens & Geukens, 1985b: 33-35, fig. 5-6).

Lors de la transition du Trémadocien à l'Arénigien, l'Euregio se trouva à nouveau momentanément exondée (carte 3), peut-être par suite d'un abaissement glacio-eustatique du niveau marin (RGD & NOGEP, 1993: ann. A.1) ou de mouvements locaux du sol qui, au cours de l'Arénigien, préléchèrent à

Figure 9.

Figure 10. Le supercontinent de Gondwana au début du Cambrien (basé sur des données de Scotese & McKerrow, 1990; Scotese & Barrett, 1990; Cocks & Fortey, 1990; Bergström, 1990; Burrett *et al.*, 1990; Torsvik *et al.*, 1996). Les pointillés illustrent le mouvement de pivotement faisant dériver le Gondwana à hauteur du pôle sud au cours du Paléozoïque (d'après Scotese & Barrett, 1990: fig. 5-13). Les positions successives que le pôle sud (indiquées par un triangle noir) a occupées au début du Cambrien (Cam) et au cours de l'Ordovicien (Ord), du Silurien (Sil), du Dévonien (Dev), du Carbonifère (Car) et du Permien (Per) illustrent le déplacement du Gondwana à hauteur du pôle sud au cours du Paléozoïque (fortement simplifié, d'après Scotese et Barrett, 1990: fig. 5-13). La situation de l'Euregio (basé sur Torsvik *et al.*, 1996: fig. 10) est marquée d'un astérisque. Au cours du Cambrien l'Euregio glissa en quelque sorte de l'hémisphère orientale à l'hémisphère occidentale, passant ainsi à faible distance du pôle sud.




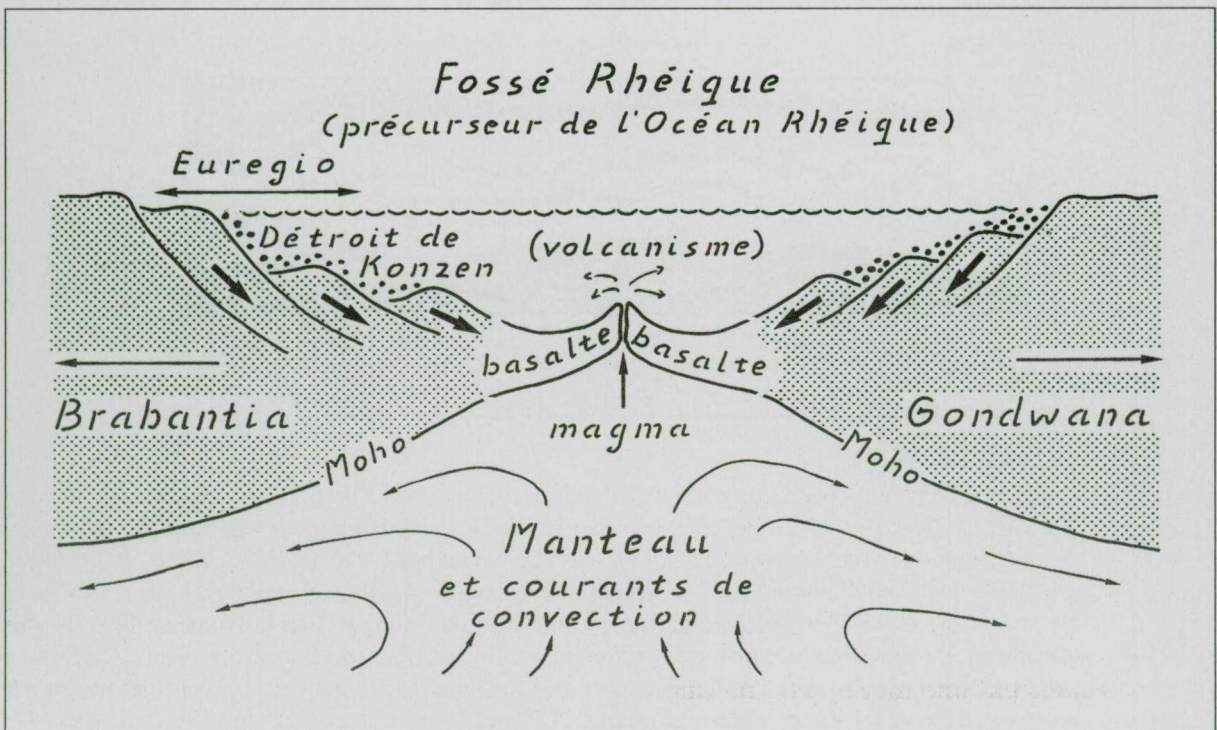
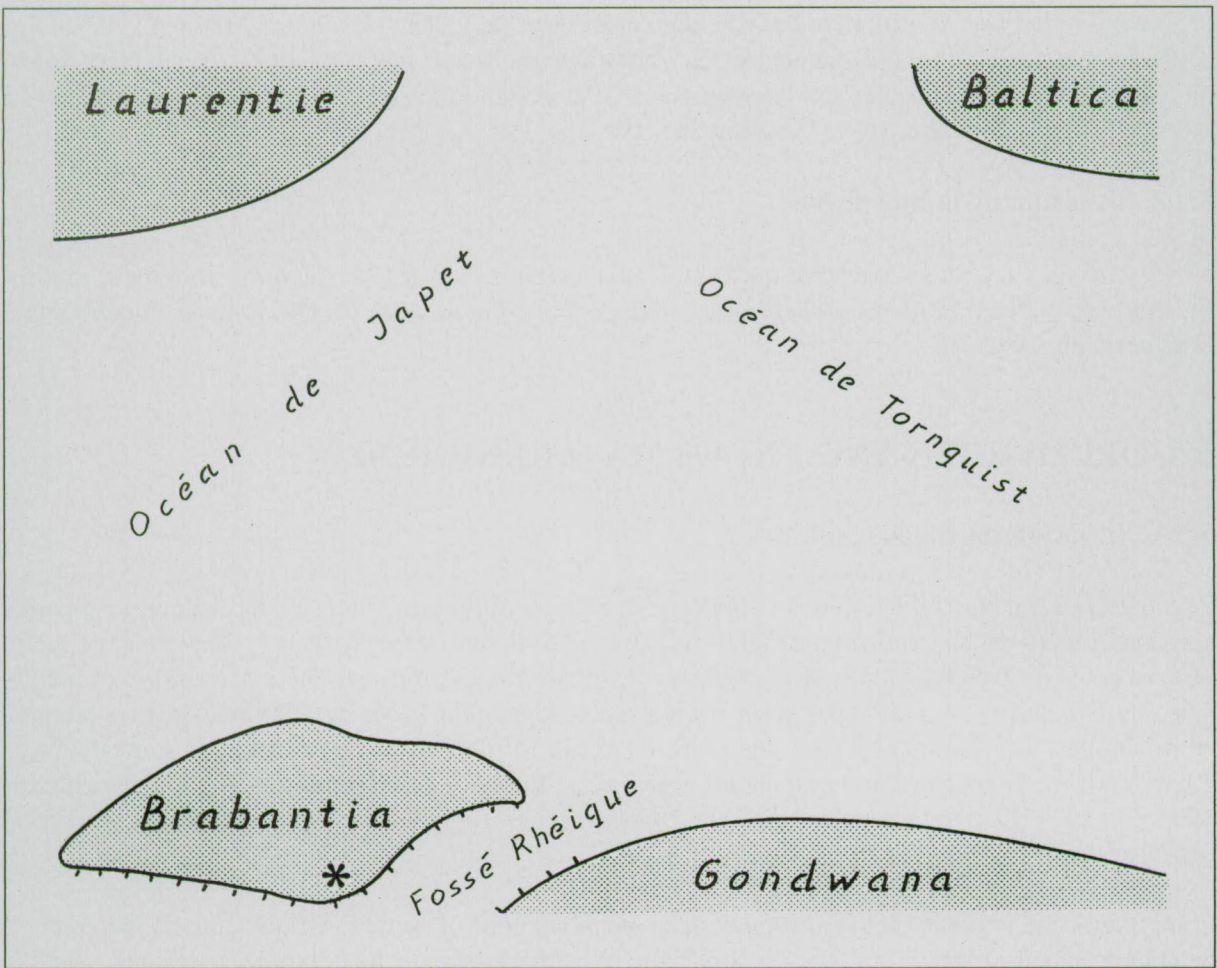


Figure 11. Situation de l'Euregio (repérée par «*») au cours de la seconde moitié de l'Ordovicien ancien (Arenigien; l'échelle n'est pas respectée; Bless & Fernández Narvaiza, 1997b: fig. 6).

Figure 12. Coupe schématique à travers l'Euregio et le Fossé Rhéique au cours de l'Arenigien (485 Ma; Bless & Fernández Narvaiza, 1996c: fig. 8). Les lignes de fracture à direction WSW-ENE de l'Euregio actuelle représentent des failles marginales du Fossé d'effondrement Rhéique, délimitant les parties sud-est de l'Euregio s'étant affaissées. Ces parties furent ensuite envahies par une mer épicontinentale que nous avons désignée sous le nom de **Golfe de Konzen**.



la formation du Fossé d'effondrement Rhéique, précurseur de l'Océan Rhéique (Aramburu, 1995: fig. 3.17). La suggestion d'un abaissement glacio-eustatique du niveau marin paraît plausible, étant donné que la sédimentation fut également interrompue en d'autres endroits (entre autres, en Scandinavie et au Pays de Galles; Lindholm, 1991; Vanguestaine, 1992).

5.2.4. Situation de la biosphère

Un des fossiles les plus caractéristiques du Trémadocien ancien est le graptolite fortement ramifié («dendroïde») *Rhabdinopora flabelliforme* (jadis connu sous le nom de *Dictyonema flabelliforme*; Vanguestaine, 1992: 9).

5.3. ORDOVICIEN ANCIEN; 490 MA (ARÉNIGIEN)

5.3.1. Situation paléogéographique

Env. 65° lat.S. (Scotese & McKerrow, 1990: fig. 7; Scotese & Barrett, 1990: fig. 6). L'Euregio appartenait encore toujours au continent de Gondwana (Cocks & Fortey, 1990: 97, fig. 1). Toutefois, l'apparition, au cours du Trémadocien et de l'Arénigien, de grands fossés d'effondrement dans les zones marginales du Gondwana était un signe avant-coureur de la séparation finale de différentes petites plaques continentales. Un exemple de ces phénomènes est la formation du Fossé Rhéique entre le futur microcontinent Brabantia, qui comprendra également l'Euregio, et le Gondwana (fig. 11; Aramburu, 1995: fig. 3.17; Bless & Fernández Narvaiza, 1996d: fig. 7-8; Torsvik *et al.*, 1996: 245; Bless & Fernández Narvaiza, 1997b: fig. 6).

Étant donné que la partie du Gondwana correspondant au nord-ouest de l'Afrique dérivait lentement à hauteur du pôle sud (Scotese & Barrett, 1990: fig. 6), cette région vint à se couvrir, à plusieurs reprises au cours de l'Ordovicien, d'une calotte glaciaire comprenant des glaciers (Stanley, 1989: 72-75; RGD & NOGEP, 1993: ann. 1.A; Frakes *et al.*, 1992: fig. 2.2-3.2). Ces glaciations entraînaient chaque fois un abaissement universel («eustatique») du niveau marin, asséchant de vastes domaines (y compris l'Euregio). Cette régression temporaire de la mer se reconnaît à l'interruption de toute sédimentation (marine).

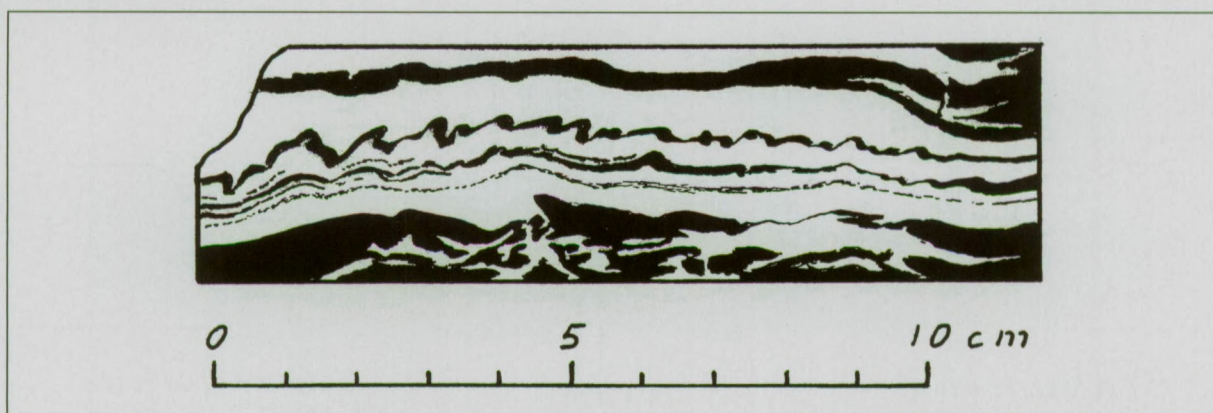


Figure 13. Coupe à travers une couche de coticule du Salmien 2 du Massif de Stavelot (Bless & Fernández Narvaiza, 1997a: fig. 9). Le plissement intérieur est caractéristique des «turbidites», sédiments ayant été entraînés vers les fonds de mer par des coulées de boue sous-marines (Macar, 1973). Il est probable que de pareilles coulées de boue furent déclenchées par des séismes ou de fortes tempêtes. Contrairement aux dépôts du Salmien 1, les turbidites du Salmien 2 ne provenaient plus du sud (Gondwana), mais principalement du nord ou du nord-ouest (Pays du Brabant; Lamens, 1986). Les veines foncées consistent essentiellement en cristaux microscopiques de spessartine, un grenat manganésifère, et les veines claires, en quartz.

5.3.2. Situation climatique

Climat tempéré froid (Berry & Wilde, 1990: fig. 1), éventuellement même polaire, lié à la situation paléogéographique.



Figure 14. La Mer du Brabant à l'ouest de Botrange au début de l'Ordovicien moyen (Llanvirnien; 475 Ma; Bless & Fernández Narvaiza, 1996d: fig. 10).

5.3.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (cartes 4-5)

Après le retrait de la mer de l'Euregio faisant suite à l'abaissement du niveau marin au milieu de l'Ordovicien ancien, à la transition Trémadocien-Aréniqien (Vanguetaine, 1992: fig. 10; Servais *et al.*, 1993: 701, fig. 3), la mer envahit à nouveau la région, déjà peu de temps après le début de l'Aréniqien, par le **Golfe de Konzen** au sud-est (carte 4; Robaszynski & Dupuis, 1983: 15). Le long de la côte nord-ouest s'étendaient de grandes lagunes ou étangs littoraux («haffs») isolés du large par des bancs de sables et d'étroits cordons littoraux qui font penser aux côtes d'Allemagne, de Pologne et de Lituanie bordant l'actuelle Mer Baltique. Le milieu de dépôt, proche de cet **Étang de l'Euregio**, était affecté de fluctuations rapides; il a pu être reconstitué, entre autres, grâce aux données d'un sondage effectué près de Konzen (X KO; Von Hoegen *et al.*, 1985: 232-233).

La pénétration de la mer par le **Golfe de Konzen** était liée au rapide développement du Fossé Rhéique au sud de l'Euregio. Ce processus était accompagné de mouvements du sol dans l'Euregio et d'une activité volcanique dans ce fossé (fig. 12). La présence de minces intercalations de tuf et de teneurs extrêmement élevées en fer et manganèse dans les dépôts du Salmien 2 du Massif de Stavelot sont le résultat d'éruptions volcaniques et d'exhalaisons volcaniques sous-marines au sein du Fossé Rhéique (Kramm, 1980: 873-874; Lamens, 1986: 132).

Plusieurs idées ont, du reste, été émises quant aux processus géochimiques consécutifs à ces événements. Ainsi, Kramm (1996, 1980, 1982) considère que ce sont des phénomènes de «halmyrolyse» (réaction géochimique entre eau de mer et sédiment) et de métamorphose qui sont responsables de la transformation subséquente de couches de cendres volcaniques en «coticules» actuels ou pierres à rasoir (fig. 13). Lamens & Geukens (1985a) ont, dans un certain nombre de cas, identifié les roches reposant sur ces coticules comme étant des couches de cendres volcaniques. D'après Lamens (1986: 132-134) les coticules, eux-mêmes, proviennent de sédiments calcareux, en partie biogènes, soumis successivement à diagenèse (le calcium d'origine biogénétique ayant été déplacé par le manganèse d'origine volcanique), puis à métamorphose.

Au cours de l'Arénigien la ligne de rivage progressa toujours plus vers le nord-ouest, provoquant ainsi la modification continue de la forme et des dimensions des lagunes qu'elle abritait. Vers la fin de l'Arénigien, la **Mer du Brabant** envahit à nouveau la majeure partie de l'Euregio. Seuls, les **Ilots du Condroz** (carte 5) restèrent exondés jusqu'au début de l'Ordovicien moyen par suite d'un soulèvement local du substratum (Vanguetaine, 1992: fig. 10). Le contraste frappant entre ce soulèvement du Condroz et l'affaissement qui a lieu plus au sud se répétera encore ultérieurement à plusieurs reprises, entre autres, au Néodévonien et au Carbonifère récent (Hance *et al.*, 1991; Bless & Fernández Narvaiza, 1996a).

Ce n'est qu'au début de l'Ordovicien moyen (Llanvirnien) que l'Euregio disparut complètement sous les flots de la **Mer du Brabant** (fig. 14; Servais & Maletz, 1992; Servais *et al.*, 1993). Apparemment, cette situation constitue une répétition de celle que nous avons déjà rencontrée au Trémadocien ancien. Cette mer n'appartient, toutefois, plus au Gondwana, mais elle recouvrait la plate-forme continentale sud-est de Brabantia.

5.3.4. Situation de la biosphère

Les organismes marins les plus remarquables sont représentés par les «Acritarches». Ces micro-organismes éteints constituent d'excellents fossiles-guides pour la détermination des différents ensembles de couches du Paléozoïque ancien (cf. Vanguetaine, 1992).

5.4 ORDOVICIEN RÉCENT; 460 MA (CARADOCIEN)

5.4.1. Situation paléogéographique

Env. 50° lat.S. (fig. 15; Scotese & McKerrow, 1990: fig. 8). Vers la fin de l'Ordovicien ancien (Arenigien; Aramburu, 1995: fig. 3.17) ou au début de l'Ordovicien moyen (Llanvirnien; Ziegler, 1990: 23) une petite plaque continentale se détacha du Gondwana pour poursuivre sa route vers le nord-est de façon autonome (Scotese & McKerrow, 1990: fig. 7). Ce microcontinent se scinda à son tour en deux parties : «Avalonia» à l'ouest et «Brabantia» à l'est (André, 1991: 130-131). Avalonia comprenait la partie orientale de Terre-Neuve et la partie méridionale de la Nouvelle-Écosse, tandis que Brabantia (également appelée «Avalonia orientale») comprenait le sud de l'Irlande, l'Angleterre, le Pays de Galles, les Pays-Bas, la Belgique et le nord de l'Allemagne (fig. 16; Cocks & Fortey, 1990: 100; Katzung *et al.*, 1995: fig. 1).

«L'Océan Rhéique», qui s'était nouvellement ouvert entre le Gondwana dans le sud et le couple Avalonia-Brabantia dans le nord, s'est alors progressivement élargi au cours de l'Ordovicien récent (Caradocien-Ashgillien; fig. 17-18). En même temps, les dimensions de l'Océan de Tornquist séparant Brabantia du continent de Baltica situé plus au nord (Scandinavie et Russie d'Europe) se réduisirent rapidement. Il en est de même pour l'Océan de Japet (ou Iapetus) qui séparait la Laurentie située au nord-ouest (Amérique du Nord et Groenland) de Baltica, Brabantia et Avalonia (Bergström, 1990: fig. 2-7).

Le déplacement de Brabantia vers le nord provoqua le plongement du plancher de l'Océan de Tornquist, situé au nord de ce microcontinent, sous la plaque Brabantia («subduction»), s'enfonçant dans le manteau où il se fluidifia sous forme de magma (Pharaoh *et al.*, 1991: 86-88; Pharaoh *et al.*, 1993: 654; Thorpe *et al.*, 1993: 657; Krauss, 1994: fig. 3). Une partie de ce magma remonta ensuite vers la surface, faisant apparaître un arc étendu de volcans en partie sous-marins et en partie aériens que l'on peut suivre depuis l'Angleterre jusqu'en Belgique (Woodcock, 1991: fig. 4a; Pharaoh *et al.*, 1991: fig. 18; André, 1991: 117-118, fig. 1). Ce magma qui s'est formé dans le manteau à 100-150 km de profondeur (par fusion de la croûte océanique hydratée entraînée en profondeur) peut être identifié grâce à la composition chimique des roches magmatiques «calco-alcalines» auxquelles il a donné naissance (Nienhuys, 1996: 38-39).

5.4.2. Situation climatique

Le climat de Brabantia (et de l'Euregio qui en faisait partie) a varié d'un climat tempéré froid au cours de l'Ordovicien moyen (Berry & Wilde, 1990: 132, fig. 2) à un climat tempéré chaud vers la fin de l'Ordovicien récent (Ashgillien), ce que confirment aussi les flores et faunes marines qu'on y rencontre (Tourneur *et al.*, 1993: 677; Katzung *et al.*, 1995: 234). La distance relativement grande séparant Brabantia du Gondwana au cours de l'Ashgillien (y compris les zones marginales de la France et de la Bohême qui s'en séparèrent au début du Silurien) est attestée par les conditions climatologiques très différentes existant à cette époque. Alors que Brabantia jouissait d'un climat tempéré chaud, la partie septentrionale du Gondwana était soumise à une véritable glaciation (Ziegler, 1990: 23, 27).

5.4.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (carte 6)

Les mouvements de la phase ardennaise ayant pris cours au Caradocien eurent pour effet de modifier le paysage. Il y eut un soulèvement du substratum dans le sud-est. A cet endroit se forma la **Plaine de Stavelot**, ce qui mit fin à la sédimentation dans la région du Massif de Stavelot (Vanguetaine, 1992: fig. 10). Dans le nord-ouest, l'affaissement du sol donna lieu à un approfondissement de la **Mer du Brabant**. Ceci peut se déduire de la présence de «turbidites» (coulées de boue sous-marines lapidifiées) dans le Caradocien du Massif du Brabant à l'ouest de l'Euregio (Herbosch *et al.*, 1991: 204-206; Servais, 1991; Servais *et al.*, 1993: 703-704). Les mouvements de la phase ardennaise étaient en relation étroite avec la dérive de Brabantia vers le nord, qui obligea le plancher océanique (Océan de Tornquist) situé au nord de ce microcontinent à plonger sous ce dernier (fig. 19).

Figure 15.

Figure 16. Reconstitution des plaques Avalonia et Brabantia au cours de l'Ordovicien récent (suivant Cocks & Fortey, 1990, fig. 4). Les traits gras en pointillé figurent les limites éventuelles de plaques mineures (microcontinents ou «terrane») qui se sont soudées au continent Brabantia au cours du Cambro-Silurien (basé sur André, 1991, fig. 1; Erdtmann, 1991, fig. 4; Pharaoh *et al.*, 1991, fig. 18; Franke, 1994, fig. 1). Dans de nombreux cas, la collision entre ces microcontinents fut accompagnée par la formation d'arcs insulaires volcaniques, comparables aux arcs insulaires actuels des Philippines et du Japon (Windley, 1986, p. 251-266).

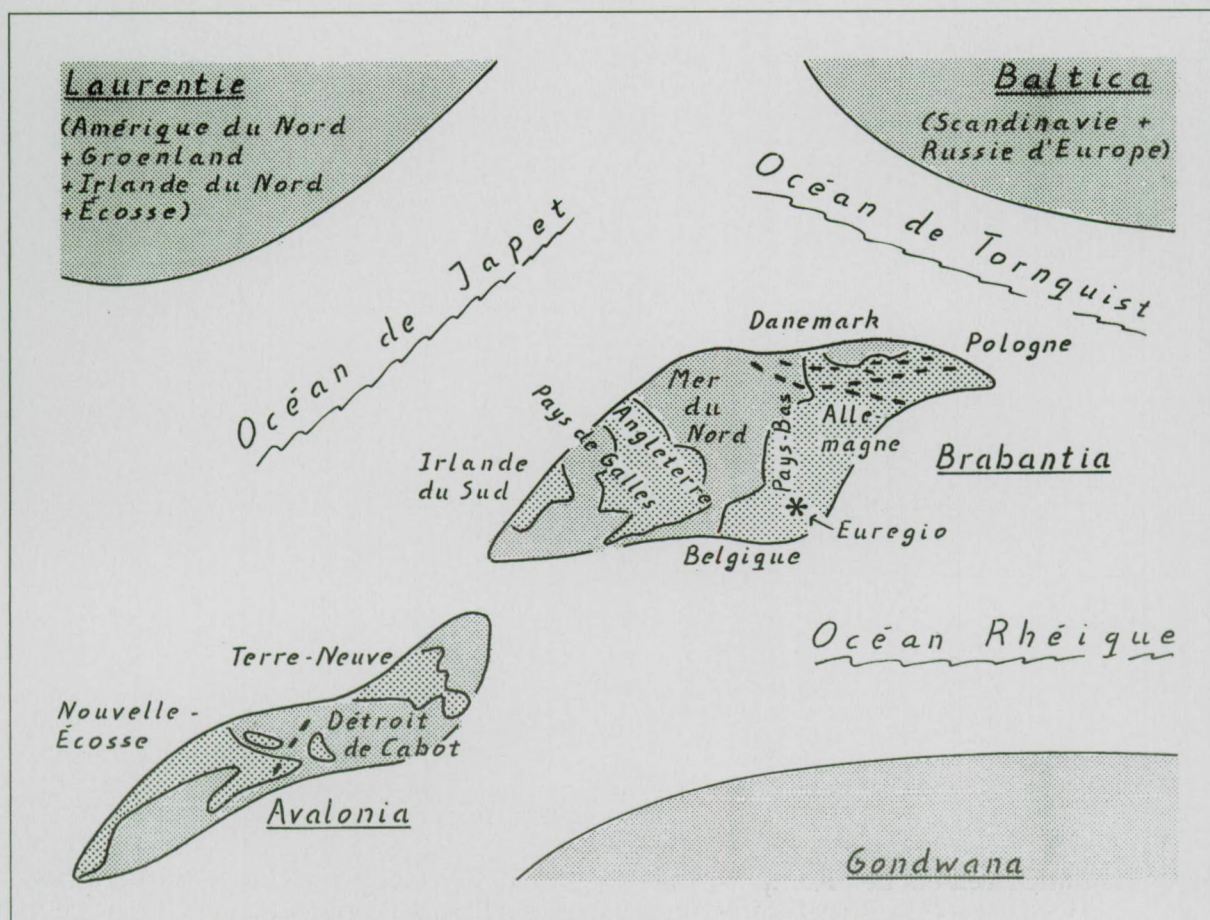
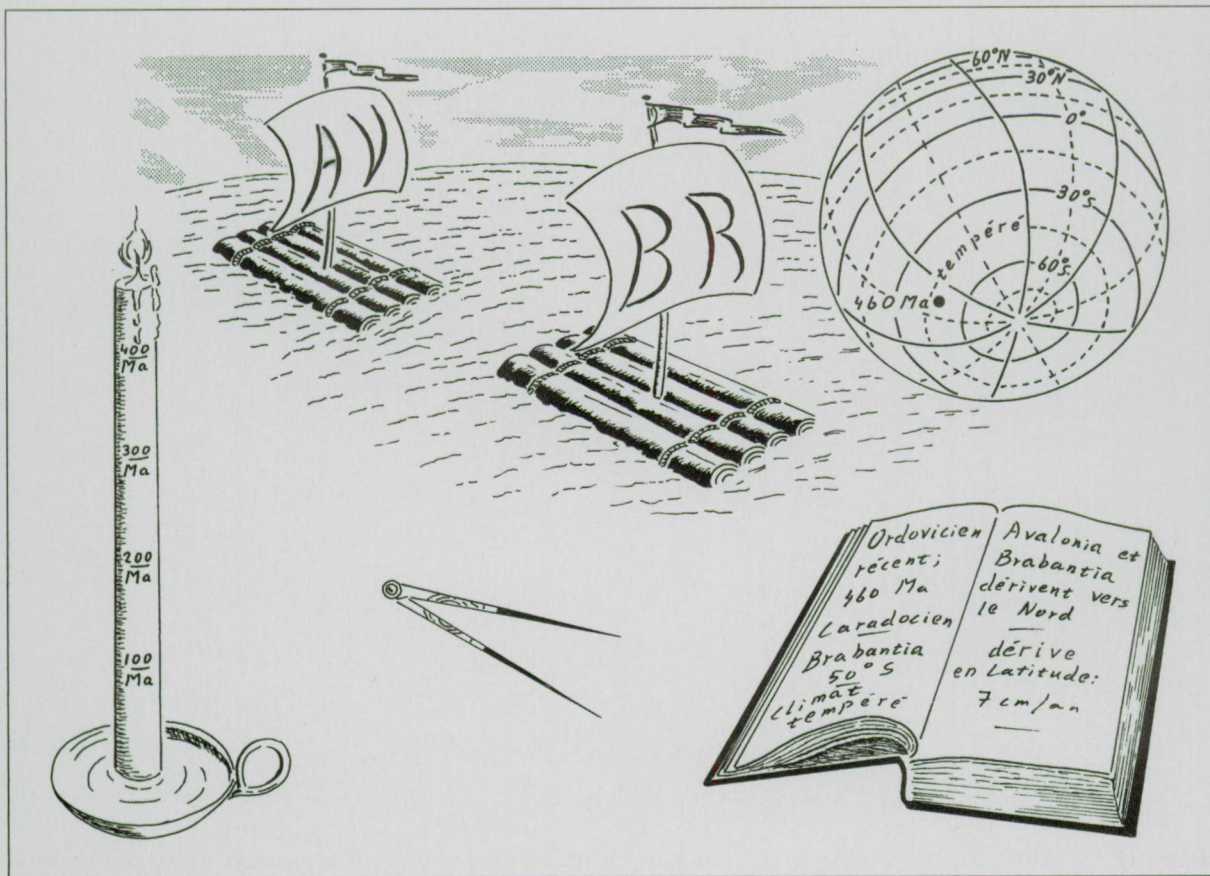
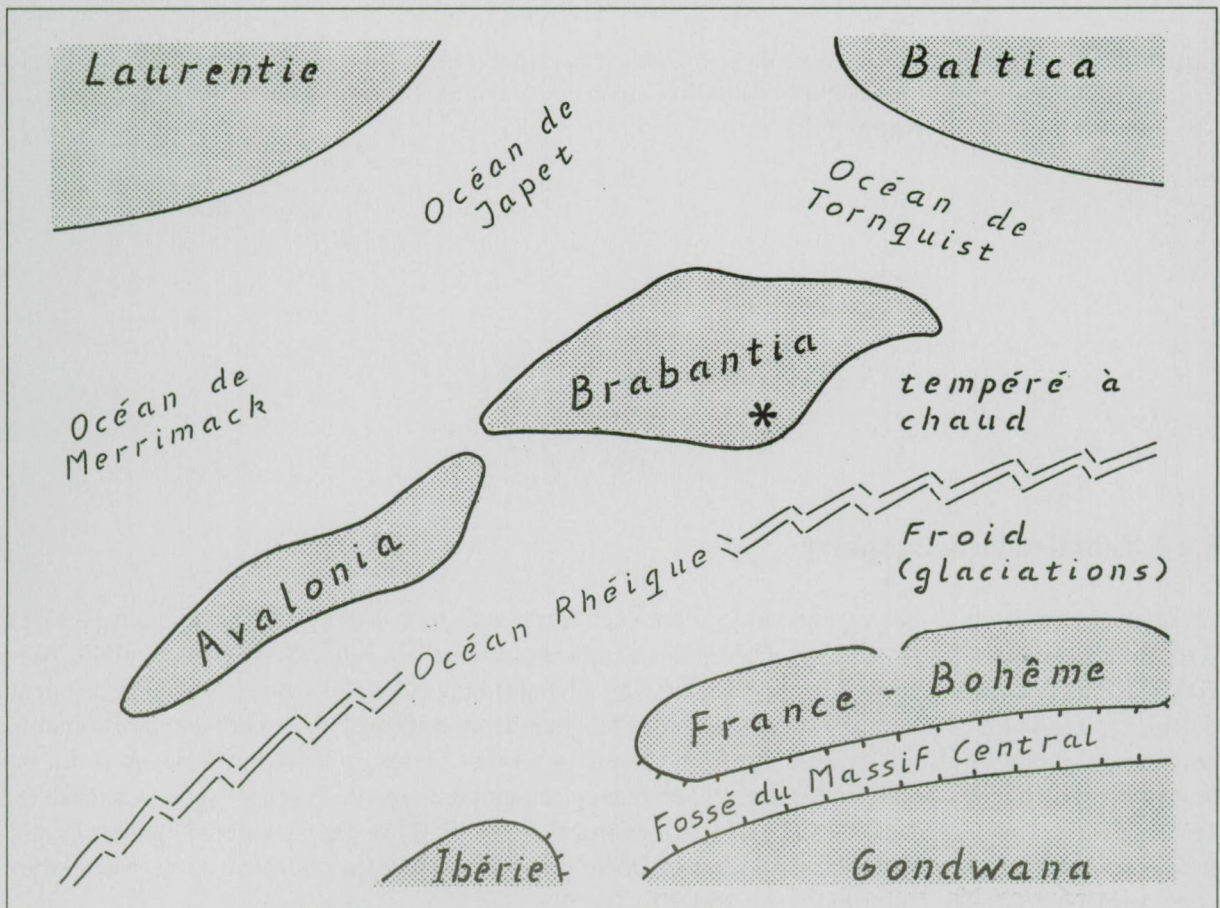
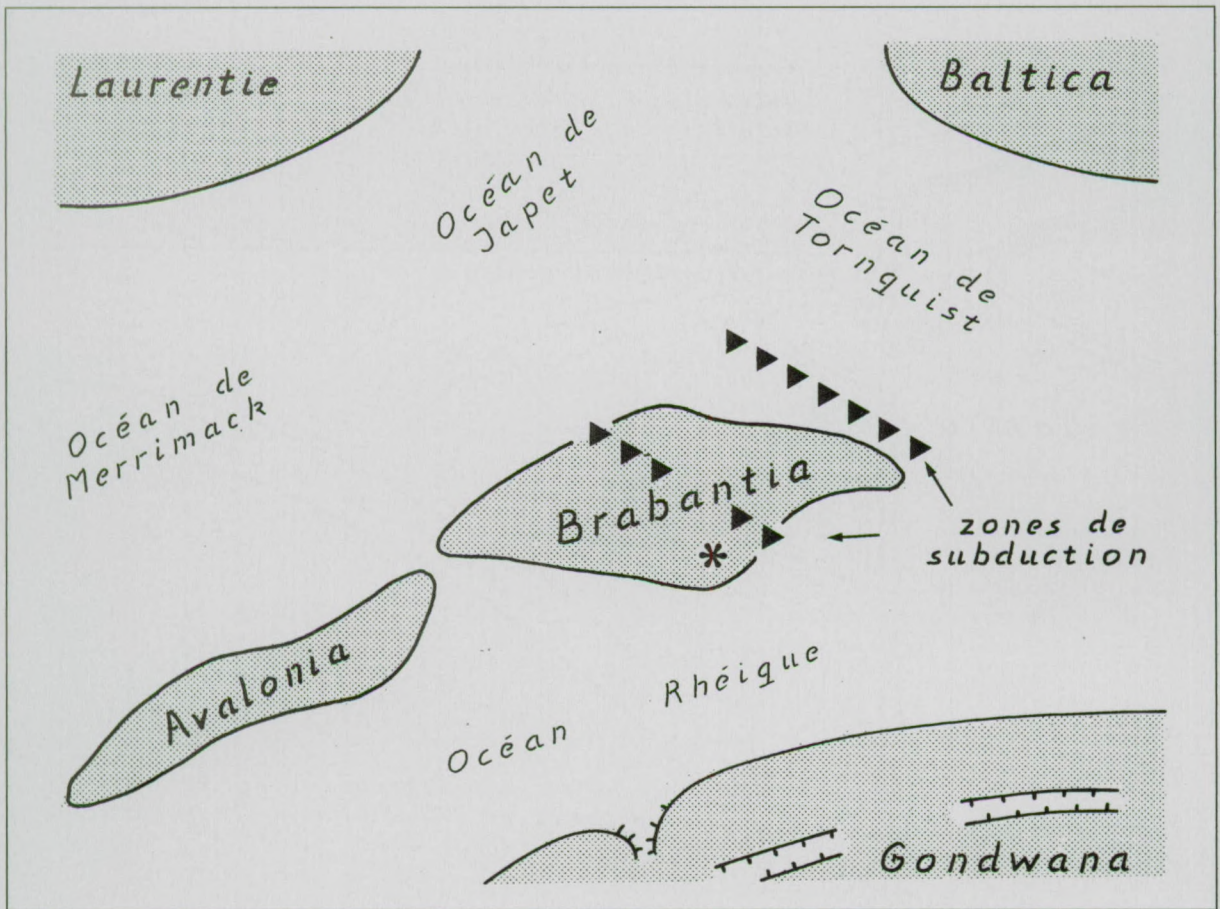


Figure 17. Situation paléogéographique de l'Euregio (repérée par «*») au cours de la première moitié de l'Ordovicien récent (Caradocien; l'échelle n'est pas respectée; Bless & Fernández Narvaiza, 1997b: fig. 8).

Figure 18. Situation paléogéographique de l'Euregio (repérée par «*») au cours de la seconde moitié de l'Ordovicien récent (Ashgillien; l'échelle n'est pas respectée; Bless & Fernández Narvaiza, 1997b: fig. 9).



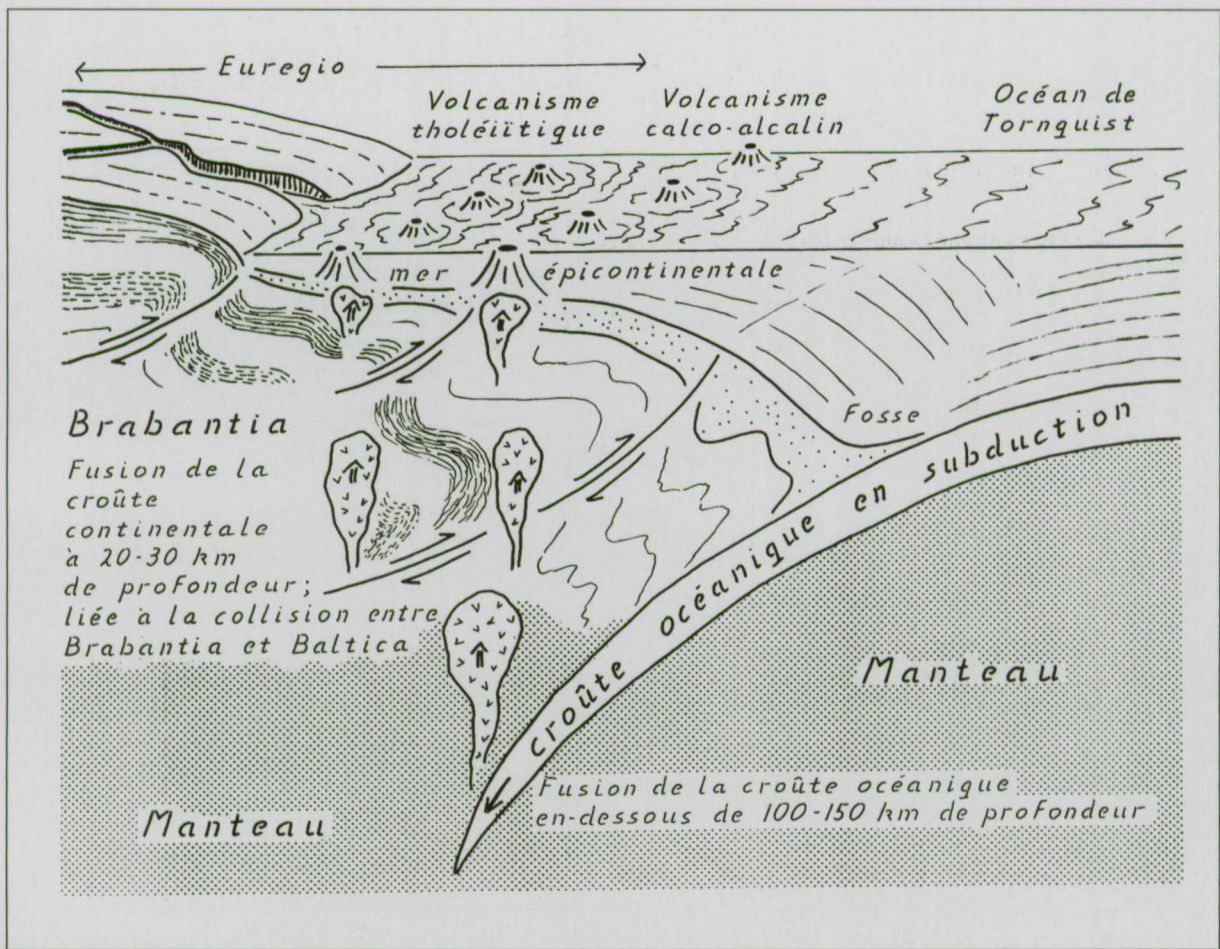


Figure 19. Représentation schématique de la subduction du plancher océanique de l'Océan de Tornquist sous le microcontinent Brabantia au cours du Caradocien (modifié, d'après Windley, 1986: fig. 6.5, 19.10; l'échelle n'est pas respectée).

5.4.4. Situation de la biosphère

On connaît peu de chose des organismes qui ont vécu à cet endroit au cours du Caradocien. A part des Acritarches et des Chitinozoaires, on a décrit des Graptolites et des Trilobites (Servais *et al.*, 1993: 703-704; Katzung *et al.*, 1995: 233). Pendant l'Ordovicien moyen (Llanvirnien) les faunes de ce milieu étaient encore caractéristiques des eaux fraîches à froides baignant le Gondwana. Mais, la dérive de Brabantia vers le nord eut pour effet d'évincer ces formes, vers la fin de l'Ordovicien (Ashgillien), au profit de faunes d'eaux chaudes, pareilles à celles qu'on rencontre aux alentours de Baltica (Servais & Maletz, 1992: 272; Tourneur *et al.*, 1993: 677-678; Katzung *et al.*, 1995: 233). Le passage de faunes d'eaux froides à des faunes d'eaux chaudes est décrit en détail grâce aux dépôts qu'on trouve au Pays de Galles et en Angleterre (Cocks & Fortey, 1990: 100-101, fig. 4).

5.5. SILURIEN ANCIEN; 430 MA (LLANDOVÉRIEN)

5.5.1. Situation paléogéographique

Env. 40° lat.S. (fig. 20; Scotese & McKerrow, 1990: fig. 9-10; Torsvik *et al.*, 1990: fig. 10). Vers la fin de l'Ordovicien récent (Ashgillien) la pointe orientale de Brabantia entra pour la première fois en collision avec Baltica (Torsvik *et al.*, 1996: fig. 12). Dans la zone de plissement située entre le Danemark et la Pologne et caractérisée par les Calédonides germano-polonaises, il y eut agglutination de toute une série de petits fragments de plaques («terrane»; Franke, 1994: fig. 1; Krauss, 1994: fig. 3; Hoffmann & Franke, 1997: 10-12). Au cours du Silurien se formèrent également, en d'autres endroits, des chaînes de montagnes plus ou moins importantes et des hauts-plateaux (Calédonides Atlantiques, Calédonides d'Europe Centrale, Cordillère Ligéro-Moldanubienne; Ziegler, 1990: 19-28, fig. 4) en raison des collisions successives de plusieurs plaques continentales et océaniques (fig. 21-23). Dès la fin du Silurien, ces chaînes et plateaux calédoniens constituèrent l'ossature d'un nouveau supercontinent, la Laurussie (Ziegler, 1989, pl. 1; Ziegler, 1990: fig. 4).

Le début de la collision entre Brabantia et Baltica coïncida avec l'apparition d'un nouveau type de volcanisme. Outre les volcans «calco-alkalins», qui avaient été alimentés à partir d'un magma formé dans le manteau à une profondeur de 100-150 km, il y eut, à présent, également éruption de volcans alimentés à partir d'un magma «tholéiitique» (Pharaoh *et al.*, 1991: 86-88, fig. 18), issu d'une profondeur de tout au plus 30 km (Nienhuys, 1996: 38-39) et donc probablement formé par fusion de parties profondes de la croûte continentale par suite de la pression et de la température qui y règnent (cf. Windley, 1986: fig. 6.5, 6.6, 18.7 et 19.10). Ces volcans tholéiitiques ont été reconnus dans le Silurien ancien de l'Euregio, où ils dessinent une bande étroite de direction WSW-ENE entre Maastricht et Liège (André, 1991: fig. 1; Verniers & Van Grootel, 1991: fig. 9).

Dès avant la fin du Silurien ancien (Wenlockien), Brabantia, englobée dans le supercontinent de Laurussie, récemment formé (créé par collision entre Baltica et Laurentie ou Amérique du Nord; Ziegler, 1990: fig. 5), fut, à son tour, éperonnée par la France et la Bohême qui s'étaient approchées par le sud et s'étaient, au cours de l'Ordovicien récent, également détachées du Gondwana (Ziegler, 1990: 25, fig. 5 et 7). L'absence d'événements spectaculaires liés à l'activité magmatique et volcanique indique que cette collision eut, en fait, peu de portée. En outre, cet événement ne conduisit pas à un agrandissement définitif de la Laurussie, puisque, dès la fin de l'Éodévonien, la France et la Bohême se remirent à dériver vers le sud (Ziegler, 1989: pl. 3-4; 1990: fig. 5 et 8).

5.5.2. Situation climatique

Climat tempéré chaud (Berry & Wilde, 1990: fig. 3; Tourneur *et al.*, 1993: 677-678).

5.5.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (carte 7)

Les mouvements de la phase ardennaise à la fin de l'Ordovicien convertirent la Plaine de Stavelot en un haut-plateau soulevé à 800 - 1100 m au dessus du niveau de la mer (**Haut-plateau de Stavelot**) qui fut pénéplané par l'érosion au cours du Silurien. A certains endroits, il y eut décapage complet de l'ensemble de sédiments, épais de 800 - 1100 m, qui y avait été déposé au cours de l'Ordovicien (Richter, 1985: 22, tab. 3). Il en résulte qu'au début de l'Éodévonien l'érosion avait déjà mis à nu les terrains cambriens sous-jacents (Richter, 1985: 22). L'érosion n'aura du reste pas progressé de plus de 1 mm en 30 ans.

Les produits provenant du démantèlement du **Haut-plateau de Stavelot** se déposèrent en majeure partie dans le **Détroit de Dinant** (Massif du Condroz; Walter, 1980: 22-23, fig. 2). Ce détroit était bordé au nord par une série d'îles volcaniques (**Puy de Wodon, Puy de Pitet, Puy de Jeneffe, Puy de Voroux** et

Figure 20.

Figure 21. Situation paléogéographique de l'Euregio (repérée par «*») au cours de la première moitié du Silurien ancien (Llandovérien; l'échelle n'est pas respectée; Bless & Fernández Narvaiza, 1997b: fig. 10).

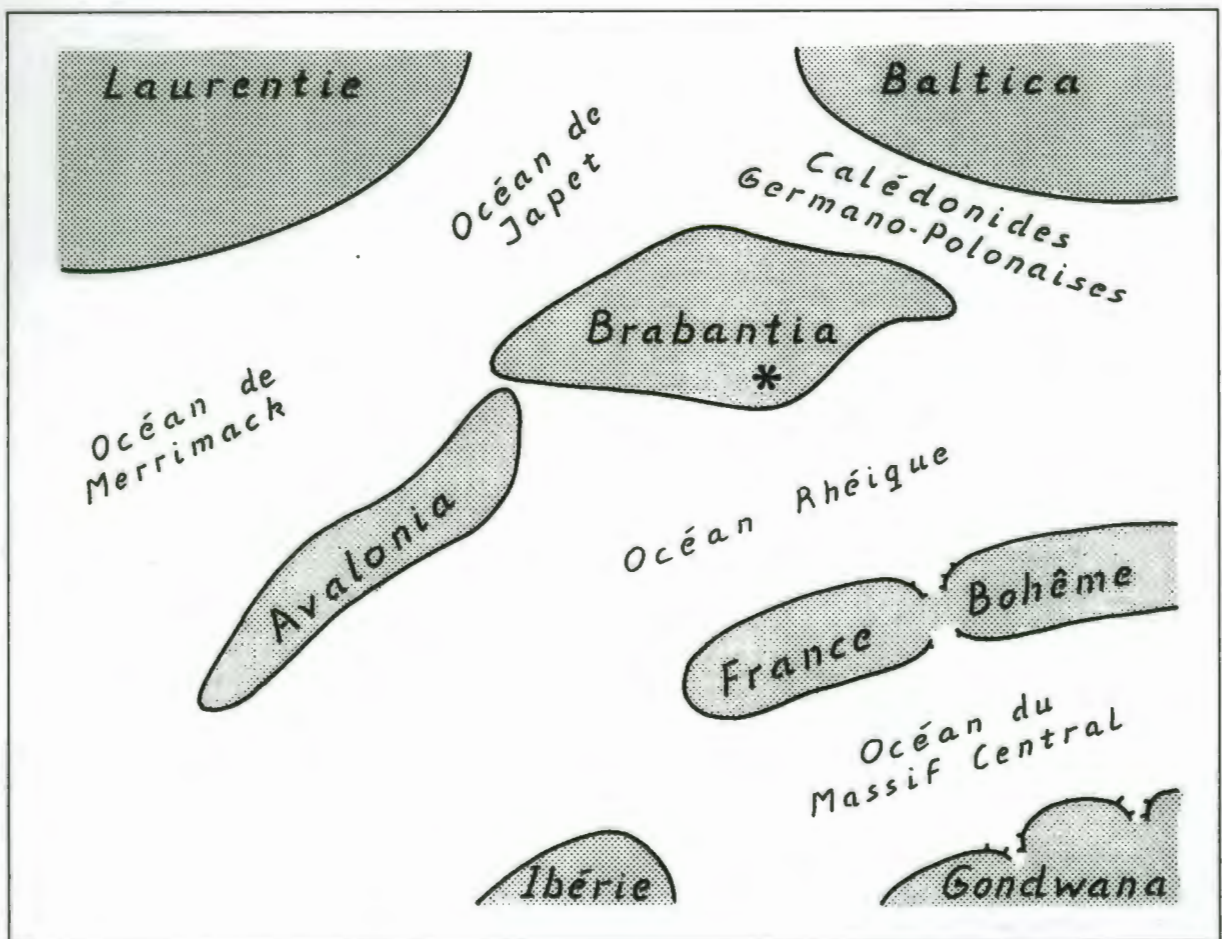
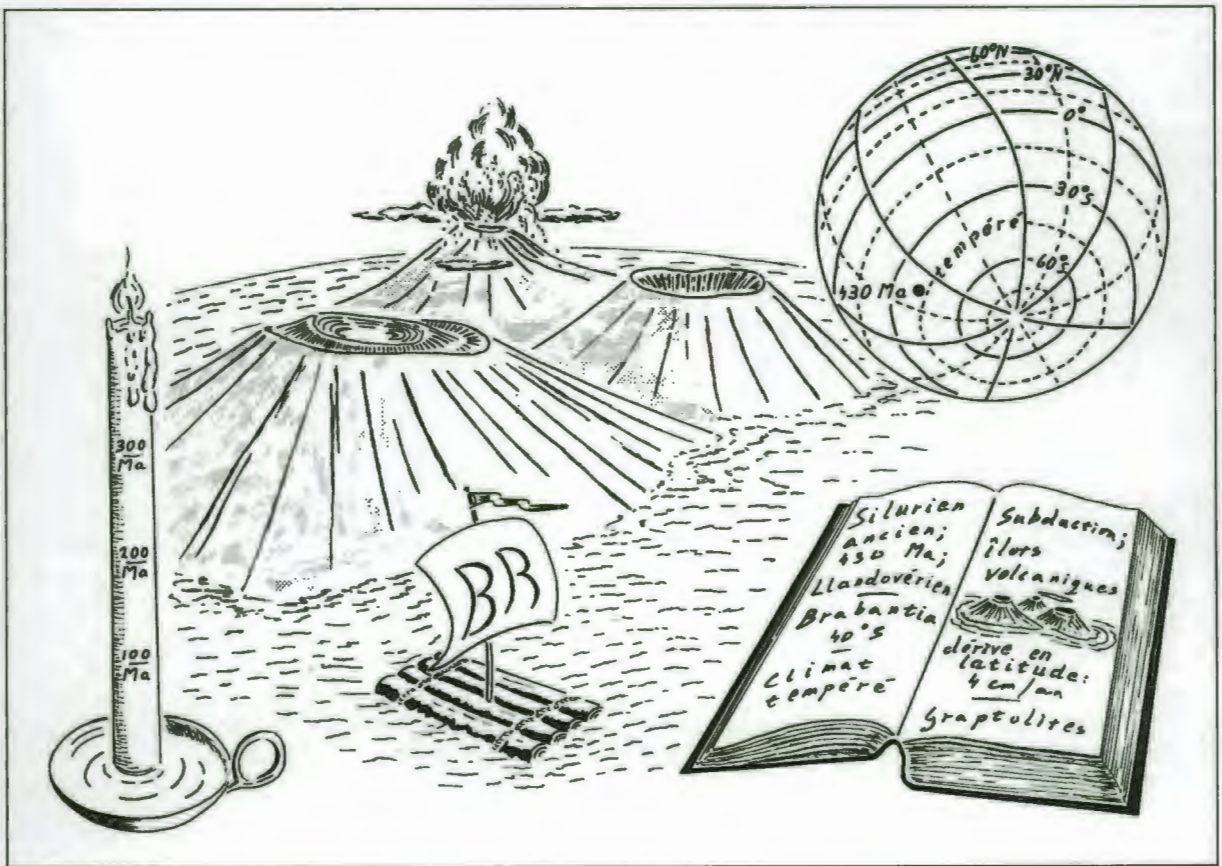
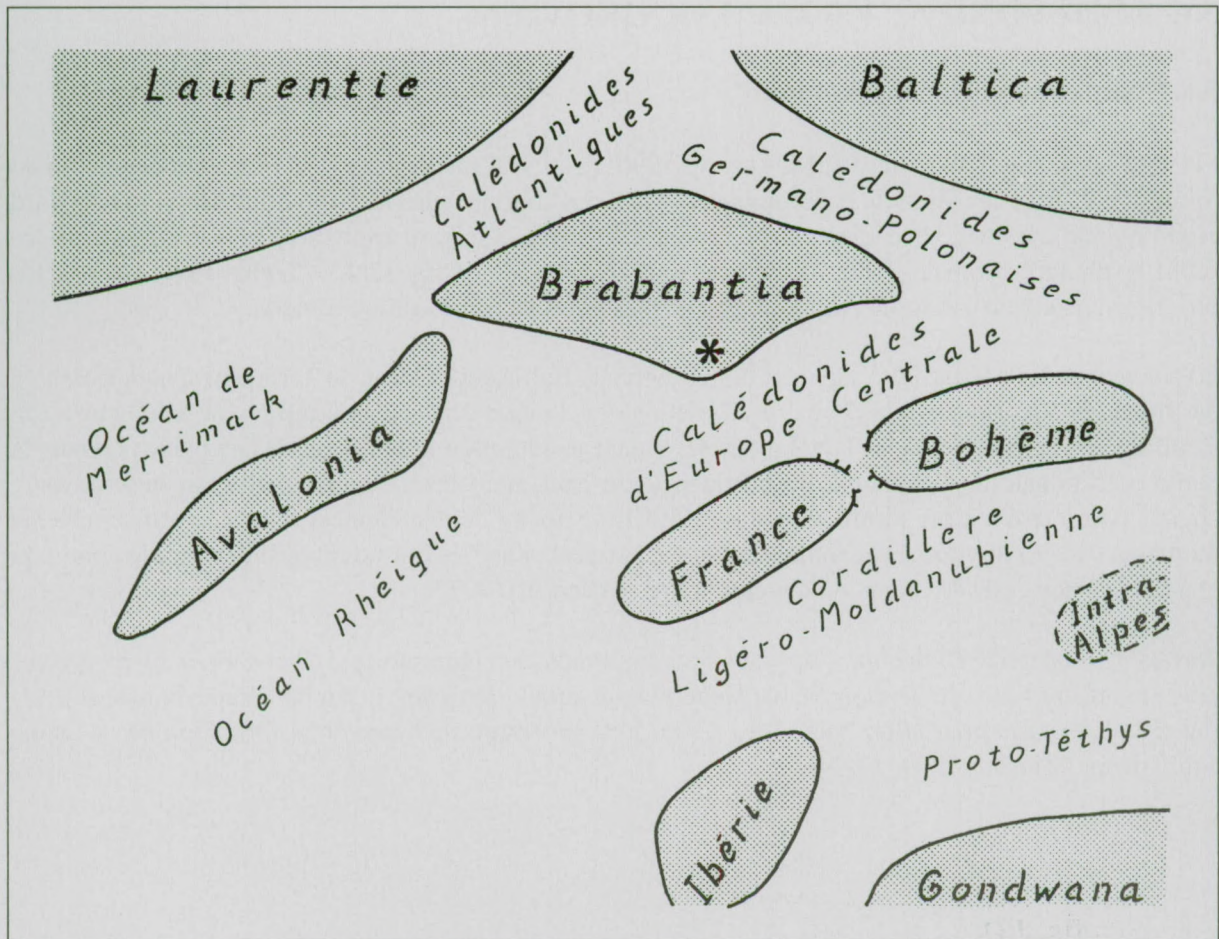
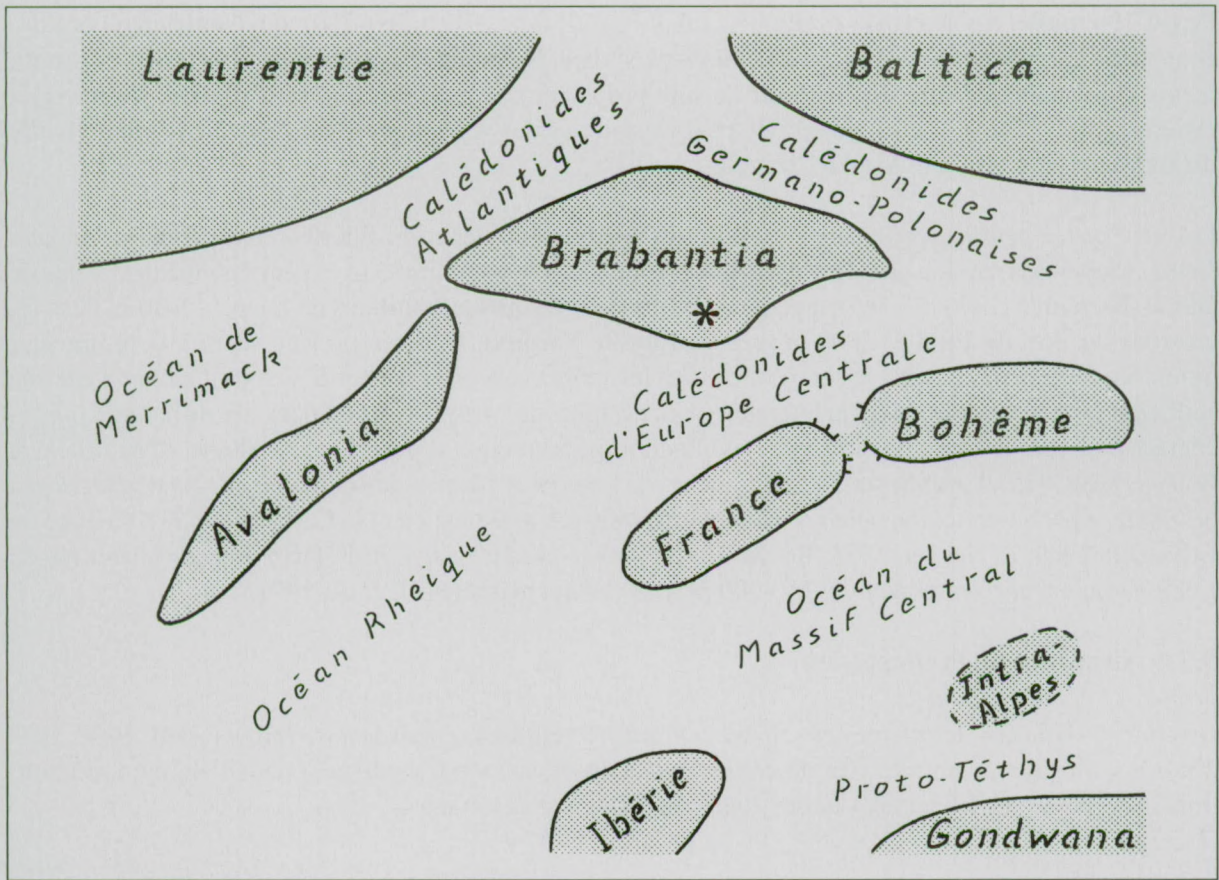


Figure 22. Situation paléogéographique de l'Euregio (repérée par «*») au cours de la seconde moitié du Silurien ancien (Wenlockien; l'échelle n'est pas respectée; Bless & Fernández Narvaiza, 1997b: fig. 11).

Figure 23. Situation paléogéographique de l'Euregio (repérée par «*») vers la fin du Silurien récent (Pridolien; l'échelle n'est pas respectée; Bless & Fernández Narvaiza, 1997b: fig. 12).



Puy d'Hermalle; Robaszynski & Dupuis, 1983: fig. 11; Poty, 1991: 269-270), qui formaient le prolongement de l'arc insulaire d'Angleterre et de l'ouest de la Belgique (Pharaoh *et al.*, 1991: 80). Les sédiments alimentant le **Golfe du Brabant** ne sont probablement pas issus du **Haut-plateau de Stavelot** (Walter, 1980: 22-23). Il n'est pas établi qu'il existait des îles volcaniques intermédiaires entre le **Golfe du Brabant** et le **Golfe d'Aix-la-Chapelle**.

Les avis concernant la profondeur du **Golfe du Brabant** au début du Silurien sont partagés. Verniers (1983: 65) se basa sur une grande profondeur («bathyale») d'au moins 85 m et peut-être même de plus de 200 m. Nienhuys (1996: 35-36) suggéra une profondeur de quelques milliers de mètres (2850 m dans les environs du **Puy de Pitet** et 3600 m près du **Puy de Voroux**). Il se référa, à ce sujet, à la profondeur minimum (3600 m) à laquelle se seraient formées les spilites rencontrées près de Voroux-Goreux. Le terme spilite est cependant utilisé dans la littérature pour désigner des roches magmatiques très différentes qui, au contact de l'eau de mer, ont subi une modification géochimique d'une façon ou d'une autre (Flick & Nesbor, 1988: 415). La spilitisation de basaltes et de laves peut avoir eu lieu dans une mer relativement peu profonde, ainsi qu'en témoignent les exemples fournis par le Dévonien et le Carbonifère du Synclinal de Lahn-Dill (Flick & Nesbor, 1988: fig. 22-23; Nesbor *et al.*, 1993: fig. 36-37). Ce processus peut même s'être déroulé à une profondeur de 150-200 m sous le fond marin (Flick *et al.*, 1991: 70).

5.5.4. Situation de la biosphère

Au cours du Silurien, les plantes et animaux commencèrent à conquérir la terre ferme (Scott, 1984: 207-208). Il y a évidemment tout lieu de croire que ce processus s'est, également dans l'Euregio, d'abord limité aux environs des lagunes et des zones de battement des marées.

5.6. ÉODÉVONIEN; 400 MA (LOCHKOVIEN)

5.6.1. Situation paléogéographique

Env. 30° lat.S. (fig. 24; Scotese & McKerrow, 1990: fig. 13; Torsvik *et al.*, 1990: fig. 10). Vers la fin du Silurien la Laurussie naquit de l'assemblage des plaques continentales de Laurentie (Amérique du Nord et Groenland), Baltica (Scandinavie et Russie d'Europe), Svalbard (Spitsberg et Terre François-Joseph), Avalonia et Brabantia (fig. 25; Scotese & McKerrow, 1990: fig. 12-13; Ziegler, 1989: pl. 3-4). Ce processus, en ce qui concerne Avalonia, ne s'achèvera qu'au milieu du Dévonien.

L'Océan de Japet (ou Iapetus) séparant la Laurentie de Baltica et l'Océan de Tornquist séparant Baltica de Brabantia firent place à la chaîne des Calédonides, longue de plusieurs milliers de kilomètres, qui s'édifia sur l'emplacement de la zone de plissement résultant de la collision de ces plaques. Dans la partie méridionale de l'ancienne Brabantia il y eut également formation de petits rameaux de cette chaîne, parmi lesquels les **Monts de Hoeselt** de l'Euregio. Le démantèlement rapide de cette chaîne de montagnes libéra d'énormes quantités de sables, graviers et argiles qui furent épandues sur le continent et à sa périphérie par des cours d'eau temporaires (Allen, 1979: 77).

Au sud de l'ancienne Brabantia, s'approchait entre-temps la plaque suivante (Ibérie-France), en précurseur annonçant l'arrivée de Gondwana. Cette plaque aurait, dès avant la fin de l'Éodévonien, déjà effleuré la Laurussie pour la première fois et, dès lors, provoqué l'amorce de la formation de la chaîne hercynienne (Ziegler, 1989: 13-14).

5.6.2. Situation climatique

Climat chaud, semi-aride, entrecoupé de courtes périodes de pluies abondantes (sédiments rubéfiés par la présence d'oxyde de fer; Witzke, 1990: fig. 5), ce qui favorisa une érosion rapide et l'évacuation des déblais par des cours d'eau temporaires en milieu désertique («flash floods» et «oueds») (Allen, 1979: 65).

5.6.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (carte 8)

Vers la fin du Silurien, les mouvements calédoniens avaient transformé l'Euregio en un plateau étendu dominé par le pointement de quelques crêtes. Mais, à partir de l'Éodévonien, les terrains du Paléozoïque ancien situés au sud-est des **Monts de Hoeselt** s'affaissèrent, entre autres, sous l'effet de leur propre poids, vers le sud sous la forme «d'écaillés» de plusieurs dizaines de kilomètres de large et parfois épaisses de plusieurs milliers de mètres (Bless *et al.*, 1989: fig. 6). Ces phénomènes se succédèrent dans un certain ordre, les écaillés méridionales s'affaisant en premier lieu, suivies ensuite par les écaillés septentrionales (Bless *et al.*, 1989, fig. 6). C'est pourquoi la mer envahit d'abord la partie sud-est de l'Euregio (Dreesen *et al.*, 1985: 239; Steemans, 1989: 118). Ce n'est qu'au cours du Mésodévonien que la mer s'avancera plus loin vers le nord. Les surfaces de fracture de direction SSW-NNE le long desquelles ces écaillés se déroberent, formaient des escarpements dans ce paysage de plateaux («cuestas»).

Le système de drainage des **Monts de Hoeselt** et du **Désert des Vieux Grès Rouges** suivit, au premier abord, la direction NNW-SSE des failles perpendiculaires à ces surfaces (Richter, 1985: 22; Paproth *et al.*, 1986: fig. 4-5), de sorte que le **Plateau de Dinant**, le **Plateau de la Vesdre** et le **Plateau de l'Inde**, situés au sud de la ligne Liège-Aix-la-Chapelle, constituaient déjà dès l'Éodévonien dans la morphologie du paysage des unités tectoniques bien individualisées. Le transport massif de boues et de cailloux se faisait dans des oueds temporaires et un réseau complexe de cours d'eau temporaires anastomosés qui évacuaient les débris d'altération vers la plaine côtière (**Bas-pays de Rott**) et la **Mer de l'Eifel**, très probablement peu profonde (Dreesen *et al.*, 1985: 239).

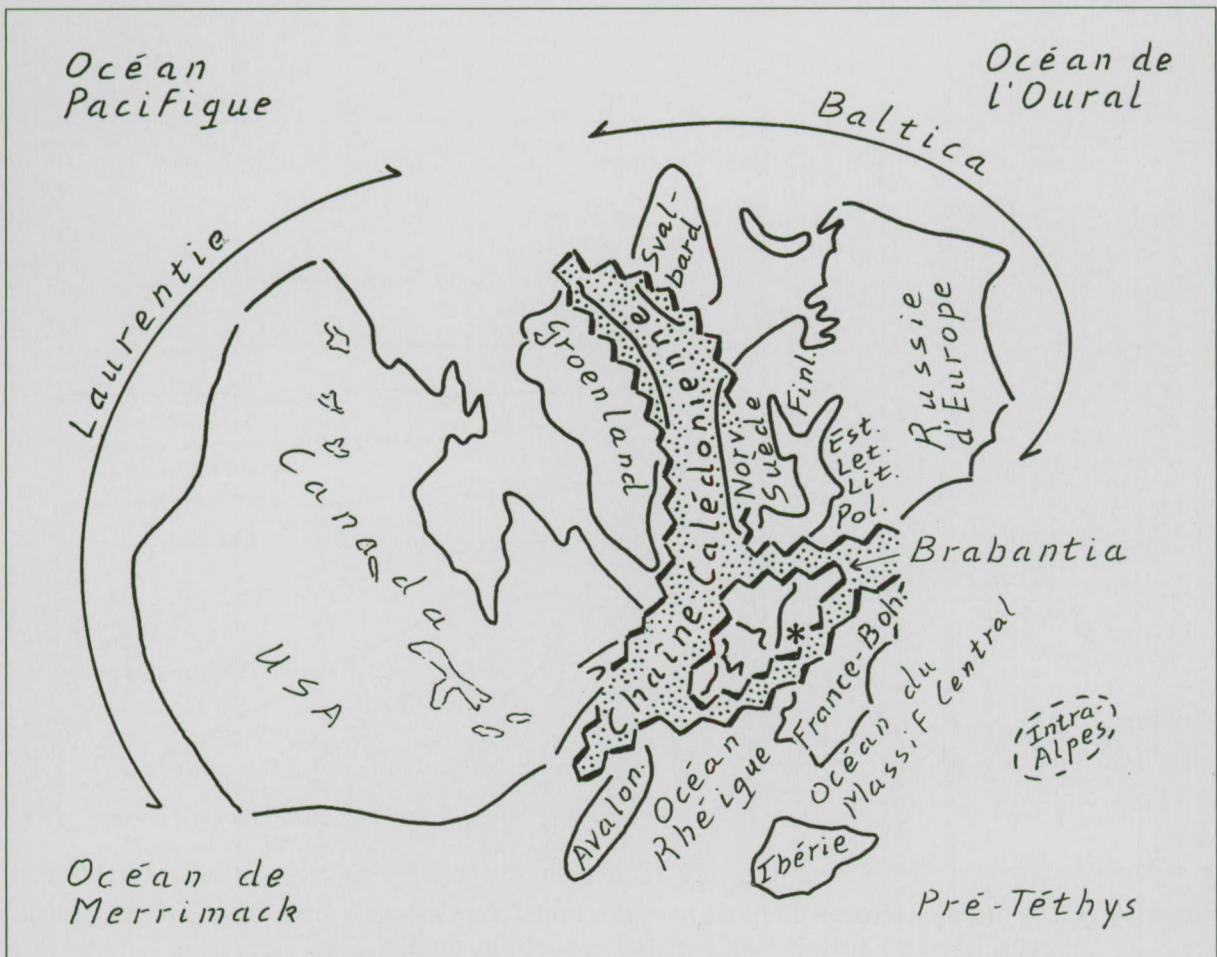
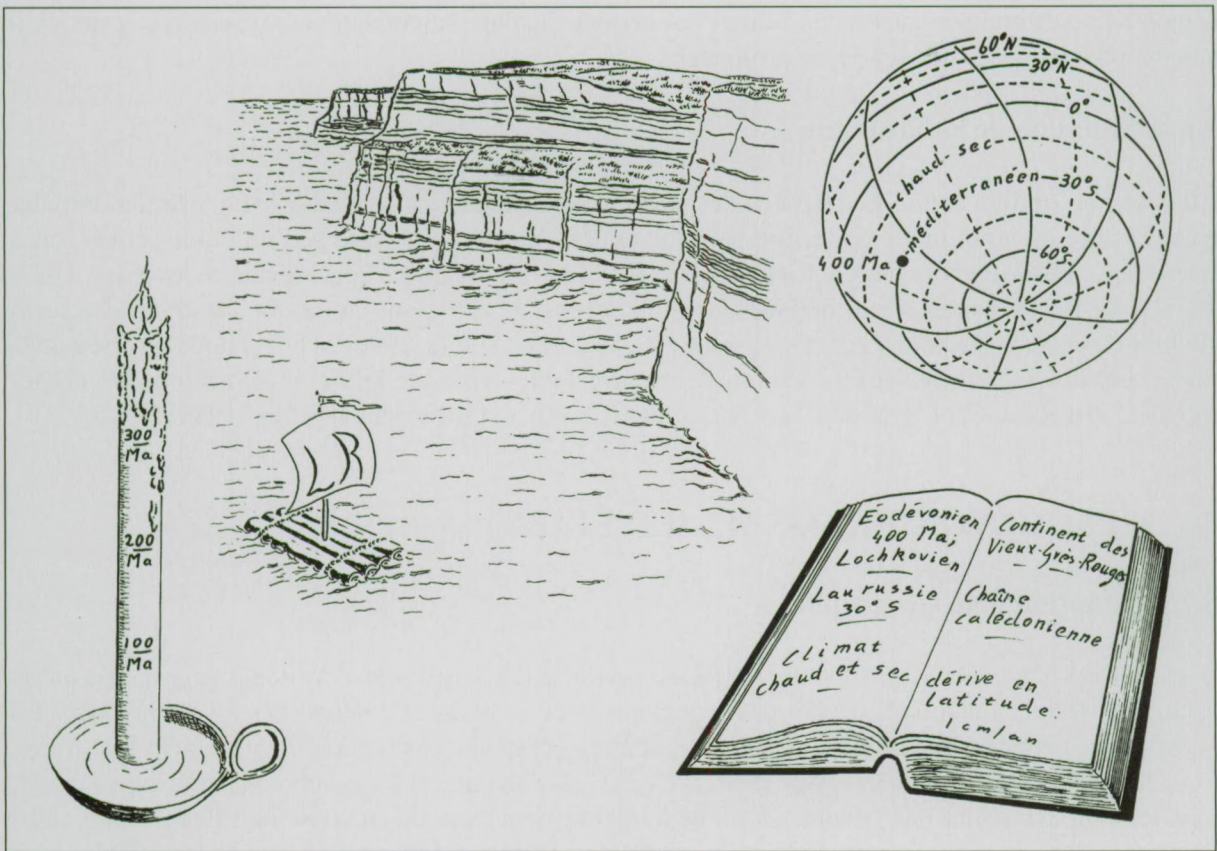
La subsidence rapide du fond permit l'accumulation à certains endroits de la **Mer de l'Eifel** de plus de 5000 m de sables, graviers et argiles (fig. 26; Meyer & Stets, 1980: fig. 3-6; Richter, 1985: 21-22). Les terrains du début de l'Éodévonien (Lochkovien) affleurent près de Nonceveux (X NO), du barrage de la Gilleppe (X GI), de Gdoumont (X GD), Montjoie (X MO), Lammersdorf (X LA), Rott (X RO) et Zweifall (X ZW).

Le soulèvement des **Monts de Hoeselt**, est peut-être dû à la poussée d'un batholite granitique sous-jacent, pareil à celui qu'on suppose exister dans la partie occidentale du Massif du Brabant (cf. De Vos *et al.*, 1993: 610; Everaerts *et al.*, 1997; comparable au soulèvement des Black Hills du Dakota du Sud, USA; Emmons *et al.*, 1955: 519-520). Ce soulèvement se fit en deux phases : les mouvements calédoniens tardifs vers la fin du Silurien et les mouvements bollandiens vers la fin de l'Éodévonien (Emsien moyen; Michot, 1988: 109). L'ampleur de l'ensemble du soulèvement dû à ces mouvements atteignit largement 4000 m. Ceci correspond à l'épaisseur des terrains de l'Ordovicien et du Silurien (Walter, 1980: fig. 2) que l'érosion a fait disparaître de la partie orientale du Massif du Brabant avant le début du Mésodévonien. Les microfossiles qui en ont disparu sous l'effet de l'érosion se sont redéposés (ont été «remaniés») en maints endroits dans les dépôts de l'Éodévonien (Vanguestaine, 1979; Steemans, 1989).

Le grand nombre de cailloux roulés de quartzites cambriens présents dans le Conglomérat de Vicht, formé au début du Mésodévonien (Richter, 1985: 46-47), qui proviennent partiellement des **Monts de Hoeselt**, appuient l'idée que le soulèvement le plus important a eu lieu à la fin du Silurien. Les sommets des **Monts de Hoeselt** culminaient alors peut-être bien à quelques 2000 - 3500 m au dessus de leur environnement. La rapidité extrême de l'érosion (peut-être plus de 1 mm par 5 ans) fut favorisée par le climat semi-aride et l'absence totale d'une couverture végétale de protection fixant les sols formés.

Figure 24.

Figure 25. Vers la fin du Silurien les plaques continentales de Laurentie (Amérique du Nord et Groenland), Baltica (Scandinavie et partie européenne de la Russie), Svalbard (Spitsberg et Terre François-Joseph), Avalonia et Brabantia s'assemblèrent pour former un nouveau continent, la Laurussie. La reconstitution présentée ici est basée sur Scotese & McKerrow (1990, fig. 12) et Ziegler (1989, pl. 3). La zone de plissement que la collision de ces plaques fit apparaître, fut marquée par la chaîne des Calédonides longue de plusieurs milliers de kilomètres. En même temps, une autre plaque, comprenant l'Ibérie et la France s'approchait par le sud, ce qui réduisit rapidement l'Océan Rhéique qui venait de s'ouvrir à l'Ordovicien récent.



L'inondation de grandes parties de l'Euregio en période de pluies abondantes contraste avec la situation au cours des périodes de sécheresse prolongée.

5.6.4. Situation de la biosphère

Au cours du Silurien et de l'Éodévonien, les plantes commencèrent à conquérir la terre ferme. Initialement la flore montrait une prédilection pour la vie dans les eaux littorales peu profondes et les zones intertidales. De là, elles gagnèrent l'intérieur des terres en remontant les cours d'eau (Schweitzer, 1983: 16-31). De même, toutes sortes de Poissons (notamment les «Poissons cuirassés» ou «Placodermes») suivirent la même voie pour s'adapter au milieu d'eau douce (Young, 1990: 241). La riche diversité de la faune occupant la **Mer de l'Eifel** comprenait, en outre, toutes sortes de Trilobites, Brachiopodes, Gastéropodes, Bivalves, Céphalopodes, Vers, Crinoïdes, Coraux et Ostracodes (Richter, 1985: 24).

5.7. MÉSODÉVONIEN; 385 MA (EIFÉLIEN)

5.7.1. Situation paléogéographique

Env. 29° lat.S. (Torsvik *et al.*, 1990: fig. 10). La soudure de la Laurussie et d'Avalonia ne se réalisa qu'au début du Mésodévonien sous l'effet des mouvements de la phase acadienne (Ziegler, 1989: 19). En outre, les anciennes plaques de Baltica et de Laurentie continuèrent dans leur déplacement à se frotter l'une le long de l'autre (Ziegler, 1989: 22). La chaîne calédonienne et ses nombreux petits rameaux ont, toutefois, dû avoir subi une pénéplanation déjà relativement avancée au cours de l'Éodévonien, ainsi qu'en témoigne la réduction sensible de la masse des déblais d'érosion au Mésodévonien (Meyer & Stets, 1980: fig. 9; Bless *et al.*, 1989: fig. 9-10).

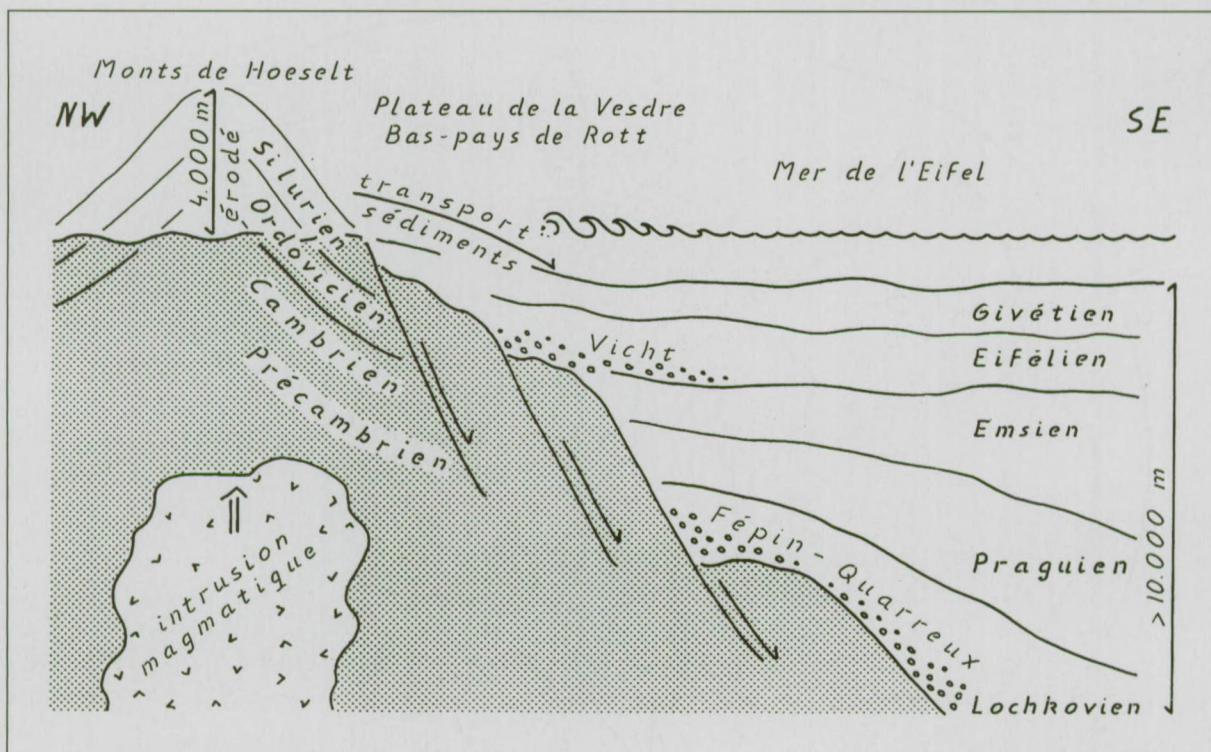


Figure 26. Coupe fortement idéalisée à travers l'Euregio et l'Eifel allemand vers la fin du Mésodévonien (l'échelle n'est pas respectée; Bless & Fernández Narvaiza, 1996b: fig. 10).

Dans l'Euregio les mouvements bollandiens avaient, vers la fin de l'Éodévonien (Michot, 1988: 109), accentué le relief localement. Ces mouvements et d'autres mouvements similaires qui ont pris naissance au cours de l'Éo- et du Mésodévonien, étaient parfois liés à l'ascension locale de magma qui se mit en place dans l'épaisseur de la croûte terrestre sous forme d'intrusions. Un des exemples les plus connus est représenté par la tonalite de la Helle dans les Hautes Fagnes (Dejonghe & Melchior, 1996). Sous l'effet d'une série d'élévations du niveau marin à l'échelle mondiale («eustatiques»), la mer envahira, au cours du Méso- et du Néodévonien, une partie toujours croissante de la Laurussie (Ziegler, 1989: 24).

5.7.2. Situation climatique

Climat chaud, semi-aride, entrecoupé de courtes périodes de pluies abondantes; comparable au climat régnant à l'Éodévonien (Witzke, 1990: fig. 5).

5.7.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (carte 9)

Au cours de l'Éodévonien les différents blocs de dépôts paléozoïques anciens s'étaient dérobés au point de transformer le paysage de plateau à cuestas en une plaine côtière étendue qui fut de plus en plus régulièrement envahie par une mer s'avancant surtout à partir du sud-est (Meyer & Stets, 1980: 737). Le **Désert des Vieux Grès Rouges** s'étendant au nord put, toutefois, se maintenir jusqu'à la fin du Mésodévonien.

Les mouvements bollandiens avaient, vers la fin de l'Éodévonien (Emsien moyen; Michot, 1988: 109), à nouveau accentué le relief des **Monts de Hoeselt**. Ceci avait également déjà permis à l'érosion d'affecter, au début du Mésodévonien, les quartzites cambriens mis à nu dans les vallées les plus profondes de ces montagnes, ce dont témoigne la composition du conglomérat de Vicht près de Remouchamps (X RE) et de Vicht (X VI; Kasig & Neumann-Mahlkau, 1969 : 372-374; Richter, 1985: 48-49). Au cours du Mésodévonien les **Monts de Hoeselt** seront réduits à l'état de plateau.

La répétition des transgressions marines qui sont, entre autres, enregistrées dans les dépôts affleurant près de Remouchamps (X RE; Bultynck *et al.*, 1991: 93) et de Goé (X GO; Hance *et al.*, 1996 : fig. 6), modifiait continuellement la ligne de rivage. Les **Marais littoraux** présentaient alors aussi un caractère temporaire. Les couches de tourbe éventuelles étaient lessivées presque immédiatement. Les restes de plantes qu'on trouve près de Goé (X GO; Gerrienne, 1994: 116) et de Schmidthof (X SC; Bultynck *et al.*, 1991: 87) ont été emportés vers leur emplacement final au cours des inondations périodiques.

L'irruption de la mer dans le **Golfe de Dinant** peut se déduire de la présence de sédiments marins (initialement sableux; Reijers, 1984: fig. 4) qu'on trouve dans les environs de Namur (Bultynck *et al.*, 1991: 65-66). Dès le tout début du Mésodévonien les premiers récifs coralliens apparurent dans le **Détroit de l'Eifel** (Struve, 1963; Struve, 1982: 424).

5.7.4. Situation de la biosphère

Les marais littoraux de l'Euregio se caractérisaient par une flore relativement monotone où dominaient Cladoxylées (notamment le *Calamophyton* largement répandu) et Progymnospermes (parmi lesquelles *Rellimia*; Hance *et al.*, 1996 : 88-90). La partie méridionale du **Golfe de Dinant** et le sud du **Détroit de l'Eifel** virent apparaître dès le début du Mésodévonien les premiers récifs de corail (Tabulés et Rugueux) et de Stromatopores. Ce n'est qu'au cours du Givétien, au fur et à mesure de la diminution des apports de sédiments silico-clastiques à partir du nord-ouest, que ces organismes purent progresser vers le nord (Kasig & Neumann-Mahlkau, 1969; Bultynck *et al.*, 1991).

5.8. NÉODÉVONIEN; 375 MA (FRASNIEN)

5.8.1. Situation paléogéographique

Env. 28° lat.S. (Torsvik *et al.*, 1990: fig. 10). Au cours de la première moitié du Néodévonien (Frasnien) la mer atteignit son niveau le plus élevé (Ziegler, 1989: 31-32). Il en résulta en beaucoup d'endroits un déplacement spectaculaire de la ligne de rivage. De vastes parties du nord de la Belgique, des Pays-Bas et du nord de l'Allemagne, qui depuis la fin du Silurien se trouvaient à sec, furent à nouveau submergées (Paproth, 1991: fig. 1-6). Le caractère souvent peu profond de ces mers s'étalant sur les parties les plus basses du continent («mers épicontinentales») est attesté par l'existence de nombreux récifs coralliens et la formation locale d'évaporites (sel gemme, anhydrite, gypse).

5.8.2. Situation climatique

Climat chaud (récifs coralliens; Cnudde *et al.*, 1986: fig. 16; Schmidt, 1994) et sec (présence locale d'évaporites dans les sédiments marins; Witzke, 1990: fig. 6).

5.8.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (carte 10)

Le recouvrement de l'Euregio par la mer comme suite à l'élévation du niveau marin a dû être à peu près total vers la fin du Frasnien. L'**Ile de Booze** disparaîtra finalement sous le niveau de la mer, ainsi qu'en témoignent les données tirées d'un sondage effectué près de Bolland (X BO), qui sont presque certainement également applicables aux environs de Val-Dieu (X VD; Poty, 1991: fig. 6-7). Il en est probablement de même en ce qui concerne l'**Ile du Condroz**. La situation de l'**Ile du Brabant** est moins claire. Certaines parties, telles que la **Falaise de Hoeselt**, formaient peut-être de petites îles au moment où le niveau marin atteignait son maximum. Vers la fin du Frasnien, la **Baie de Hasselt** s'étendait en tout cas jusqu'à Booischoot (à peu près à mi-chemin entre Hasselt et Anvers; Bless *et al.*, 1980a: fig. 23). Huy (X HU) et Hermalle-sous-Argenteau (X HE) se trouvaient déjà sous eau depuis quelque temps, au début du Néodévonien (Bless *et al.*, 1980a: fig. 23; Poty, 1991: fig. 6-7).

Les petits bancs de corail (**Hauts-fonds de la Vesdre**) se trouvant au sud de l'**Ile de Booze** (Cnudde *et al.*, 1986: fig. 13-17; Dejonghe & Mamet, 1988: fig. 5; Schmidt, 1994: fig. 19) formaient la séparation naturelle entre la **Mer de Dinant** et la **Mer d'Aix-la-Chapelle**. Ils témoignent de légères différences dans les mouvements du substratum le long de failles orientées NNW-SSE (Reijers, 1984: fig. 8; Paproth *et al.*, 1986: fig. 4-5; Schmidt, 1994). Par ailleurs, des récifs coralliens s'étaient également établis dans la **Mer de Dinant** et la **Mer d'Aix-la-Chapelle** (Kasig, 1980a) de sorte que la différence est toute relative.

Les fluctuations cycliques du niveau marin interrompirent régulièrement la formation des récifs (Kasig, 1980a: fig. 3; Schmidt, 1994). De grandes parties de la mer se transformaient alors en lagunes étendues qui contenaient une eau à température élevée et à salinité extrême, où peu d'organismes pouvaient survivre (Kasig, 1980a: 28; Reijers, 1984: fig. 12).

5.8.4. Situation de la biosphère

Les élévations successives que le niveau marin subit dès le début du Mésodévonien firent apparaître de nouveaux milieux de vie pour de nombreux organismes marins. Notamment les organismes constructeurs de récifs, tels que Algues, Coraux et Stromatopores, jouèrent un rôle important dans ces communautés marines (Tsien, 1971). De temps en temps, ceux-ci formaient même de véritables récifs-barrières, pareils à ceux que l'on connaît actuellement le long de la côte orientale d'Afrique et d'Australie. Ce n'est que vers la fin du Frasnien que la formation de récifs connut un terme à l'échelle mondiale (Dreesen *et al.*, 1985: 244: fig. 5).

5.9. NÉODÉVONIEN; 365 MA (FAMENNIEN RÉCENT)

5.9.1. Situation paléogéographique

Env. 23° lat.S. (Torsvik *et al.*, 1990: fig. 10). Les mouvements de la phase bretonne se situant à la fin du Dévonien furent la conséquence de la première phase de la collision entre la Laurussie et le Gondwana qui conduira en définitive à la formation du supercontinent de la Pangée (Ziegler, 1989: 27, pl. 1d). Ce processus prit à peu près cent millions d'années. Exactement comme auparavant, lors de la formation de la Laurussie, il n'y eut pas à proprement parler de collision frontale, mais pivotement de deux plaques et friction tangentielle de celles-ci, la Laurussie pivotant dans le sens horlogique et le Gondwana dans le sens antihorlogique (Ziegler, 1989: 27, pl. 1d-f).

Les changements radicaux que subit la carte de l'Euregio ne sont toutefois pas seulement liés à ces mouvements, mais également et surtout à un abaissement mondial («eustatique») du niveau marin qui fut la conséquence de la formation d'une calotte glaciaire en Amérique du Sud, celle-ci faisant à l'époque encore toujours partie du Gondwana (Loboziak *et al.*, 1992: 225). L'abaissement important du niveau marin vers la fin du Néodévonien provoqua une accentuation du relief, qui conduisit à une intensification de l'érosion et le dépôt de couches épaisses de sables et d'argiles (Paproth *et al.*, 1986: 179).

5.9.2. Situation climatique

Climat semi-aride, entrecoupé de courtes périodes de fortes pluies (tempêtes et ouragans; Dreesen *et al.*, 1985: 256; Paproth *et al.*, 1986: 175).

5.9.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (carte 11)

Vers la fin du Néodévonien le nord de l'Euregio s'était transformé en une plaine côtière étendue qui était submergée au cours des élévations périodiques (cycliques ?) du niveau marin (Paproth *et al.*, 1986: fig. 3). Seules, les parties les plus élevées, telles que le **Plateau de Hoeselt**, le **Rocher de Visé** et la **Ride du Condroz**, étaient épargnées. En raison du relief extrêmement peu accentué, les cours d'eau temporaires («flash floods») transportaient principalement des sables fins et des argiles (Paproth *et al.*, 1986: 179; Thorez & Dreesen, 1986: 301). Mais les grosses averses entraînaient également de temps à autre des graviers fins qui ont été conservés dans le sondage de Maastricht-Kastanjelaan (X KA; Bless *et al.*, 1981: 353-354).

Les vents alizés poussaient l'eau (chaude) de la mer dans le **Détroit de l'Eifel** du nord-est vers le sud-ouest (Paproth *et al.*, 1986: 179). Ces courants côtiers déterminèrent aussi l'axe longitudinal des bancs de sable sur les **Hauts-fonds sableux de Beverire** et de **Walheim** près de Walheim (X WA; Richter, 1985: 180-182).

Lors de l'abaissement du niveau marin les eaux côtières comportant des bas-fonds et des bancs de sable se transformaient en lagunes ou étangs littoraux communiquant en partie entre eux (**Étang du Hoyoux**, **Étang d'Évieux**, **Étang de Val-Dieu** et **Stolberger Haff**), isolés du large par des hauts-fonds allongés (Thorez & Dreesen, 1986: fig. 26-29) qui n'étaient submergés qu'aux périodes de vives-eaux. Les restes de pareils hauts-fonds affleurent à La Gombe (X GO). Les séparations orientées NNW-SSE entre ces lagunes suivaient les plans de failles existant en profondeur, qui s'étaient déjà formés à la fin du Silurien (Paproth *et al.*, 1986: fig. 4-5).

En période de pluie, les bas-fonds de ces lagunes formaient un réseau complexe de cours d'eau anastomosés qui reliaient les lagunes l'une à l'autre. Ces cours d'eau assuraient un classement naturel des sédiments amenés par les flash floods (Jacques Thorez, communication personnelle).

Aux périodes de sécheresse permanente, l'eau des lagunes s'évaporait, laissant subsister de petites nappes à salinité particulièrement élevée. Une partie des sels qui y étaient contenus, précipitait parfois sous forme de dolomite, d'anhydrite et de gypse (Thorez & Dreesen, 1986: 295).

Des mouvements mineurs du sol bombèrent les couches de calcaires déposés dans les environs de **Visé** pendant la première moitié du Néodévonien (Frasnien), faisant apparaître une masse rocheuse dominant le paysage dans laquelle se formèrent des grottes et dolines dues à la pénétration périodique des eaux météoriques (Poty, 1982: fig. 3; Poty, 1991: 268-270).

Les bancs de sable existant dans l'extrême sud-est de l'Euregio illustrent l'extension de la surface exondée de l'île «d'Istaevonia» vers la fin du Néodévonien (Paproth, 1991: 47-48). Le **Détroit de l'Eifel** n'avait peut-être alors qu'une largeur de 50-60 km.

5.9.4. Situation de la biosphère

Les pluies abondantes de la saison humide favorisèrent la végétation le long des cours d'eau et dans les parties basses de la plaine littorale (Paproth *et al.*, 1986: 179), ainsi qu'en témoignent les bancs de racines des dépôts de Maastricht-Kastanjelaan (X KA; Bless *et al.*, 1981: 354) et les nombreux restes de plantes, parmi lesquels on trouve même des branches et des troncs, existant dans les chenaux de marée près de Val-Dieu (X VD; Ancion, 1960: XXXIX-XL). L'abaissement du niveau marin entraîna, en outre, un agrandissement énorme de la surface continentale et, dès lors, aussi du nombre de milieux de vie potentiels pour toutes sortes de plantes. Ceci a stimulé le développement des premières plantes à graines (Paproth *et al.*, 1986: 180-181).

5.10. CARBONIFÈRE ANCIEN; 355 MA (TOURNAISIEN)

5.10.1. Situation paléogéographique

Env. 18° lat.S. (Torsvik *et al.*, 1990: fig. 10). Dans la seconde moitié du Néodévonien le Gondwana s'était tellement rapproché de la Laurussie que la plaque ibéro-française se trouva de plus en plus coïncée entre ces deux plaques. Au cours des mouvements de la phase bretonne, apparut ici le noyau de la chaîne hercynienne ou varisque, qui, au cours du Carbonifère récent, marquera de son empreinte les changements dans l'aspect de l'Euregio. Pendant le Néodévonien et le Carbonifère ancien l'influence de l'orogénèse hercynienne se limita à des mouvements verticaux le long de quelques failles anciennes (Thorez & Dreesen, 1986: 314-317; Poty, 1991: fig. 7-8). La fusion de la calotte de glace recouvrant le continent de Gondwana vers la fin du Dévonien (Frakes *et al.*, 1992: 34-35, fig. 4.3) entraîna, en outre, une élévation du niveau marin qui provoqua à nouveau la submersion d'une grande partie de l'Euregio.

5.10.2. Situation climatique

Climat semi-aride subtropical (existence locale d'évaporites dans les dépôts marins; Witzke, 1990: fig. 6).

5.10.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (carte 12)

La rapide transgression marine submergea, dans les grandes lignes, la même partie de l'Euregio que celle qui se trouvait sous eau pendant la première moitié du Néodévonien (Frasnien). La ligne de rivage de l'**Ile du Brabant** se confondait fortement avec celle du Frasnien. La pénélplanation de l'ancien plateau de Hoeselt s'était toutefois poursuivie au Néodévonien. En outre, les environs de Booze formaient, à présent, une presqu'île rattachée à l'**Ile du Brabant** : la **Presqu'île de Booze** (Poty, 1991: 266-268, fig. 7).

Les escarpements calcaires de Visé résultant du bombement apparu vers la fin du Néodévonien formaient une falaise (**Falaise de Visé**) à la pointe nord de la **Presqu'île de Booze** (Poty, 1982: fig. 4-5; Poty, 1991: fig. 8). La Folie (X FO) et Bolland (X BO) étaient situés au bord de cette presqu'île, tandis que Val-Dieu (X VD) se trouvait un peu plus à l'intérieur (Poty, 1991: 271, fig. 7).

Pendant la première phase du Carbonifère ancien (Tournaisien ancien) il n'y eut presque aucun dépôt d'argile dans les eaux littorales peu profondes (agitées) de l'**Ile du Brabant**, ni non plus dans le **Détroit d'Aix-la-Chapelle**, probablement peu profond aussi, entre la **Presqu'île de Booze** et l'**Ile de Hack**. Ici, la vase couvrant le fond de la mer était constituée principalement de calcaire et de dolomite, ainsi qu'en témoignent les dépôts qu'on rencontre près de Villers-Saint-Siméon (X VS; Bless *et al.*, 1980c: 56), Horion-Hozémont (X HO; Bless *et al.*, 1980c: 56), Aachen-Forst (X AF; Kasig, 1980b: ann. 4), Brandenburg (X BR; Kasig, 1980b: ann. 4), Eilendorf (X ED; Kasig, 1980b: ann. 4), Hastenrath (X HA; Kasig, 1980b: ann. 4) et Schöntal-Hack (X SC; Kasig, 1980b: ann. 4).

Les nombreuses interruptions de la sédimentation près de Schöntal-Hack (Kasig, 1980b: ann. 4) traduisent des mouvements locaux du sol autour de l'**Ile de Hack**. A quelque distance de la côte, il pouvait aussi y avoir dépôt d'argile dans la partie plus profonde de la mer où les eaux étaient moins agitées. C'est ce que l'on voit dans la **Baie de Hasselt**, dans le sondage de Maastricht-Kastanjelaan (X KA; Bless *et al.*, 1981: 348-354). C'est aussi ce qui se passe dans la **Mer de Dinant** avec les dépôts près de Moha (X MO; Bless *et al.*, 1980c: 59), à Royseux (X RO; Van Steenwinkel, 1980: fig. 1), Chanxhe (X CH; Van Steenwinkel, 1980: fig. 1), Rivage (X RI; Van Steenwinkel, 1980: fig. 1) et Soumagne (X SO; Bless *et al.*, 1980c: ann. 5). La vase calcaire pure rencontrée près de Theux (X TH; Robaszynski & Dupuis, 1983: 93) peut être l'indice d'un bas-fond local dans la **Mer de Dinant**.

Dans la peu profonde **Mer des Wadden de l'Eifel** la sédimentation se poursuivit jusqu'à la fin du Carbonifère ancien (Viséen). Il s'y déposa de l'argile contenant beaucoup de matériel organique et des «radiolaires» (organismes unicellulaires à squelette siliceux fortement orné). En vérité, l'érosion a fait disparaître ces dépôts de cet endroit, mais ceux-ci ont été remaniés sous forme de galets dans les conglomérats du Namurien (début du Carbonifère récent) à l'est d'Aix-la-Chapelle (Richter, 1985: 70-72, 196). Des restes des dépôts calcaires de la première moitié du Carbonifère ancien (Tournaisien) sont conservés sous forme de galets dans le Poudingue de Malmédy, au sud de Botrange, formé au Permien récent (Zechstein; Smolderen, 1987: 72).

5.10.4. Situation de la biosphère

Les importantes variations du niveau marin qui se manifestèrent à la transition Dévonien-Carbonifère (Bless *et al.*, 1993 : fig. 1 et 4) s'accompagnèrent de modifications énormes dans les faunes marines. De nombreux taxons périrent et furent remplacés par d'autres, ainsi qu'en témoigne, entre autres, la répartition stratigraphique des Ostracodes (Blumenstengel, 1993 : fig. 1) et des Céphalopodes (House, 1993 : fig. 1; Korn, 1993 : fig. 11-13). Ce processus de modification prit, du reste, quelque temps, ainsi que le montre la répartition stratigraphique des Conodontes (cf. Korn *et al.*, 1994 : fig. 13).

Font indubitablement partie des organismes marins les plus remarquables du Carbonifère ancien de Belgique les représentants les plus récents des Graptolites dendroïdes (parmi lesquels *Dictyonema fraiponti* et *Ptiograptus fournieri*), ainsi qu'un des premiers oursins (*Proterocidaris gigantea*, un oursin de plus de 20 cm; Groessens & Groessens-Van Dyck, 1995 : fig. 3, 5-6).

5.11. CARBONIFÈRE RÉCENT; 330 MA (NAMURIEN ANCIEN)

5.11.1. Situation paléogéographique

Env. 8° lat.S. (Torsvik *et al.*, 1990: fig. 10). La phase sudète se plaçant à la transition entre le Carbonifère ancien et le Carbonifère récent constitua un des paroxysmes de l'orogénèse hercynienne (Ziegler, 1989: 44). Les derniers restes de l'Océan Rhéique séparant la Laurussie de la plaque ibéro-française firent place aux Hercynides qui, à présent, vont rapidement s'étendre vers le nord (Ziegler, 1982: ann. 9-10; Ziegler, 1989: pl. 7-8; Ziegler, 1990: ann. 14-15).

La poussée opérée vers le nord par la plaque ibéro-française (qui, de son côté, était refoulée par le Gondwana) fit rebrousser vers le nord, l'un après l'autre, les blocs ou écaillés de terrains situés le long de la marge méridionale de l'ancienne Brabantia, lesquels s'étaient affaissés vers le sud au Dévonien (Bless *et al.*, 1989: fig. 6 et 11). Ceci réactiva l'érosion des régions dans lesquelles une épaisseur de sédiments de parfois plusieurs milliers de mètres s'était déposée depuis l'Éodévonien. Cette rétrogression vers le nord, tout comme l'affaissement initial vers le sud, se fit en plusieurs étapes. Ainsi, l'Eifel subit un soulèvement dès le Namurien, alors que le nord continuait à s'abaisser (Bless *et al.*, 1989 : fig. 6).

5.11.2. Situation climatique

En dépit du climat tropical, chaud et humide (caractérisé par des forêts pluviales étendues; Witzke, 1990: fig. 7) qui régna ici depuis le début du Namurien jusqu'au début du Westphalien récent, il a dû y avoir régulièrement des périodes de sécheresse au cours desquelles la foudre et l'échauffement dans les tourbières provoquèrent des incendies de tourbe et de forêt (Guion *et al.*, 1995: 58). Ces périodes de sécheresse, peut-être saisonnières, étaient probablement liées à la formation ou à l'extension d'inlandsis dans l'hémisphère sud (Ziegler, 1990: 39-40; Frakes *et al.*, 1992: 45-46).

5.11.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (carte 13)

Malgré les mouvements de la phase sudète la répartition terre-mer dans le nord-ouest de l'Euregio était, dans les grandes lignes, restée comparable à ce qu'était la situation au début du Néodévonien et au début du Carbonifère ancien. L'**Ile du Brabant** et l'**Ile de Booze**, à présent fortement arasées, se trouvaient toujours exondées. Il en était de même pour le pointement de l'**Ile de Visé** apparu au Néodévonien. Toutefois, les élévations répétées (cycliques) du niveau marin, présentant en partie un caractère glacio-eustatique (Ziegler, 1990: 39-40; Frakes *et al.*, 1992: 45-46), et la subsidence du socle qui se poursuivit jusqu'à la fin du Carbonifère firent en fin de compte disparaître ces îles sous le niveau de la mer (Bless *et al.*, 1980a: 60-62).

Dans la bande littorale intertidale la sédimentation resta limitée au dépôt de boues argileuses formant la base du Namurien près de Java (X JA; Bless *et al.*, 1980a: fig. 39 et 41), Chokier (X CH; Van Leckwijck, 1964: fig. 1-4), Bolland (X BO; Bless *et al.*, 1980a: fig. 39), Soumagne (X SO; Bless *et al.*, 1980a: fig. 39), Sippenaeken (X SI; Bless *et al.*, 1980a: fig. 39) et Val-Dieu (X VD; Ancion, 1960: XL).

Les contreforts septentrionaux du **Haut-plateau de l'Eifel** s'étendaient jusqu'au sud-est de l'Euregio. Le démantèlement des dépôts les plus récents du Carbonifère ancien (Viséen) débuta presque immédiatement, ainsi qu'en témoigne la composition des conglomérats du Namurien ancien qu'on trouve près de Stolberg-Büsbach (X ST; Richter, 1985: 196) et Walhorn (X WA; Van Leckwijck, 1964, fig. 3-4).

Le long du bord du **Haut-plateau de l'Eifel** les matériaux d'érosion s'accumulèrent sur une large plaine côtière qui s'était déjà rapidement couverte d'une végétation tropicale luxuriante. Par suite de la subsidence rapide les couches de tourbe qui s'étaient formées dans ces **Marais littoraux** furent assez rapidement

recouvertes par d'autres sédiments de sorte qu'elles finirent par se transformer en houille. Ces couches de houille, les plus anciennes de l'Euregio, affleurent près de Clavier (X CL; Van Leckwijck, 1964: fig. 3), Theux (X TH; Van Leckwijck, 1964: fig. 4) et Lontzen (X LO; Van Leckwijck, 1964, fig. 3-4).

Dans la période qui suivit, cette plaine côtière s'étendit vers le nord aux dépens du **Golfe de Dinant** et du **Golfe d'Aix-la-Chapelle** (Van Leckwijck, 1964: fig. 1-10). Ce n'est que dans la **Baie de Hasselt** que la mer put se maintenir plus longtemps.

5.11.4. Situation de la biosphère

En dépit du nombre limité de sites fossilifères, on connaît pourtant quelques dizaines de sortes de plantes ayant appartenu à la flore qui a existé ici à l'époque. Les faunes fluviale et marine, elles aussi, présentaient une grande diversité. L'embouchure des cours d'eau constituait le milieu idéal pour toutes sortes de Mollusques d'eau douce, tandis qu'Oursins et Crinoïdes, Bivalves et Céphalopodes, Crustacés et Trilobites, Vers, Poissons et une grande diversité de micro-organismes peuplaient la mer (Van Leckwijck, 1964: 30-36).

5.12. CARBONIFÈRE RÉCENT; 305 MA (WESTPHALIEN RÉCENT)

5.12.1. Situation paléogéographique

Env. 0° (fig. 27; Ziegler, 1989: pl. 9; Scotese & McKerrow, 1990: fig. 19; Torsvik *et al.*, 1990: fig. 10). La poursuite de la surrection et de l'érosion des Hercynides donna lieu à des masses gigantesques de

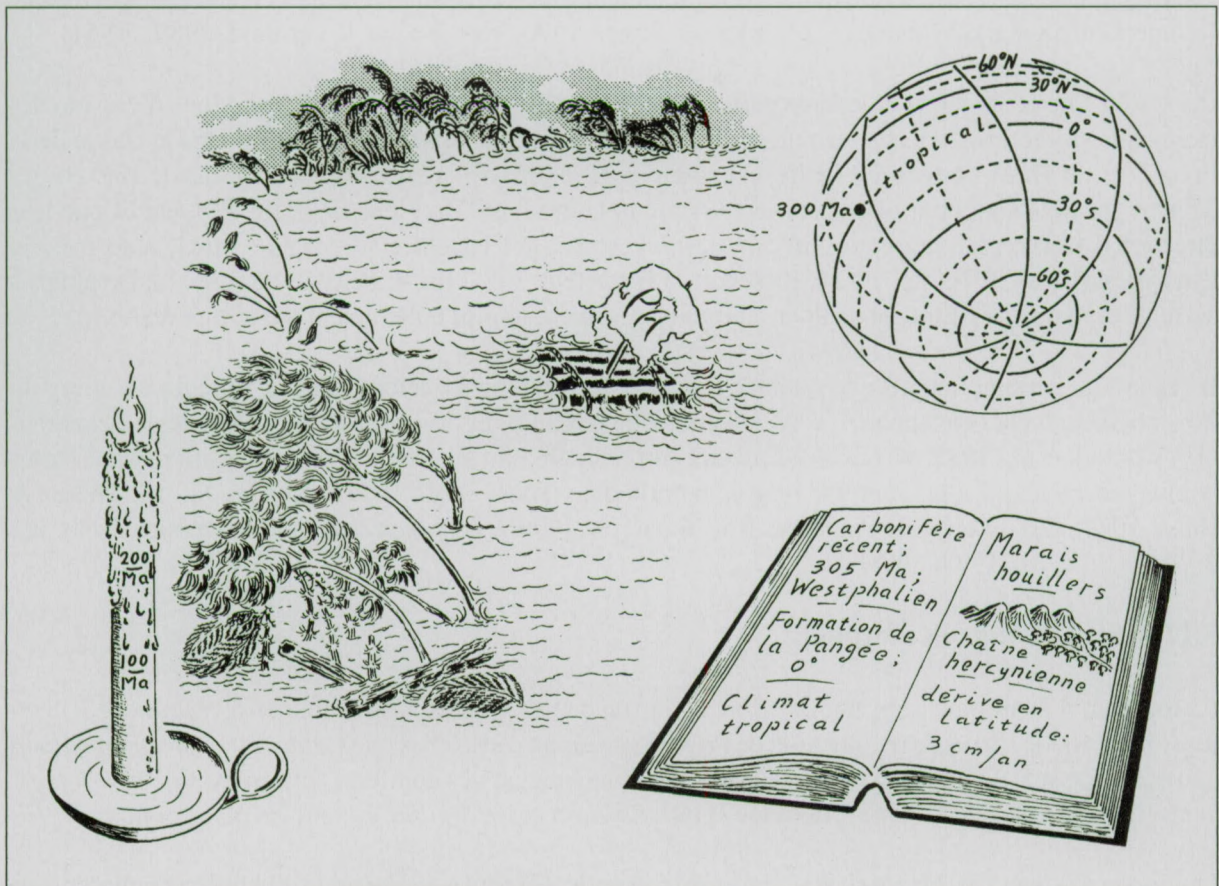


Figure 27.

déblais qui étaient évacués vers le nord et vers le sud. Dans le nord de l'Europe, ceux-ci s'accumulèrent dans un bassin de sédimentation s'étendant de l'Irlande à la Pologne et du nord de la France à l'Écosse (Ziegler, 1982: ann. 11; Ziegler, 1990: ann. 16). Il s'y forma d'immenses deltas comparables en dimensions aux deltas actuels du Gange, du Mississippi, de l'Orénoque ou de l'Amazone.

La subsidence ininterrompue, la compaction des sédiments, les fluctuations cycliques dans l'apport de sédiments issus des Hercynides consécutivement aux changements cycliques de climat et les fluctuations cycliques à caractère glacio-eustatique du niveau marin liées à une série de glaciations sur le continent de Gondwana permirent à la mer d'envahir régulièrement le continent au cours du Westphalien ancien et moyen. Tous ces processus eurent pour effet d'interrompre chaque fois la formation rapide de tourbe dans ces deltas (Ziegler, 1989: 45; Heckel, 1994: 83-84; Paproth *et al.*, 1996: 186-187).

5.12.2. Situation climatique

Le climat essentiellement tropical, chaud et humide (forêts pluviales étendues; Bless *et al.*, 1984: 192; Witzke, 1990: fig. 8) qui régnait au cours du Westphalien ancien et moyen fera place à des conditions semi-arides par suite du déplacement de la Laurussie vers le nord vers la fin du Westphalien (Pagnier & Van Tongeren, 1996: 28).

5.12.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (cartes 14-15)

Une vaste **Forêt pluviale** couvrait la majeure partie de l'Euregio. Au sud-est le **Haut-plateau de l'Eifel** constituait le seul relief important. L'érosion des terrains du **Haut-plateau de l'Eifel** se reflète dans l'existence de spores de végétaux «remaniés» provenant de couches plus anciennes (Dévonien à Westphalien ancien) et se retrouvant dans les sédiments du Westphalien récent près de Limbricht (X LI), Kemperkoul (X KE) et Jabeek (X JA; Bless & Streel, 1976; Van de Laar & Fermont, 1989: 50-51).

Un système de cours d'eau en grande partie anastomosés évacuait vers le nord les produits d'érosion des Hercynides (dont les sommets les plus élevés se trouvaient loin au sud de l'Euregio dans le centre de la France) et du **Haut-plateau de l'Eifel** (Dreesen *et al.*, 1995: fig. 12). Dans les environs de Hasselt, les cours d'eau coulaient pour la plupart vers le nord et le nord-est (Dreesen, 1993: fig. 34), tandis que leur direction dans la région située au nord de Maastricht et Aix-la-Chapelle était variable entre le nord-ouest et le nord-est (Bless, 1973: fig. 23-24; Bisschoff & Ritzerfeld, 1981: fig. 4; Peters, 1981: fig. 8). De temps à autre, le domaine de l'Euregio se fit envahir passagèrement presque entièrement par la mer (carte 15).

Il règne une certaine incertitude quant à l'origine des sédiments amenés dans l'Euregio au cours du Westphalien récent (Westphalien C récent et Westphalien D). Leur provenance éventuelle de Scandinavie (Wouters *et al.*, 1989: 90) semble être en contradiction avec les résultats d'investigations antérieures et plus récentes, qui suggèrent une origine méridionale (Bless *et al.*, 1977: 115-116, fig. 10; Thorez & Bless, 1977: 130-132, fig. 1; Pagnier & Van Tongeren, 1996: 21-28; Van der Meer & Pagnier, 1996: fig. 2; Maynard *et al.*, 1997: 109).

5.12.4. Situation de la biosphère

La forêt pluviale tropicale abritait une flore et une faune très variées. Des centaines d'espèces de Fougères (Filicales), de Ptérospermophytes et de Prêles (Sphénopsidées, telles que *Calamites* et *Sphenophyllum*) couvraient le sol. En émergeaient les Cordaïtales (précurseurs des conifères) et des Lycopodes arborescents, hauts de plusieurs mètres, dont les *Lepidodendron* et les *Sigillaires* sont les plus connus.

Le monde des insectes, lui aussi, était déjà très diversifié. Ce sont sans doute les libellules géantes, d'une envergure de parfois un demi-mètre, qui ont le plus frappé l'imagination. Le Carbonifère récent est

connu comme étant «l'époque des blattes»; en effet, entre-temps, on en a déjà décrit plus de mille espèces (Spencer, 1966 : 561; Durden, 1969). A cette époque vivaient aussi toutes sortes d'Amphibiens et de Reptiles primitifs dont on ne trouve la plupart du temps que des traces de pas (Fichter, 1982). A certains endroits d'Irlande, d'Angleterre et de Tchéquie, on a néanmoins découvert des restes de squelettes (Boyd, 1984: 367).

5.13. PERMIEN ANCIEN; 275 MA (ROTLIEGENDES)

5.13.1. Situation paléogéographique

Env. 8° lat.N. (fig. 28; Scotese & McKerrow, 1990: fig. 20; Torsvik *et al.*, 1990: fig. 10). C'est au moment de la transition entre Carbonifère et Permien que les continents de Gondwana et de Laurussie se soudèrent pour former le supercontinent de la Pangée (fig. 29). Une chaîne de montagnes de plus de 8000 km de long est le témoin de la zone de plissements qui en fut la conséquence (Ziegler, 1989: pl. 10; Ziegler, 1990: fig. 19).

Il y eut, surtout en Europe, tant à l'intérieur de ces montagnes qu'en dehors de celles-ci, formation de nouveaux fossés d'effondrement qui furent remblayés à partir des produits d'érosion provenant des montagnes et plateaux. Aux endroits où les lignes de fracture des différents fossés se recoupaient, eurent lieu des émissions volcaniques (Ziegler, 1982: 40, ann. 12; Ziegler, 1990: fig. 19, ann. 17). Étant donné que dans le nord de l'Europe des régions de plus en plus vastes étaient affectées par cet affaissement, d'énormes bassins de sédimentation se créèrent. Le Bassin Permien méridional s'étendant de l'Angleterre à la Pologne était de loin le plus vaste avec une longueur de près de 1500 km et une largeur de plus de 300 km (Ziegler, 1982, ann. 13; Ziegler, 1990: ann. 18). L'apport de cailloux, sables et argiles au cours des fortes averses à fréquence irrégulière transformèrent ce bassin en un vaste désert de sable dont le centre était occupé par un lac salé de dimensions gigantesques. Ce désert de sable était entouré d'un plateau rocheux dans lequel l'érosion avait entaillé de profonds ravins.

5.13.2. Situation climatique

Climat désertique chaud et sec (Witzke, 1990: fig. 10) où le vent soufflait principalement de l'est et du nord-est (Ziegler, 1982: 45; Ziegler, 1990: 72). L'évacuation des produits d'érosion se limitait aux périodes de pluies abondantes à fréquence irrégulière (Ziegler, 1990: 71)..

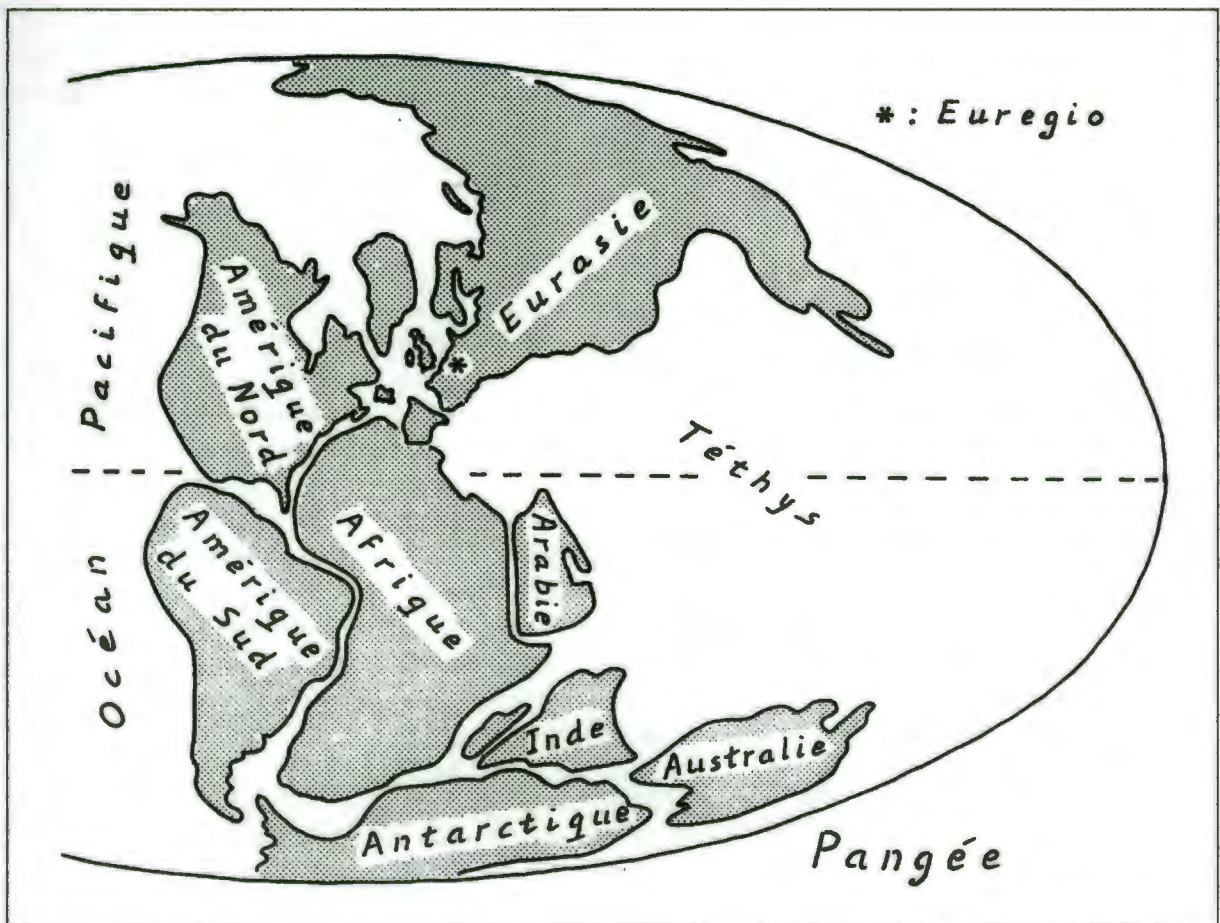
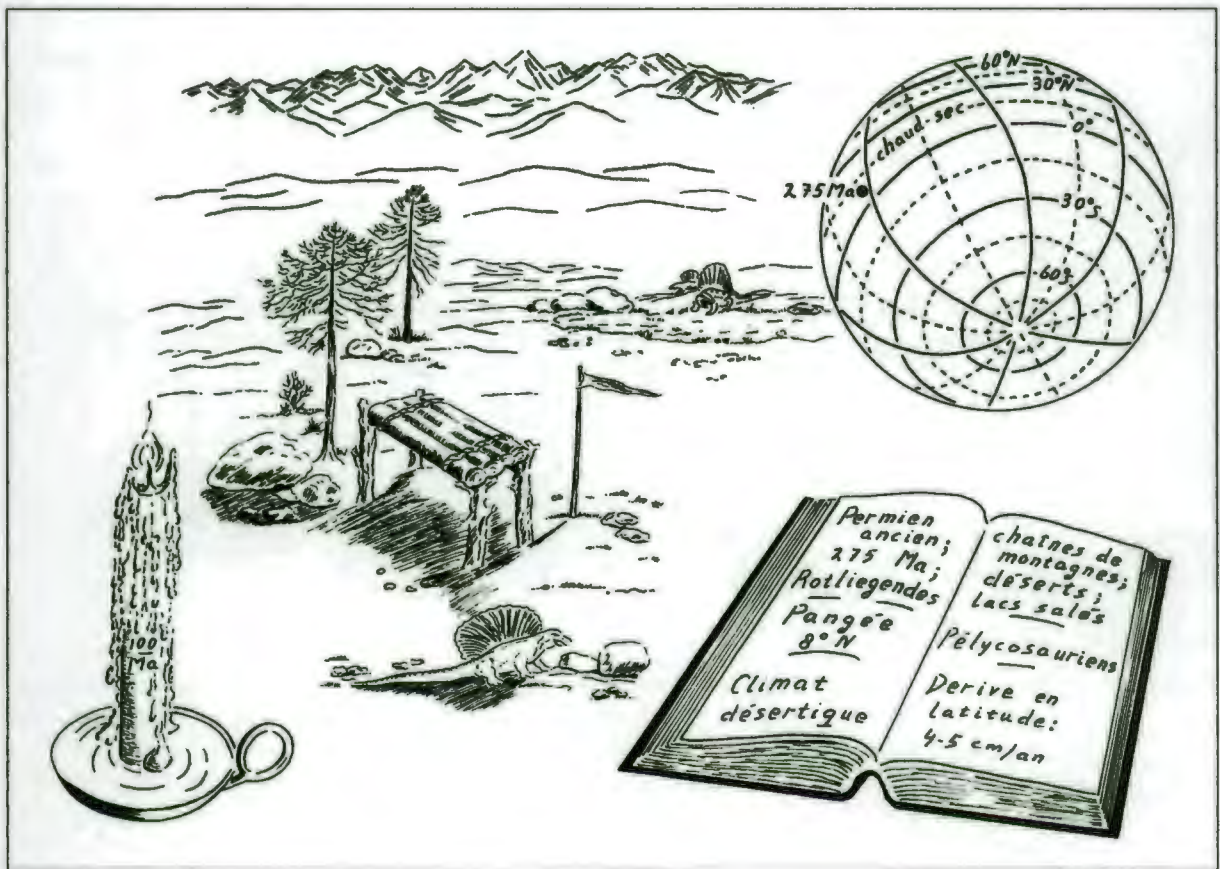
5.13.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (carte16)

L'Euregio se trouvait sur un vaste plateau rocheux (en légère pente vers le nord; fig. 30), situé entre les Hercynides au sud et le désert sableux du Bassin Permien méridional au nord (Ziegler, 1990: fig. 29, ann. 18). Le degré de houillification du matériel organique présent dans les différents sédiments peut donner une idée de l'épaisseur des terrains que l'érosion a fait disparaître après les mouvements hercyniens. Le degré de houillification est principalement lié à la profondeur maximum à laquelle un dépôt déterminé s'est trouvé au cours des temps géologiques. Cette profondeur détermine la température à laquelle le sédiment a été exposé.

Dans l'Euregio le degré de houillification le plus élevé se rencontre dans le Massif de Stavelot (où affleurent les terrains cambro-ordoviciens) et dans une bande étroite située directement au nord de la Faille du Midi et du Charriage d'Aix-la-Chapelle entre Liège, Maastricht et Aix-la-Chapelle (Bless & Bouckaert, 1988: fig. 5-6). Les terrains y étaient enfouis sous 4000-5000 m de sédiments (Bless & Bouckaert, 1988: fig. 7). Une partie de ceux-ci (à peu près 1000-1500 m) n'a été enlevée sous l'effet de l'érosion qu'au cours du Jurassique et du Crétacé ancien, ainsi qu'en témoigne la reconstitution des mouvements du substratum à cette époque.

Figure 28.

Figure 29. Au cours du Permien et du Trias les continents actuels étaient réunis en un seul supercontinent, la Pangée. La présente reconstitution fortement simplifiée est basée sur Smith *et al.* (1994, carte 31). Afin de ne pas compliquer la figure, on a laissé de côté toute une série de plaques mineures. En grisé : continents partiellement recouverts de mers épicontinentales.



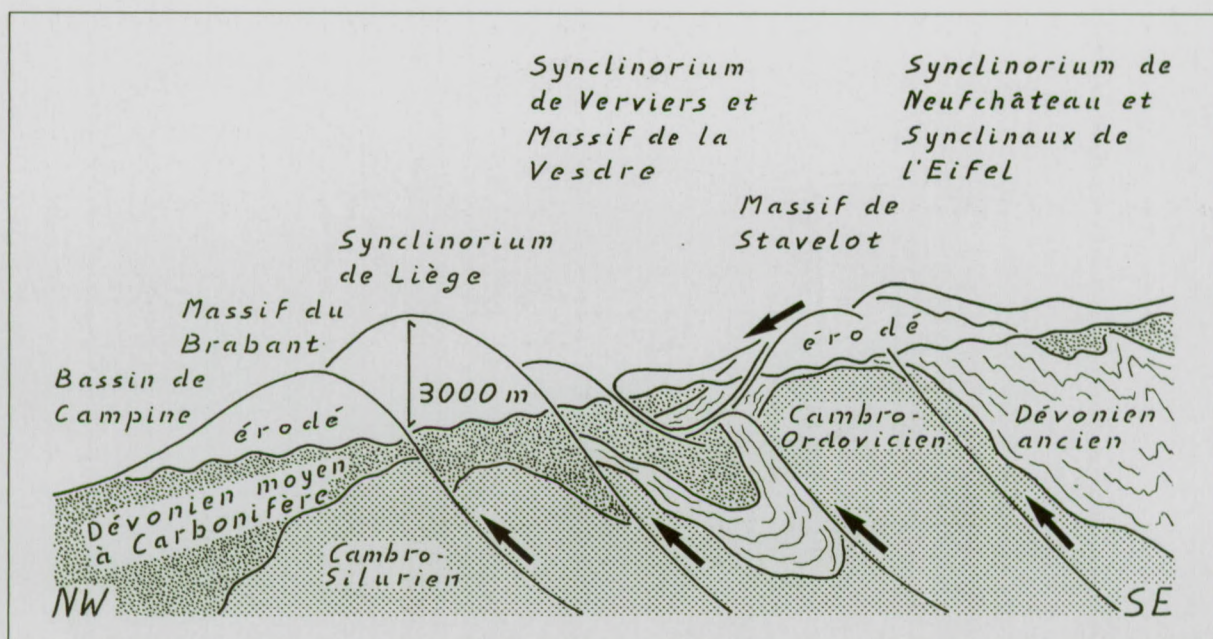


Figure 30. Coupe fortement idéalisée à travers l'Euregio au début du Permien (l'échelle n'est pas respectée). L'Euregio formait à cette époque une partie d'un plateau rocheux étendu (pendant légèrement vers le nord) séparant les Hercynides au sud du désert sableux du Bassin Permien méridional au nord. Ce plateau rocheux était parcouru de différentes chaînes de montagnes à direction WSW-ENE qui furent démantelées par l'érosion au cours du Permien et du Trias. Cette érosion fera, à certains endroits, disparaître jusqu'à 3000 m de sédiments (principalement d'âge carbonifère récent; Bless & Fernández Narvaiza, 1996b: fig. 20).

En outre, dans la région de Stavelot, un compartiment d'une épaisseur de quelques milliers de mètres s'affaissa vers le nord où il alla reposer sur les terrains du Synclinorium de Verviers, formant ainsi le «Massif de la Vesdre» (Robaszynski & Dupuis, 1983: 39-40, 92-95; Michot, 1988: fig. 20; Bless *et al.*, 1991a: 59-61).

Tout ceci signifie qu'au cours du Permien et du Trias l'érosion et les glissements de terrains feront disparaître une épaisseur d'au plus 2000-3000 m de terrains de ces deux régions. Le degré de houillification nettement plus faible à d'autres endroits de l'Euregio (M. & R. Teichmüller, 1979: fig. 1 et 5; Muchez *et al.*, 1987: fig. 11) montre que l'érosion y a fait disparaître une quantité beaucoup moins importante de sédiments et que, par conséquent, le relief a dû y être moins accentué. On peut à la lumière de toutes ces considérations admettre que le paysage de l'Euregio à l'époque du Rotliegendes fut dominé par la **Chaîne de Stavelot** et le **Plateau de Maastricht** découpés par de profonds canyons.

Le climat désertique chaud et sec donna lieu à une érosion sélective engendrant des massifs rocheux spectaculaires. Il en résulta un paysage ressemblant aux déserts actuels de l'Utah, de la Californie et de l'Arizona dans l'ouest des États-Unis d'Amérique. Les terrains du Carbonifère récent situés au nord de la ligne Liège-Aix-la-Chapelle, présentant pour la plupart une allure subhorizontale, furent réduits à l'état de massifs tabulaires («mesas») et de «buttes-témoins» à parois verticales et sommets aplanis. Ils dominaient le **Plateau du Brabant** et le **Plateau de Maastricht**.

Des «cuestas» asymétriques se formèrent notamment dans les régions plissées situées au sud de la ligne Liège-Aix-la-Chapelle, le long du flanc nord du **Plateau de Dinant** et du **Plateau de Verviers** (où les dépôts du Carbonifère récent qui y affleuraient présentaient généralement un certain pendage vers le sud), dans la **Chaîne de Stavelot** (où à côté des terrains du Paléozoïque ancien affleuraient encore

localement des dépôts plissés du Dévonien et du Carbonifère) et sur le **Haut-plateau de l'Eifel** (où les terrains plissés du Dévonien et du Carbonifère ancien se trouvaient en surface).

Au cours des brèves périodes de pluies abondantes le matériel détritique provenant de toutes ces régions était évacué vers le nord par les torrents de boue des **Bahadas campinoises**. Ce transport était toutefois entièrement suspendu au cours des périodes de sécheresse continue qui intervenaient régulièrement.

5.13.4. Situation de la biosphère

Bien que l'intensité de l'érosion ait anéanti toute trace de vie dans l'Euregio, on peut supposer qu'aux points humides et ombragés bordant les plateaux se développait une (maigre) végétation où l'on remarquait surtout les Cordaïtales aux feuilles allongées à nervures parallèles, éteintes à la fin du Permien, et les Conifères qui en sont issus. De telles oasis constituaient un biotope propice à certains Pélycosauriens, tels que le *Dimetrodon* carnivore et l'*Edaphosaurus* herbivore, qui grâce à leur crête dorsale caractéristique étaient en mesure de réguler la température de leur corps dans ce milieu chaud et sec.

5.14. PERMIEN RÉCENT; 250 MA (ZECHSTEIN)

5.14.1. Situation paléogéographique

Env. 18° lat.N. (Scotese & McKerrow, 1990: fig. 21). L'extension continue du domaine de subsidence couvrant le nord de l'Europe fit s'estomper les limites entre le Bassin Permien méridional et le Bassin Permien septentrional de sorte qu'au Permien récent se forma un immense domaine de sédimentation. La marge sud de ce bassin qui ne cessait de s'agrandir, progressa donc lentement dans la direction de l'Euregio.

Les fluctuations à caractère glacio-eustatique du niveau marin (Ziegler, 1990: 70) permirent à la mer de pénétrer dans ce bassin jusqu'à sept reprises par l'intermédiaire de systèmes de fossés d'effondrement qui s'étaient nouvellement formés en Pologne et entre le Groenland et la Norvège (Ziegler, 1982: 46, ann. 14; Ziegler, 1990: 75-76, ann. 19; Kockel, 1995: 19). Dès que le niveau marin se remettait à baisser par suite d'une nouvelle glaciation dans l'hémisphère sud (Ziegler, 1990: 75), le climat désertique chaud et sec donnait lieu à évaporation totale de l'eau de mer abandonnée dans le bassin. Il en résulta des dépôts cycliques de calcaire/dolomite, de gypse/anhydrite et de sel gemme (Ziegler, 1982: 47; Ziegler, 1990: 75-76, ann. 19).

5.14.2. Situation climatique

Climat désertique chaud et sec (Ziegler, 1982: 47; Ziegler, 1990: 75).

5.14.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (carte 17)

A l'époque du Rotliegendes le paysage de l'Euregio avait été fortement arasé. Au cours du Zechstein l'érosion recommença à faire place à la sédimentation. Au sud de la **Ride de Stavelot** les torrents de boue des **Bahadas de l'Eifel** issus de l'Eifel et du Taunus donnèrent, entre autres, lieu au «Poudingue de Malmédy» (Smolderen, 1987: 74; Bless *et al.*, 1991a: 61). On trouve les restes de cette couverture près de Stavelot (X ST), Malmédy (X MA), Golbach (X GO) et Dahlem (X DA; Wienecke, 1983: 24-25, 40; Richter, 1985: 76-77, fig. 7; Smolderen, 1987: fig. 1).

Au nord de la **Ride de Stavelot** et de la **Crête d'Aix-la-Chapelle** les bahadas se muèrent en cours d'eau intermittents anastomosés («flash floods») qui traversaient la **Plaine côtière de Campine** pour aller se

jeter dans la **Mer Permienne**. Les dépôts formés essentiellement de silts et d'argiles qu'on rencontre à Gruitrode (X GR) et Opglabbeek (X OP) montrent que seule une des sept transgressions du Zechstein enregistrées dans le bassin permien méridional (Ziegler, 1990: 76) pénétra jusque dans ces parages (Dusar *et al.*, 1987: 59-82; Bless *et al.*, 1988: 356-357). Les cours d'eau se trouvaient la plupart du temps pour ainsi dire à sec; par contre, pendant les brèves périodes de pluies torrentielles, ceux-ci évacuaient une masse énorme de matériel détritique.

5.14.4. Situation de la biosphère

La **Plaine côtière de Campine** avec ses cours d'eau instables constituait probablement un environnement propice aux Conifères (*Ulmannia*, *Pseudovoltzia*, *Quadrocladus*; Dusar *et al.*, 1987: 92). Peut-être, cette végétation attirait-elle aussi les Dicotylédons. On trouve des empreintes de pas et des squelettes de ces reptiles herbivores, à caractère mammalien, dans les grès du Permien récent d'Écosse qui se sont déposés dans des circonstances comparables (Benton & Walker, 1985).

5.15. TRIAS ANCIEN; 245 MA (BUNTSANDSTEIN)

5.15.1. Situation paléogéographique

Env. 21° lat.N. (Smith *et al.*, 1994: carte 31). La communication entre le Bassin Nord-européen et la mer à travers les fossés d'effondrement existant entre le Groenland et la Norvège fut, à vrai dire, interrompue temporairement, mais c'est surtout par le Fossé Polonais que les eaux chaudes de la Téthys pénétrèrent de temps à autre dans le Bassin Nord-européen. Le climat chaud et sec favorisait alors la formation de vastes lacs salés (gisement salifère de Röt) dès que la mer se retirait (Ziegler, 1982: 49-51, ann. 15; Ziegler, 1990: 78, ann. 20). La subsidence continue du Bassin Nord-européen fut accompagnée de la formation de nouveaux fossés d'effondrement et de zones d'affaissement. Le **Val de Trèves** en est un exemple (Ziegler, 1982: 50-51, ann. 15; Ziegler, 1990: 77-78, ann. 20). Cet affaissement occasionna une accentuation du relief relatif dans les régions contiguës et intensifia dès lors l'érosion, ainsi qu'en témoignent les importantes quantités de déblais.

5.15.2. Situation climatique

Climat essentiellement chaud et sec (Richter, 1985: 78) avec (brèves) périodes de pluie annuelles (moussons; Pearson, 1978: 150-151; Ziegler, 1990: 78-80) et vents de sud dominants (Ziegler, 1990: 80).

5.15.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (carte 18)

Des dépôts de Buntsandstein sont conservés dans le nord et l'est de l'Euregio. Dans le nord, ils ont été rencontrés en sondage près de Helchteren (X HE; Demyttenaere, 1988: fig. 3.2.), Gruitrode (X GR; Dusar *et al.*, 1987: 93-96), Rotem (X RO; Demyttenaere, 1988: fig. 3.2.) et Geleen (X GE; Patijn & Kimpe, 1961). Dans l'est, ils affleurent dans les environs de Dahlem (X DA; Wienecke, 1983: 41) et dans la dépression de Mechernich entre Maubach (X MA), Kall (X KA) et Mechernich (X ME; Ribbert, 1992).

Le **Val de Trèves** livrait le passage à des torrents de boue transportant des sables, argiles et graviers vers le **Désert du Limbourg**. Bien que la majeure partie des produits d'érosion provint des environs immédiats, comme la **Crête de Stavelot** et le Massif schisteux Rhénan, (Richter, 1985: fig. 7), des plateaux situés plus loin vers le sud (parmi lesquels l'Odenwald situé entre Francfort et Mannheim et même le Massif Central en France) ont également dû livrer du matériel détritique (Ziegler, 1982: 51; Richter, 1985: 79-80; Ziegler, 1990: 80).

Il va de soi que la source des dépôts du nord de l'Euregio doit être cherchée principalement sur le **Plateau de Maastricht** et le **Plateau du Brabant**. Ce n'est que pendant la mousson d'été que le lit des cours d'eau du **Val de Namur**, du **Val de Dinant** et du **Val de Verviers** aura charrié de l'eau. A ce moment, de grandes parties du **Désert du Limbourg** et du **Val de Trèves** se trouvaient inondées. Les pluies abondantes de la mousson d'été arrosant les montagnes hercyniennes ou varisques de France et d'Europe Centrale constituaient ainsi le facteur réactivant une période passagère de transport de sédiments, lequel cessait à nouveau à chaque période de sécheresse prolongée qui lui succédait (Ziegler, 1990: 80).

5.15.4. Situation de la biosphère

La végétation (probablement maigre) était dominée par des Conifères, des Prêles et des Fougères (Richter, 1985: 84-86). On a également découvert dans la dépression triasique de Mechernich quelques restes de reptiles primitifs, parmi lesquels des empreintes de pas et un crâne (Richter, 1985: 84).

5.16. JURASSIQUE ANCIEN; 200 MA

5.16.1. Situation paléogéographique

Env. 37° lat.N. (Smith *et al.*, 1994, carte 28). Les mouvements éocimmériens de la fin du Trias et du début du Jurassique caractérisent les nombreuses périodes d'instabilité qui précédèrent la fragmentation de la Pangée (Ziegler, 1982: 58, ann. 38; Ziegler, 1990: 78, 91). Malgré leur ampleur réduite ces mouvements se laissent aisément percevoir par l'interruption locale de la sédimentation et la présence massive de pollens et de spores remaniés dans certains dépôts liasiques (Herngreen & De Boer, 1974: 360-361; Roche, 1994).

5.16.2. Situation climatique

D'après les conceptions traditionnelles, le climat était essentiellement subtropical chaud (Windley, 1984: fig. 15.4; Frakes, 1986: 36; Frakes *et al.*, 1992: 60-61, fig. 6.1) avec une eau de mer à la température de 18-25°C (Pearson, 1978: 144-145).

De nouvelles investigations mettent, toutefois, d'importantes fluctuations climatiques en évidence au cours de cette période. Notamment, à la fin du Trias (Rhétien récent) et au début du Jurassique ancien (Hettangien), la température mondiale baissa régulièrement (peut-être plus de 6°C au cours du Rhétien récent; Hubbard & Boulter, 1997: 66-68). Le début de ces périodes froides et les fluctuations du niveau marin qui y étaient liées coïncident avec l'extinction de toutes sortes d'organismes terrestres (par exemple, les Amphibiens labyrinthodontes, les Reptiles thécodontes et les Reptiles à caractère mammalien, ce qui ouvrit une niche propice à l'extension des Dinosauriens) et d'organismes marins (Stanley, 1989: 115-116). Ensuite, le climat aurait été essentiellement chaud et sec au cours du Sinémurien et du Pliensbachien. Ce n'est que vers la fin du Jurassique ancien (Toarcien) que régna un climat de serre chaude et humide (Hubbard & Boulter, 1997: 68; Aberhand & Fürsich, 1997: 191) qui non seulement entraîna une élévation relativement rapide et mondiale (eustatique) du niveau marin, mais également l'extinction massive d'organismes marins, à la transition du Pliensbachien au Toarcien (Aberhand & Fürsich, 1997: 191-193, fig. 11).

5.16.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (carte 19)

Bien qu'actuellement les calcaires marins et les schistes noirs du Lias se présentent exclusivement dans le Fossé de la Roer, la **Mer du Nord** a dû à cette époque submerger une grande partie de l'Euregio (Ziegler,

1982: ann. 18; Ziegler, 1990: ann. 24). En effet, les sédiments que l'on trouve entre Drove (X DR) et Bürvenich (X BU; Richter, 1985: 90) et dans le Fossé de la Roer, directement au nord de la carte, près de Neeroeteren (Demyttenaere, 1988: fig. 3.2) et de Molenbeersel (Bless *et al.*, 1993: 239, fig. 1; Geluk *et al.*, 1994: fig. 2-4), ont presque certainement été déposés au large à quelque distance du littoral.

Le **Plateau de Huy** au sud-ouest de l'Euregio formait la bordure orientale d'une île («Massif de Londres-Brabant» de Ziegler, 1982: ann. 18) qui s'étendait jusque dans les environs de Londres. Cette île a dû subir un certain mouvement de surrection consécutif aux mouvements éocimmériens. Les parties sommitales subirent dès lors une érosion superficielle (Ziegler, 1982: 60) se manifestant par le nombre singulièrement élevé de spores du Carbonifère remaniés dans les dépôts liasiques qu'on rencontre le long du bord septentrional du Bassin de Paris (Roche, 1994). Cela signifie qu'on peut admettre qu'à cette époque le **Plateau de Huy** laissait encore affleurer des terrains du Carbonifère récent (Westphalien ancien).

5.16.4 Situation de la biosphère

Les eaux littorales de l'Euregio constituaient un milieu idéal pour toutes sortes de Reptiles, parmi lesquels les Ichtyosaures, Crocodiles et Plésiosaures. Des restes de ces animaux ont été découverts en Lorraine franco-belge, au Yorkshire, au Luxembourg et près de Holzmaden (Godefroit, 1994: 69-75; Godefroit, 1996: tab. 2).

5.17. JURASSIQUE MOYEN; 175 MA (DOGGER)

5.17.1. Situation paléogéographique

Env. 38° lat.N. (fig. 31; Smith *et al.*, 1994: cartes 24-25). La fragmentation de la Pangée, se scindant en Gondwana et Laurasia au cours du Jurassique moyen, entraîna l'ouverture de la partie centrale de l'Océan Atlantique (Ziegler, 1982: 58; Ziegler, 1990: 97). Les mouvements mésocimmériens qui y sont liés se manifestèrent par la surrection et l'érosion de la partie centrale de la Mer du Nord (Ziegler, 1982: 63; Van Wijhe, 1987: 213; Ziegler, 1990, 98-99, 102, ann. 25). Il y eut, en outre, activation de l'effondrement du système de fossés courant le long du bord septentrional du Massif de Brabant (parmi lesquels le Fossé de la Roer; Ziegler, 1982: 65, ann. 38; Burgers & Mulder, 1991: fig. 1), de sorte qu'à cet endroit le sol commença à s'enfoncer à un rythme relativement rapide. Cet affaissement contraste fortement avec le soulèvement du Massif de Londres-Brabant et de la région située directement au sud de celui-ci, survenu entre le Jurassique moyen et le Crétacé ancien (entre 183 et 145 Ma selon Van den Haute & Vercoetere, 1990: 446; entre 209 et 146 Ma selon Vercoetere & Van den Haute, 1993: 642). Ce soulèvement amorça ainsi, dans la région située au sud de Bruxelles, l'érosion d'une épaisseur de plus de 3000 m de terrains qui durera jusqu'à la fin du Crétacé ancien (Van den Haute & Vercoetere, 1990: 450).

5.17.2. Situation climatique

L'érosion relativement rapide (2 à 3 mm par 100 ans) d'une épaisseur d'à peu près 3000 m de terrains du Massif de Londres-Brabant au cours de la période allant du Jurassique moyen à la fin du Crétacé ancien (180-95 Ma; Van den Haute & Vercoetere, 1990) implique l'existence d'un climat essentiellement semi-aride soumis à de grands écarts entre la saison sèche et la saison humide (conditions optimales pour une évacuation rapide du matériel détritique). Les résultats de recherches récentes montrent, toutefois, qu'il y a eu de nombreux changements climatiques avec alternances régulières de périodes froides et chaudes, sèches et humides, présentant des contrastes importants et réguliers entre les températures estivales et hivernales (Kemper, 1987: 84, fig. 20; Frakes *et al.*, 1992: 65-82; Hubbard & Boulter, 1997: 68).

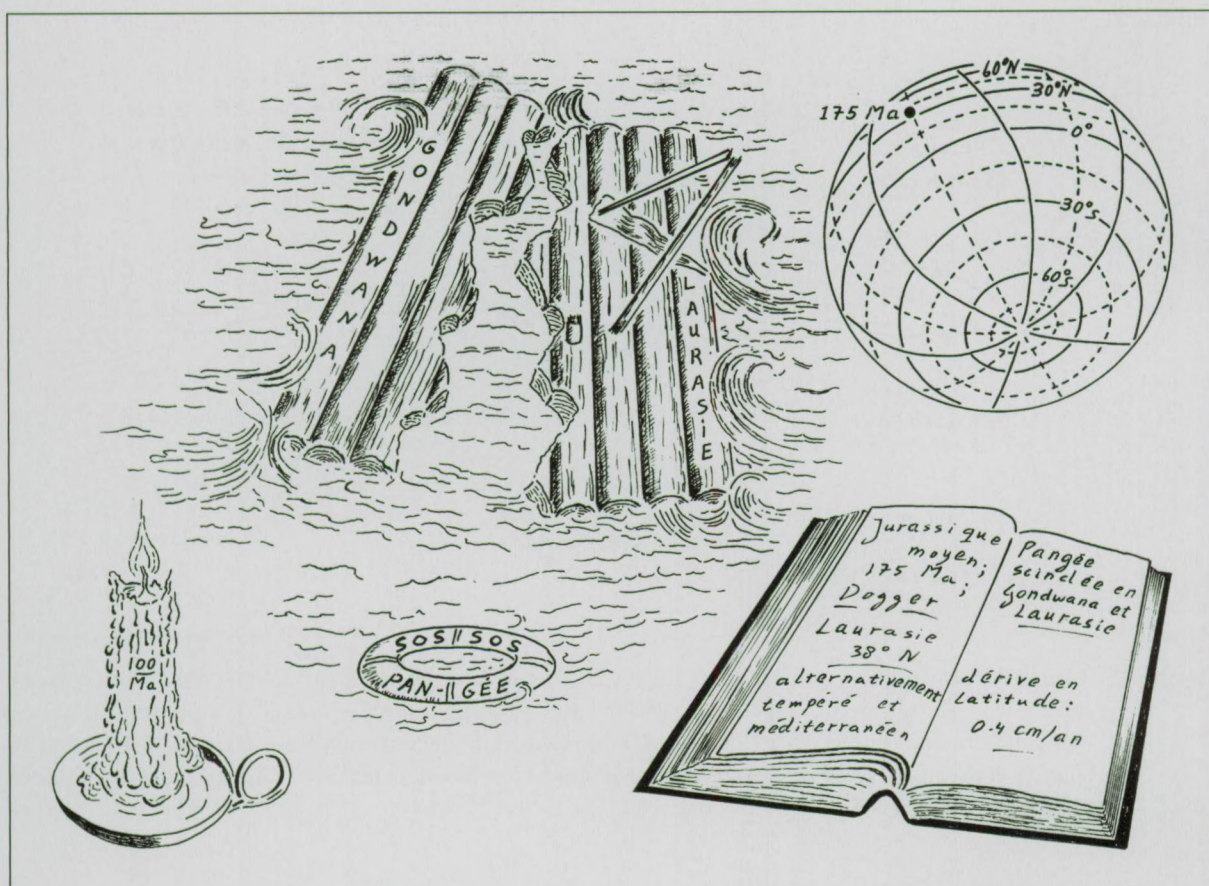


Figure 31.

5.17.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (carte 20)

Le soulèvement mésocimmérien convertit le Massif de Londres-Brabant (dans la partie centrale située au sud de Bruxelles) en un plateau s'élevant à une altitude de 1000 - 1500 m (fig. 32). Celle-ci représente l'épaisseur des terrains que l'érosion a fait disparaître avant la fin du Jurassique (145 Ma) (Van den Haute & Vercoutere, 1990, fig. 4).

Dans l'Euregio les mouvements méso- et néocimmériens n'activèrent pas seulement les failles marginales du Fossé de la Roer, mais également quelques structures hercyniennes, telles que l'Anticlinal de Waubach. Ils ouvrirent, notamment aux endroits où ces systèmes de failles se recoupent, des fentes permettant la remontée de solutions hydrothermales minéralisées. Celles-ci donnèrent lieu à la précipitation à une profondeur de 1000 - 1500 m de minerais plombo-zincifères qui remplirent les cavités karstiques et les fentes des **Rochers de la Vallée de la Roer**, les **Bleiberge** et la **Chaîne Liégeoise** (M. & R. Teichmüller, 1971: 70-71; Kimpe *et al.*, 1978 : 50, ann. 4; Dejonghe & Jans, 1983: 18-19; Redecke, 1992: 107 et 140).

Le soulèvement subi par la région des **Bleiberge**, des **Rochers de la Vallée de la Roer** et de la **Chaîne Liégeoise** fut, du reste, moins spectaculaire que dans la région située au sud de Bruxelles. Ici, l'érosion fit disparaître une épaisseur de 1000 à 1500 m de sédiments entre le Jurassique moyen et le Crétacé ancien, ce qu'on peut déduire de la profondeur à laquelle se sont formés les gîtes plombo-zincifères post-hercyniens qu'on trouve à présent juste en dessous de la surface (Redecke, 1992: 107). Près de la moitié de ceux-ci disparut avant les mouvements néocimmériens. Au début du Jurassique moyen, les

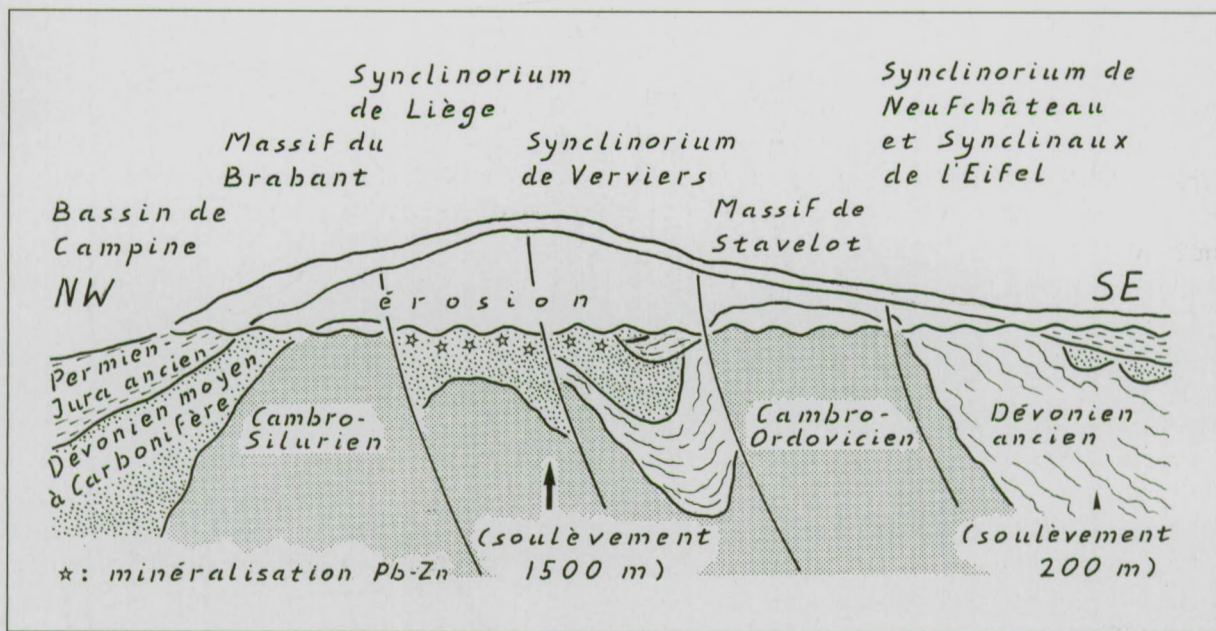


Figure 32. Coupe fortement idéalisée à travers l'Euregio au début du Crétacé récent (l'échelle n'est pas respectée; Bless & Fernández Narvaiza, 1996b: fig. 26). Les soulèvements des phases méso- et néocimmériennes permirent à l'érosion de faire disparaître au cours du Jurassique moyen, du Jurassique récent et du Crétacé ancien une épaisseur de 1500 m de sédiments dans le domaine des Synclinoria de Liège et de Verviers.

Bleiberge, les **Rochers de la Vallée de la Roer** et la **Chaîne Liégeoise** dominaient donc la région voisine d'au plus 500 à 750 m. Ce soulèvement entraîna le retrait total de la mer de l'Euregio.

L'érosion des **Rochers de la Vallée de la Roer** aura en premier lieu affecté les terrains liasiques et triasiques. Dans les **Bleiberge**, la **Chaîne Liégeoise** et la **Crête de Stavelot**, ce sont principalement les terrains paléozoïques qui ont été concernés par l'érosion.

Dans la Zone nord-sud de l'Eifel située au sud-est de l'Euregio (terrains triasiques entre Blankenheim et Stadtkyll) le soulèvement qui eut lieu au cours du Jurassique et du Crétacé ancien fut au plus de quelques centaines de mètres (Wienecke, 1983: 152-153). Ici, ce n'est pas plus de 100 m de terrains triasiques et liasiques qui disparurent après les mouvements de la phase mésocimmérienne.

Le climat semi-aride favorisa l'érosion sélective, exactement comme ce fut le cas à l'époque du Permien et du Trias ancien. Ceci accentua à nouveau les structures paléozoïques dans la morphologie du paysage qui, tout comme au Permien et au Trias ancien, se caractérisait par la présence de mesas, buttes-témoins et cuestas. Pendant les brèves périodes de pluies abondantes, les cours d'eau temporaires («oueds» et «flash floods») et les torrents de boue des **Bahadas limbourgeoises** évacuaient les produits d'érosion vers le nord, tandis que les **Bahadas de l'Eifel** emportaient ceux-ci vers l'est et le sud, la ligne de partage des eaux suivant à peu près la ligne Liège-Aix-la-Chapelle. Toutefois, ces cours d'eau temporaires étaient complètement mis à sec au cours des périodes de sécheresse prolongée.

5.17.4. Situation de la biosphère

Bien que le Jurassique moyen ne se soit pas particularisé par des modifications dramatiques dans la flore et la faune, cette époque fut le point de départ de l'avènement des grands Dinosauriens, tels que les Sauropodes et les Stégosaures (Moody, 1981 : 127, 151; Lewin, 1982 : 154-155). On n'en trouve toutefois aucune trace dans les environs de l'Euregio.

5.18. CRÉTACÉ ANCIEN; 140 MA (VALANGINIEN)

5.18.1. Situation paléogéographique

Env. 39° lat.N. (Smith *et al.*, 1994: carte 19). Les mouvements de la phase néocimmérienne du début du Crétacé ancien constituèrent le préambule à l'ouverture de la partie méridionale de l'Océan Atlantique Nord comme conséquence de l'écartement mutuel de Terre-Neuve et de la péninsule ibérique (fig. 33; Ziegler, 1982: 67). Les mouvements néocimmériens coïncidèrent avec un abaissement notable du niveau marin qui atteignit le point le plus bas vers la fin du Valanginien ancien (RGD & NOGEP, 1993: ann. A.1).

Cet abaissement du niveau marin fut amplifié par la formation passagère d'une calotte glaciaire dans l'hémisphère nord au cours de cette période (Kemper, 1987: 24, 84; Ziegler, 1990: 111; Ditchfield, 1997). L'abaissement du niveau marin eut pour effet de rajeunir le relief le long des marges du bassin du nord-ouest de l'Europe, permettant ainsi à l'érosion de reprendre vigueur (Kemper, 1987: 84). L'effet qu'eurent les mouvements néocimmériens sur le relief du Massif de Londres-Brabant peut se déduire de l'accroissement des quantités de sables et d'argiles («faciès wealdien») déposées dans les bassins situés au nord et au sud de ce massif (Ziegler, 1982: 69-73; Ziegler, 1990: 111, 113, ann. 28).

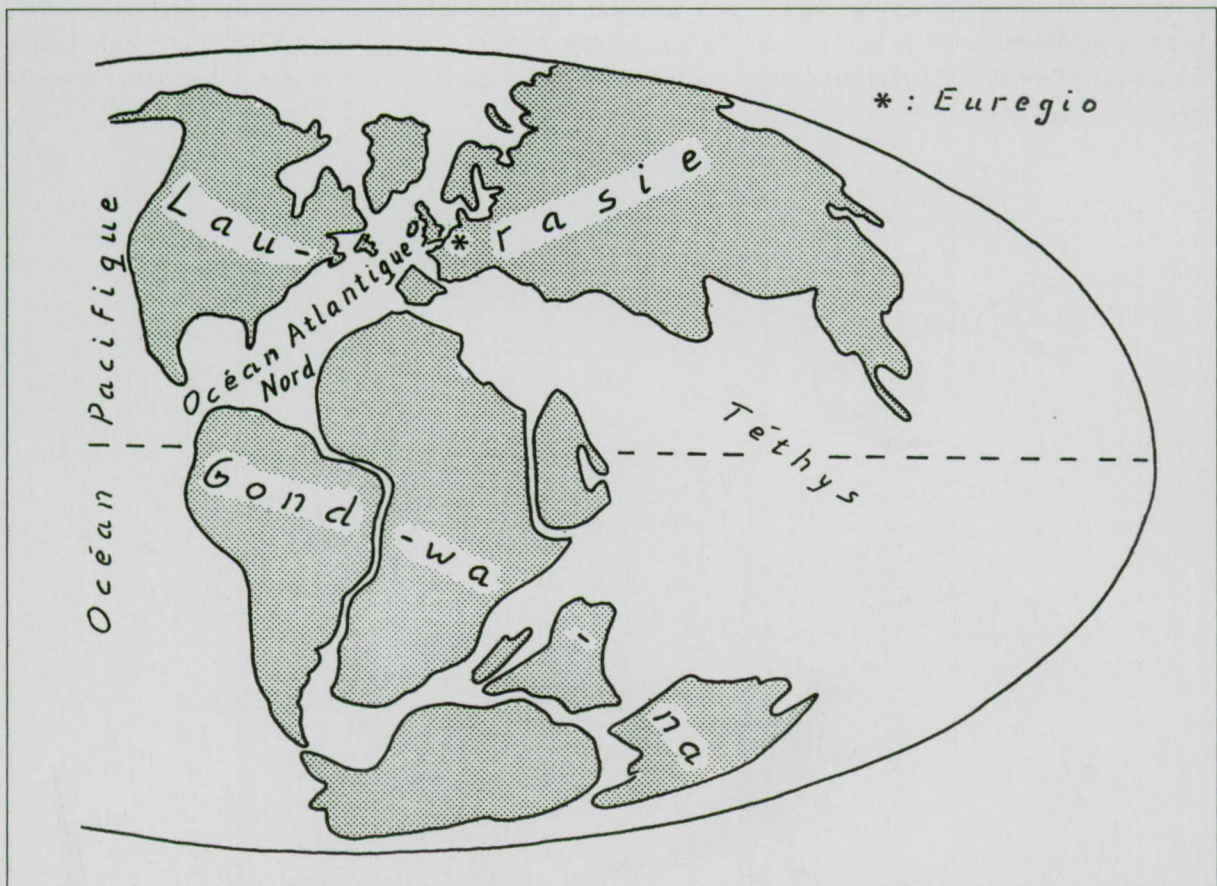


Figure 33. La scission de la Pangée qui débuta au Jurassique moyen et donna naissance à la Laurasia (comprenant la future Amérique du Nord et l'Eurasie) et au Gondwana (dont font partie non seulement l'Amérique du Sud, l'Afrique, l'Antarctique et l'Australie, mais aussi l'Arabie, l'Inde et de grandes parties de l'Asie du sud-est) se précisa clairement au cours du Crétacé ancien par l'ouverture de la partie méridionale de l'Océan Atlantique Nord. La présente reconstitution, fortement simplifiée, est basée sur Smith *et al.* (1994, carte 19). Toute une série de plaques mineures ont été laissées de côté pour ne pas compliquer la figure inutilement. En grisé : continents partiellement recouverts de mers épicontinentales.

5.18.2. SITUATION CLIMATIQUE

Il existe de nombreux indices de l'établissement à plusieurs reprises de conditions périglaciaires autour du pôle nord et du pôle sud vers la fin du Jurassique et le début du Crétacé (Frakes *et al.*, 1992: 75-76; Ditchfield, 1997). Cela explique l'existence dans nos contrées d'un climat tempéré froid au début du Valanginien, suivi par une alternance de périodes chaudes et humides (climat méditerranéen) et de périodes tempérées froides à la fin du Valanginien et au Hauterivien (Kemper, 1987: 84, fig. 20).

5.18.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (carte 21)

Le soulèvement du Massif de Londres-Brabant, conséquence des mouvements néocimmériens, peut avoir atteint 1500 - 2000 m dans la région située au sud de Bruxelles, ce qui correspond à l'épaisseur des terrains que l'érosion a fait disparaître de cet endroit au Crétacé ancien (Van den Haute & Vercoutere, 1990: fig. 4). Dans l'Euregio l'amplitude du soulèvement fut seulement de 500 - 750 m.

L'érosion sélective affecta surtout les terrains paléozoïques, accentuant ainsi dans la morphologie du paysage les anciens plis et accidents hercyniens. L'axe longitudinal de la **Vallée de Namur** fut déterminé par les grands accidents de la Faille Bordière et de la Faille du Midi.

Les reliefs tabulaires arasés ou «mesas» des **Rochers du Brabant**, des **Rochers de Liège** et des **Rochers de la Wurm** devaient leur forme à l'allure subhorizontale (pendage en majeure partie inférieur à 25°, à l'exception de quelques anticlinaux redressés ou même déversés) des grès et schistes du Carbonifère récent (fig. 34).



Figure 34.

Étant donné que les terrains dévonien et carbonifères du flanc nord de la **Vallée de Dinant**, de la **Vallée de Verviers** et de la **Vallée de l'Inde** se distinguent par l'allure souvent redressée de leurs couches, plis, failles et surfaces de chevauchement, il y aura ici principalement formation de «cuestas» asymétriques. Il en est de même pour la **Crête de Stavelot** avec ses terrains grisâtres datant du Cambrien et de l'Ordovicien et des **Rochers de Neufchâteau** aux teintes lie-de-vin datant de l'Éodévonien.

Par contre, les grès et conglomérats rose-rouge des Grès bigarrés (Buntsandstein) n'auront presque pas été mis en évidence parce que les **Rochers de Mechernich** pointaient à peine au dessus des environs. En effet, ils se trouvaient en marge du domaine que les mouvements néocimmériens avaient soulevé (Wienecke, 1983: 152-153).

La «végétation luxuriante» (Casier, 1960: 88) favorisait la formation du sol au cours des périodes chaudes et humides (cf. Friedrich *et al.*, 1987: 59). Tout comme à l'époque du Jurassique moyen et récent, les cours d'eau et torrents de boue (parmi lesquels les **Bahadas limbourgeoises**) évacuaient le matériel détritique vers le nord, l'est et le sud. Le transport massif assuré par les bahadas ne cessera pas, au cours des périodes chaudes et humides, de faire place à une évacuation des sédiments par un réseau complexe de cours d'eau en écheveaux.

5.18.4. Situation de la biosphère

Il est probable que dans l'Euregio on rencontrait les mêmes plantes et animaux que ceux qu'on connaît dans les dépôts wealdiens de Bernissart, le site du célèbre gisement d'Iguanodons (Casier, 1960). Ces Dinosauriens herbivores vivaient, accompagnés de Crocodiles, de Tortues d'eau douce, du *Megalosaurus* carnivore et de Ptérosauroiens volants (ces derniers sont connus par leur découverte au sein des dépôts wealdiens d'Angleterre), dans un cadre de «végétation luxuriante» où croissaient des Fougères et des Prêles arborescentes, ainsi que des Conifères disséminés (Casier, 1960).

5.19. CRÉTACÉ RÉCENT; 85 MA (SANTONIEN)

5.19.1. Situation paléogéographique

Env. 43° lat.N. (Smith *et al.*, 1994: carte 12). Les mouvements subhercyniens furent causés par la collision de l'Afrique et de l'Europe qui au cours du Tertiaire donnera lieu à la formation des Alpes (Ziegler, 1982: ann. 38; Ziegler, 1990: 123). Cette collision eut pour effet de prendre littéralement la plaque continentale de l'Europe dans un étau. Il en résulta une inversion à grande échelle des mouvements tectoniques («inversion tectonique») dans le nord-ouest de l'Europe (Van Wijhe, 1987; Gras, 1995). Cet événement mit un terme à l'affaissement des fossés et l'inversa même parfois, provoquant un mouvement de relèvement (entre autres, dans le Fossé de la Roer), tandis qu'ailleurs le substratum commençait à s'affaisser lentement, ce qui, une fois de plus, se répercuta sur la répartition des terres et des mers. Ce n'est qu'au cours de l'Oligocène que cette inversion tectonique connaîtra un terme (Van Wijhe, 1987: 217-218; Geluk *et al.*, 1994: 135).

5.19.2. Situation climatique

Climat essentiellement chaud et sec (Kemper, 1987: 105).

5.19.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (carte 22)

L'inversion tectonique eut pour effet de convertir l'ancienne dépression des Fossés de la Roer et de l'Erft en un bas-plateau, le **Pays de Roer**, affecté d'une érosion modérée (fig. 35; Gras, 1995: 125). Le drai-

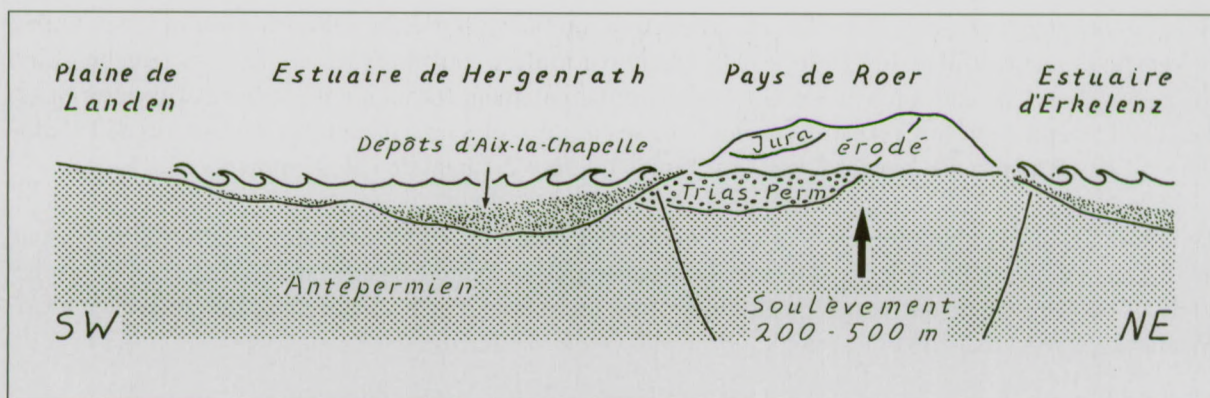


Figure 35. Coupe fortement idéalisée à travers l'Euregio au début du Santonien (l'échelle n'est pas respectée; Bless & Fernández Narvaiza, 1994: 40-45; Bless & Fernández Narvaiza, 1996b: fig. 30). Les toponymes employés ici sont tirés de la carte 18.

nage et le transport des produits d'érosion provenant des terrains du Lias, du Trias et du Carbonifère récent affleurant à cet endroit étaient assurés par des goulets, passes et chenaux de marée, le **Pays de Roer** étant probablement trop réduit et trop plat pour qu'un système fluvial étendu puisse s'y établir.

Il n'est pas certain qu'au cours de cette période des sédiments se soient déjà déposés dans l'**Estuaire d'Erkelenz** (Arnold *et al.*, 1978: fig.6). Mais, le long du bord sud-ouest du **Pays de Roer**, il y eut accumulation de sables et d'argiles (dépôts d'Aix-la-Chapelle) dans l'**Estuaire de Hergenrath**, qui était protégé par les **Hauts-fonds de Puth** de la **Mer du Nord**, faisant irruption à partir du nord-ouest. La masse rocheuse de terrains carbonifères située dans la partie orientale des **Hauts-fonds de Puth** subit un mouvement de soulèvement dû aux mouvements locaux du soubassement au début de la période d'inversion tectonique et ne se retrouvera submergée par la mer qu'au cours du Maastrichtien récent (Kimpe *et al.*, 1978: profil H de l'annexe 3). Les forts courants de marée empêchèrent pour ainsi dire toute sédimentation dans les environs de Maastricht.

Le **Mont de Botrange** constituait un véritable «monadnock», une éminence formée de terrains cambriens et ordoviciens qui avait échappé à l'érosion et pointait 100 - 150 m au dessus de l'avant-pays pénéplané au cours du Crétacé ancien (Bless *et al.*, 1991b: 88; Bless & Fernández Narvaiza, 1997c: 17). Des **marais littoraux** séparaient la mer des plaines : **Plaine de Landen**, **Plaine de l'Eifel** et **Pays de Roer**. Au début du Santonien, ceux-ci bordaient aussi l'**Estuaire de Hergenrath**, ainsi qu'en témoigne la microflore essentiellement non-marine que recèle l'Argile de Hergenrath (Batten *et al.*, 1988: 99).

5.19.4. Situation de la biosphère

La végétation des marais littoraux était composée d'une végétation richement diversifiée où les Angiospermes à fleurs et inflorescences jouaient un rôle important (Collinson, 1990). Il y croissait également des Conifères de 10 à 20 m de haut (parmi lesquels des espèces apparentées aux *Séquoias* actuels) et des Fougères (Richter, 1985: 95). Régulièrement, et particulièrement vers la fin du Santonien, des incendies se déclaraient par suite des longues périodes de sécheresse et sous l'effet de la foudre (Kuyl, 1980: 34). Il est possible que ce milieu constituât aussi un biotope favorable au développement des Titanosauriens dont on a découvert des restes en Espagne et dans le sud de la France.

5.20. CRÉTACÉ RÉCENT; 80 MA (CAMPANIEN ANCIEN)

5.20.1. Situation paléogéographique

Env. 42° lat.N. (Smith *et al.*, 1994: carte 11).

5.20.2. Situation climatique

Climat essentiellement chaud et sec (Kemper, 1987: 105).

5.20.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (carte 23)

Au cours du Campanien ancien, la **Mer du Nord** qui s'était retirée temporairement lors de la transition du Santonien au Campanien, submergea la majeure partie de l'Euregio par suite de l'élévation du niveau marin (RGD & NOGÉPA, 1993: ann. A.1; P.J. Felder, 1996: fig. 2). Mis à part une petite partie du **Pays de Roer** et de la **Plaine de l'Eifel**, seules la **Falaise de Puth** et la **Presqu'île de Botrange** restèrent émergées. L'influence de ces régions émergées se reconnaît à la différence dans la granularité des sédiments. Ainsi, au pied de la **Presqu'île de Botrange** se forment de petites grèves de galets (Bless & Fernández Narvaiza, 1997c: 18-19), tandis que les sables glauconieux de Vaals deviennent de plus en plus grossiers à mesure qu'on s'approche du **Pays de Roer**. Bien que la majeure partie des sédiments déposés dans cette partie de la **Mer du Nord** provint du **Pays de Roer** (présence de spores remaniés provenant de terrains déposés du Trias récent au Jurassique ancien et au Carbonifère récent; Robaszynski *et al.*, 1985: 54; Streel *et al.*, 1997: 71), il a dû y avoir aussi apport de sédiments à partir des sommets encore exondés du Massif du Brabant situé à l'ouest de l'Euregio (présence dans les dépôts du Crétacé récent de cristaux de grenat spessartine remaniés provenant du Massif du Brabant; Van der Sluys, 1992: 183).

L'avancée de la mer permit le dépôt de sédiments marins dans le **Golfe d'Erkelenz** (Arnold *et al.*, 1978: fig. 6) et dans le **Petit Estuaire** (Bless *et al.*, 1991b: fig. 16). Sur les **Hauts-fonds de Warnant** la sédimentation était empêchée par les courants de marée; les dépôts de cette époque font dès lors défaut à Velm (X VE) et Warnant (X WA).

5.20.4. Situation de la biosphère

Le fond argilo-sableux de la peu profonde mer recouvrant l'Euregio formait un biotope idéal pour une grande diversité d'organismes benthiques. Les Mollusques notamment y étaient particulièrement bien représentés, comme en témoigne le grand nombre de Lamellibranches ou Bivalves (98 espèces), Gastéropodes (34 espèces) et Céphalopodes (13 espèces; cf. Van der Weijden, 1943 : 6).

5.21. CRÉTACÉ RÉCENT; 75 MA (CAMPANIEN RÉCENT)

5.21.1. Situation paléogéographique

Env. 42° lat.N. (Cepek *et al.*, 1985, fig. 10).

5.21.2. Situation climatique

Climat chaud et sec (Kemper, 1987: 105).

5.21.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (carte 24)

Au cours du Campanien récent, et à part des interruptions temporaires, la **Mer du Nord** submergera encore la majeure partie de l'Euregio. L'érosion avait alors pénéplané le **Pays de Roer** à tel point que les sables et boues ne se déposaient plus que juste en bordure de la côte (Bless & Fernández Narvaiza, 1994: 151). Plus au large s'accumulaient de fines boues calcaires consistant essentiellement en squelettes de milliards d'algues microscopiques («coccolithes»). Il est probable que c'était là la conséquence d'une éclosion annuelle d'algues (Bless & Fernández Narvaiza, 1994: 122).

Les **Wadden de Mamelis** séparaient la frange littorale à vases sableuses de la pleine mer où s'accumulait une boue calcaire pratiquement pure. Ces «wadden» se formèrent dans la zone abritée, se situant entre le courant de marée de la **Fosse de Kunrade** et d'autres courants côtiers issus des «wadden» situés à l'est de l'**Ile de Botrange**. Le relief peu accentué de la **Falaise de Puth** et de l'**Ile de Botrange** leur permit d'échapper à l'érosion. Le dépôt de sédiments sableux autour de l'**Ile de Botrange** resta dès lors limité à une bande extrêmement étroite longeant la côte (Bless *et al.*, 1991b: fig. 12 et 14; Bless & Fernández Narvaiza, 1997c: 18-19). Au fil du temps, on a beaucoup spéculé sur la profondeur présumée de la **Mer du Nord** à hauteur de l'Euregio au cours du Campanien récent. Elle ne dépassa sans doute pas quelques 45 - 65 m (Bless, 1991b).

5.21.4. Situation de la biosphère

Malgré le caractère chaud et sec du climat et la température relativement élevée de l'eau de mer (caractérisée par la présence fréquente de l'Ostracode «d'eau chaude» *Cytherelloidea*; Bless *et al.*, 1991b: 79), il n'y eut pas d'immigration massive d'organismes de la faune «méditerranéenne» en provenance des eaux tropicales et subtropicales de la Téthys. Leur absence est souvent expliquée comme «preuve» de l'existence d'un climat «boréal» tempéré. Mais, il est tout-à-fait possible que l'éclosion annuelle d'algues qui y avait lieu, ait fait obstacle à une pareille immigration (Bless & Fernández Narvaiza, 1994: 178).

5.22. CRÉTACÉ RÉCENT; 70 MA (MAASTRICHTIEN ANCIEN)

5.22.1. Situation paléogéographique

Env. 40° lat.N. (Smith *et al.*, 1994: carte 10).

5.22.2. Situation climatique

L'abaissement temporaire du niveau marin au cours de la transition du Campanien au Maastrichtien est lié à la venue d'un épisode «plus froid» (Kemper, 1987: fig. 33). Mais, au Maastrichtien ancien, régnait dans l'Euregio un climat chaud (méditerranéen) qui permit l'immigration d'éléments de la faune «méditerranéenne», tels que des Tortues marines et des Mosasaures.

Cette immigration d'organismes méditerranéens (subtropicaux), qui ne cesse de progresser au cours du Maastrichtien, est en contradiction apparente avec l'abaissement de la température à l'échelle mondiale au cours du Crétacé récent (Streel *et al.*, 1994: fig. 28; Elorza *et al.*, 1997: 358), mais elle fut manifestement stimulée par la combinaison de l'existence d'un climat régional favorable et de la disparition de barrières physiques (tectoniques) qui empêchèrent une migration plus précoce (Bless *et al.*, 1991a: 78-79, 82).

5.22.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (cartes 25 et 26)

Vers la fin du Campanien une grande partie de l'Euregio fut momentanément exondée (carte 25) par suite de mouvements locaux du sol (W.M. Felder, 1996: fig. 1) et un abaissement mondial (eustatique) du niveau marin (Kemper, 1987: fig. 31, 33; P.J. Felder, 1996: fig. 2). Mais, au cours du Maastrichtien ancien, les zones marginales du Fossé de la Roer furent à nouveau envahies par la **Mer du Nord** en transgression continue. Le niveau marin n'atteignit toutefois pas encore le même point qu'au Campanien récent. De vastes étendues de l'Euregio, exceptionnellement plate, se transformèrent dès lors en une sorte de zone de wadden qui n'était immergée qu'à marée haute ou en période de vives-eaux (carte 26).

Les forts courants de marée dans ces wadden étendus restreignit la sédimentation de couches de calcaire marin principalement à la **Fosse de Vijlen** (Felder & Bless, 1994) qui pouvait s'étendre jusqu'aux alentours de Baronheid (X BH; nouvelle interprétation de données publiées dans Bless *et al.*, 1991b: 83). Les mêmes courants de marée entraînaient des restes de coquilles et des rostres de bélemnites en bordure des wadden (par exemple, près de Mamelis, X MA) où ils se déposaient dans des «cimetières de Bélemnites», que Quenstedt, au siècle dernier, a appelés «champs de bataille à Bélemnites», à cause de leur ressemblance avec un terrain de combat couvert de balles de guerre (Doyle & Macdonald, 1993; Bless & Fernández Narvaiza, 1994: 110). Ces dépôts se sont accumulés au sein de sédiments glauconieux (Felder & Bless, 1994) ou de lits de graviers renfermant des débris de fossiles émoussés, comme au Lousberg (X LB) près d'Aix-la-Chapelle (Bless & Fernández Narvaiza, 1994: 78-81).

Dans la **Crique de Kunrade** isolée de la mer par la **Falaise de Puth**, la sédimentation fut temporairement interrompue (Felder & Bless, 1989, fig. 4). Le milieu de dépôt irrégulier du **Golfe d'Erkelenz** se concrétise dans les environs de la mine Sophia-Jacoba (X SJ) par une alternance d'épisodes marins et limniques (Arnold *et al.*, 1978: 20).

5.22.4. Situation de la biosphère

Les wadden entourant la **Fosse de Vijlen** constituaient un site de frai idéal pour les Céphalopodes (Bélemnites). Il est possible que l'amoncellement de rostres de Bélemnites dans les nombreux «cimetières de Bélemnites» ou «champs de bataille à Bélemnites», comme les appelle Quenstedt, soit lié à une hécatombe fortuite ou causée par des prédateurs au cours de la période de frai (Doyle & Macdonald, 1993: fig. 7 et 10).

5.23. CRÉTACÉ RÉCENT; 67 MA (MAASTRICHTIEN RÉCENT)

5.23.1. Situation paléogéographique

Env. 44° lat.N. (Cepek *et al.*, 1985: fig. 11).

5.23.2. Situation climatique

Climat chaud (subtropical; Liebau, 1978) d'après de nombreux éléments floristiques et faunistiques «méditerranéens», tels que pollens monocarpates provenant de palmiers (Normand, 1993; Streef *et al.*, 1994: fig. 31) et présence de Tortues marines et Mosasauriens (Bless, 1991a). Vers la fin du Maastrichtien récent, il a pu être question d'un climat tropical caractérisé par l'irruption de grands Foraminifères, Coraux et Rudistes tropicaux (Liebau, 1978).

5.23.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (cartes 27-28)

Vers la moitié du Maastrichtien récent l'Euregio disparut presque entièrement sous les flots de la **Mer du Nord** (carte 27) et ce, malgré que le niveau marin s'abaissât légèrement à l'échelle mondiale (Ziegler, 1990: 123; P.J. Felder, 1996: fig. 2). Ceci suggère l'existence de mouvements locaux du sol de cette région (W.M. Felder, 1996: fig. 13). Dans le sud-est on trouve des restes de dépôts de craie près d'Irnich (X IR; Arnold *et al.*, 1978: fig. 5) et de Weißer Stein (X WS; Demoulin, 1987: 150). La mer submergea également le Fossé de la Roer (Bless *et al.*, 1993: 255-256; Bless & Fernández Narvaiza, 1994: 177; Gras, 1995: 125).

Les points culminants du relief ancien étaient peut-être visibles en tant que hauts-fonds exondés à marée basse. Ceci explique l'absence de sédiments marins de cette époque aux environs de Botrange sur le plateau des Hautes Fagnes (Bless *et al.*, 1991b: 88). Il ne faut toutefois pas oublier que le monadnock de Botrange, pointant encore de 100 à 150 m au dessus de l'avant-pays au Santonien, avait été lentement enfoui sous les dépôts de craie dès le début du Campanien (Bless *et al.*, 1991b: 91; Bless & Fernández Narvaiza, 1997c: 19), estompant ainsi grandement le relief initial.

Un basculement de faible amplitude du substratum vers le nord-ouest eut pour effet d'exonder la partie sud-est de l'Euregio vers la fin du Maastrichtien récent (carte 28; Bless *et al.*, 1991b: 91; Bless & Fernández Narvaiza, 1997c: 19). Dans cette **Plaine du Sud** (dont faisait également partie l'ancien «Mont de Botrange») débuta à ce moment un processus d'érosion et de lessivage des couches de craie déposées précédemment, processus qui se poursuivra jusque dans le Tertiaire (Bless & Fernández Narvaiza, 1997c: 19).

5.23.4. Situation de la biosphère

Les représentants les plus marquants parmi les animaux marins étaient les grandes Tortues marines, les Plésiosaures et plusieurs espèces de Mosasaures (Roos, 1965; Bless, 1991a). Sur la terre ferme vivait le *Telmatosaurus*, haut de 3 m, faisant partie des Hadrosaures (Mulder, 1984). Ces Dinosauriens herbivores vivaient en troupeaux qui en été se rendaient en quête de nourriture jusqu'aux confins du cercle polaire. Chaque année, à la chute des feuilles, ils migraient vers le sud afin d'y hiverner (Norman, 1993: 129).

5.24. PALÉOCÈNE RÉCENT; 55 MA (LANDÉNIEN)

5.24.1. Situation paléogéographique

Env. 43° lat.N. (Smith *et al.*, 1994: carte 8-9). Les mouvements de la phase laramienne qui survinrent au début du Paléocène, constituèrent le prélude à l'ouverture de la partie septentrionale de l'Océan Atlantique entre le Groenland et la Norvège, séparant ainsi définitivement l'Amérique du Nord de l'Eurasie (Ziegler, 1982: 83-84, ann. 38). Cette phase s'accompagna d'un abaissement sensible du niveau marin relatif vers la moitié du Paléocène ancien (Dano-Montien; Ziegler, 1990: 127) ce qui causa le retrait temporaire de la mer de l'Euregio. A partir du Paléocène moyen (Heersien) le niveau marin recommença à s'élever et la Mer du Nord envahit à nouveau une partie de l'Euregio.

5.24.2. Situation climatique

Climat tempéré chaud (De Saporta & Marion, 1873: 85) à chaud (Albers, 1981: 496) peut-être avec étés chauds à très chauds et hivers frais à froids.

5.24.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (carte 29)

Un basculement ultérieur du soubassement limita la pénétration de la **Mer du Nord** au nord-ouest de l'Euregio (Ziegler, 1990: ann. 33). Quant à la **Plaine du Sud** qui dans le même mouvement de bascule avait subi un léger relèvement, elle subit une altération et une érosion qui firent disparaître les couches de craie déposées à cet endroit au cours du Crétacé récent. Une partie de cette craie fut lessivée et emportée en mer par les cours d'eau au cours du Paléocène moyen (Heersien), ainsi qu'en témoigne la présence de Cocolithes remaniés dans les sédiments marins qu'on rencontre près de Gelinden (X GL; Streel *et al.*, 1977: 61) et de Maastricht (Dusar *et al.*, 1987: 57), ainsi que la présence dans les dépôts de Heers et Landen en Hesbaye de cristaux remaniés de grenat spessartine provenant des couches du Crétacé (Van der Sluys, 1992 : 185-186).

Ailleurs, l'eau météorique enrichie d'acides humiques fit en sorte que la craie crétacée fut entièrement dissoute au cours du Paléocène et de l'Éocène (Albers & Felder, 1981: 477-479). En ces endroits subsista un résidu insoluble composé partiellement d'argile décolorée et de silex («éluvium à silex» ou «terra rossa», sol naissant de préférence au départ de produits d'altération de calcaires sous un climat méditerranéen). On trouve des restes de cet éluvium à silex dans les environs de Botrange sur le plateau des Hautes Fagnes (Bless *et al.*, 1991a: 63). Par ailleurs, la majeure partie de cet éluvium à silex primitif a disparu par érosion avant la dernière submersion de cette région par la Mer du Nord au cours de l'Oligocène ancien (Albers & Felder, 1981: 480).

Dans la bande côtière, ce n'est que la partie supérieure de la craie qui s'est dissoute de sorte qu'entre Liège et Aix-la-Chapelle il existe encore de la craie sous l'éluvium à silex (Albers & Felder, 1981: 478; Felder & Bosch, 1984). Il est possible que cette dissolution partielle de la craie soit liée au niveau qu'atteignait la nappe phréatique en ce temps-là et à la pénétration d'eau de mer dans les **marais littoraux** qui s'y trouvaient. L'existence de ces marais littoraux à l'époque du Paléocène moyen (Heersien) peut se déduire de la présence de nombreux restes de plantes emportés en mer (Streel *et al.*, 1977: 64) et leur existence au Paléocène récent (Landénien), de la présence de lentilles de lignite et de restes de végétaux dans les Sables de Dormaal (De Geyter, 1988: 355). Les Sables de Dormaal apportent également une preuve tangible du déplacement de la ligne de rivage vers le nord au Paléocène récent. Les couches de craie inférieures de cette bande côtière dont le contour se modifiait constamment, ne subirent ce processus de dissolution qu'après la dernière irruption de la Mer du Nord (au cours de l'Oligocène ancien; Buurman *et al.*, 1985: 101; Juvigné & Renard, 1992b: 173). L'éluvium à silex qu'on trouve actuellement entre Aix-la-Chapelle et Liège s'est donc formé en majeure partie depuis l'Oligocène.

La présence d'un lit de lignite entre Satzvey et Antweiler (juste à l'est de la carte; Richter, 1985: 114 et 257) montre qu'à partir du Paléocène récent (Landénien) il existait également des zones marécageuses plus loin à l'intérieur des terres, telles que les **Marais d'Antweiler**.

5.24.4. Situation de la biosphère

Au Paléocène la végétation montrait déjà une grande similitude avec la flore qu'on voit de nos jours dans les vallées de l'Himalaya, les zones montagneuses du Japon et le haut-plateau mexicain (De Saporta & Marion, 1877: 99; Streel *et al.*, 1977: 66). Elle comprenait des espèces apparentées au Chêne (*Quercus*), au Châtaignier (*Castanea*), au Laurier (*Laurus*), au Saule (*Salix*), au Cyprès (*Chamaecyparis*), au Viorne (*Viburnum*), à l'*Aralia*, au Lierre (*Hedera*) et à l'Osmonde royale (*Osmunda*). Des restes de ces plantes et de bien d'autres ont, au cours du Paléocène moyen (Heersien), été emportés vers la mer par les cours d'eau et y ont été conservés dans des sédiments carbonatés (Marnes de Gelinden) sur le fond marin (De Saporta & Marion, 1873, 1877). Gelinden (X GL) et Houthalen (X HH) sont deux sites connus où l'on trouve cette flore remaniée.

Les fouilles effectuées à Dormaal (à l'ouest de Saint-Trond) ont permis de se faire une bonne idée de la faune qui occupait l'Euregio à cette époque. Outre des dizaines d'espèces de Poissons d'eau douce et d'eau de mer, on y a trouvé toutes sortes d'Amphibiens (Salamandres et Ranidés), de Reptiles (Tortues, Crocodiles et Lézards) et de Mammifères (parmi lesquels des Primates primitifs, ressemblant aux Lémuriens, des Marsupiaux, des Carnivores, des Créodontes, ressemblant aux hyènes et aux gloutons, et des Rongeurs; Smith & Smith, 1996).

5.25. OLIGOCÈNE ANCIEN; 35 MA (RUPÉLIEN)

5.25.1. Situation paléogéographique

Env. 45° lat.N. (Smith *et al.*, 1994: cartes 5-6). Les mouvements de la phase pyrénéenne qui eurent lieu à la transition de l'Éocène à l'Oligocène, constituent un paroxysme dans l'orogénèse du sud de l'Europe (Pyrénées, Alpes, Carpathes; Ziegler, 1982: ann. 38; Ziegler, 1990: 145, ann. 52). Cette phase ne donna lieu dans le nord-ouest de l'Europe qu'à de légers mouvements «d'inversion» dans le substratum (Van Wijhe, 1987: 218). Peut-être sont-ils liés à un rebascullement temporaire du soubassement dans l'Euregio qui donna lieu à un affaissement modéré du sol dans le sud-est. Il s'ensuivit une nouvelle pénétration de la mer dans une grande partie de ce domaine.

5.25.2. Situation climatique

Climat tempéré sec (Albers, 1981: 497-498).

5.25.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (carte 30)

Le relèvement (restreint) de la moitié sud-est de l'Euregio au Paléocène-Éocène a dû être compensé par le rebascullement du soubassement. Pour la dernière fois, la **Mer du Nord** envahit l'Euregio presque entièrement. Seule la **Plaine de l'Eifel** dans l'extrême sud-est échappa à cette transgression. La ligne de rivage de cette plaine extrêmement basse (Arnold *et al.*, 1978: 21) fut marquée par des bancs et des plages de sable (entre autres, près de la Baraque Michel, X BM, et de Weißer Stein, X WS). L'andalousite qui se rencontre dans ce sable peut avoir une origine locale (Demoulin, 1989: 219) ou peut-être même provenir des Vosges (Demoulin, 1987: 84).

Cette dernière hypothèse (retenue ici) implique un système primitif de cours d'eau drainant les Vosges vers le nord, dans lequel les bras de la **Pré-Meuse**, qui n'étaient pas encore encaissée au fond d'une vallée, divaguaient largement en surface et assuraient le transport de ces sédiments à grain fin. Ce n'est qu'au cours de l'Oligocène moyen ou récent que ce système de drainage se différença, donnant naissance aux vallées de la Moselle, de la Semois et de la Meuse française (Pissart, 1975: 106, fig. 2). Beaucoup plus tard (Pléistocène moyen) la Meuse française sera captée près de Toul par la Moselle qui lui ravira ses sources situées dans les Vosges (Pissart, 1975: 112-114; Bosch, 1992: 60).

5.25.4. Situation de la biosphère

La faune comprenait, sans aucun doute, beaucoup de Mammifères (parmi lesquels des Marsupiaux, des Chauves-souris et des Primates primitifs), des Reptiles (Serpents, Lézards et Tortues) et des Amphibiens (Grenouilles et Salamandres) qui étaient déjà apparus dans le nord-ouest de l'Europe au cours de l'Éocène (Franzen, 1990: 292), ainsi que toutes sortes d'Oiseaux (tels que grands Ratites, Strigidés, Falconidés, Hérons, Perdrix, Ibis et Hirondelles; Moody, 1981: 244-247).

5.26. MIOCÈNE MOYEN; 15 MA

5.26.1. Situation paléogéographique

Env. 46° lat.N. (Smith *et al.*, 1994: carte 27).

5.26.2. Situation climatique

Climat tempéré humide à chaud et humide (Boenigk, 1981: 255), température annuelle moyenne de 16-18°C et précipitation annuelle de plus de 1000 mm (Hager, 1981: fig. 3). Le Miocène moyen fut relativement chaud en comparaison du Miocène récent avec une température annuelle moyenne de 13-16°C (Fairon-Demaret, 1996: 291).

5.26.3. Situation de l'Euregio Meuse-Rhin (carte 31)

Le nord-est (notamment les Fossés de la Roer et de l'Erft) subissait un affaissement depuis l'Oligocène moyen (fig. 36; Gliese & Hager, 1978: fig. 13). Il s'y établit une tourbière étendue (**Marais de Morken**) le long d'une dépendance de la **Mer du Nord** (Gliese & Hager, 1978: fig. 11). Cette région était, entre autres, traversée par un précurseur méandrique du futur Rhin (le **Pré-Rhin** de Gliese & Hager, 1978: fig. 10; Hager, 1981: fig. 1).

Un nouveau léger basculement du soubassement vers le nord-ouest causa, en outre, à nouveau un lent relèvement de la région sud-est où prirent forme le **Plateau ardennais** et peut-être aussi les plateaux du **Condroz** et de **Herve**. Ce relèvement amorça également le drainage de cette région, donnant lieu à l'établissement du réseau hydrographique actuel. Le relèvement fut toutefois encore si timide qu'il ne permit pas un encaissement prononcé des cours d'eau.

Le précurseur de la Meuse (la **Vieille Meuse**; Kuyl, 1980: 123; Felder & Bosch, 1989) provient également de cette époque (Juvigné & Renard, 1992: 182; Demoulin, 1994: 36-38). Initialement, le bassin de cette **Vieille Meuse** était limité à la Belgique (Pissart, 1975: fig. 2). Ce n'est que vers la fin du Miocène que la Meuse française fut captée par la **Vieille Meuse**. Ce fait est prouvé par la présence de galets roulés d'oolithes jurassiques silicifiés provenant des Vosges dans les dépôts du Miocène récent de la Meuse («Gravier de Waubach»; Kuyl, 1980: 75; Felder & Bosch, 1989; Bosch, 1992).

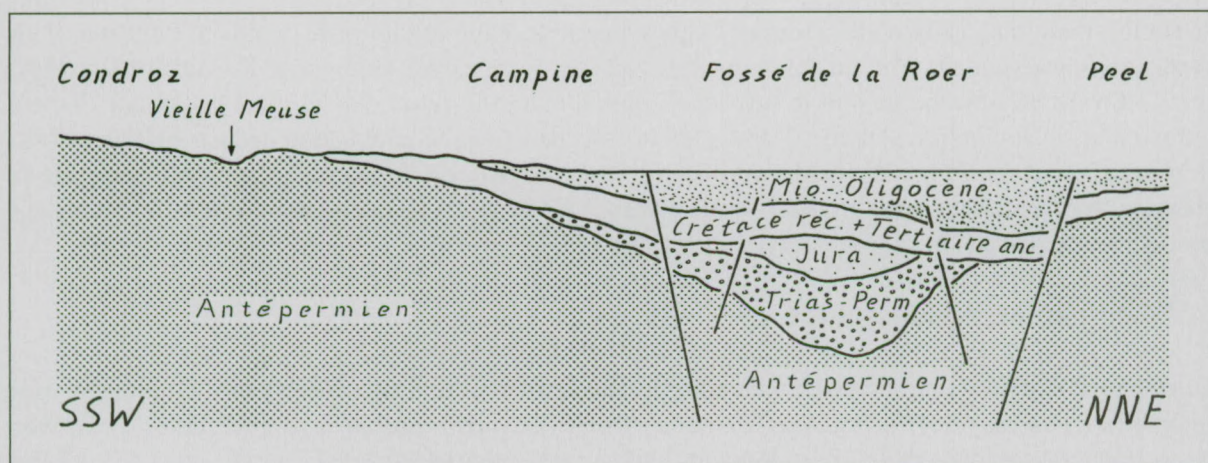


Figure 36. Coupe fortement idéalisée de l'Euregio à la fin du Miocène (l'échelle n'est pas respectée; basé sur Geluk *et al.*, 1994: fig. 4). La reprise de l'affaissement du Fossé de la Roer depuis l'Oligocène récent est mise en évidence par l'épaisseur relative des sédiments déposés dans ce fossé au Miocène.

De même, le **Geer** est apparu au Miocène (Pissart, 1975: fig. 2). Il est possible qu'un affluent de ce petit cours d'eau ait ultérieurement (au Pléistocène ancien) capté le cours de la Meuse par érosion régressive, l'obligeant ainsi à couler vers le nord (Juvigné & Renard, 1992 : 172-173).

5.26.4. Situation de la biosphère

La végétation des marais était caractérisée par la présence d'arbres géants (jusqu'à 50 m de haut) qui sont très proches des Séquoias actuels (*Sequoia*, *Sequoiadendron* et *Metasequoia*), de Cèdres japonais (*Cryptomeria*), de Cyprès chauves (*Taxodium*) et d'Arbres parasols (*Sciadopitys*). Il y croissait également de nombreuses espèces arborescentes et arbustives apparentées au Chêne, à l'Aulne et au Bouleau (Cupulifères), au Myrte (Myricacées) et à l'Orme (Ulmacées), tandis que les Fougères (Polypodiacées) et la Sphaigne (Sphagnum) formaient surtout des couvre-sol au bord de l'eau (Von der Brelie & Wolf, 1981). On y trouvait même des Palmiers (*Palmoxylon*) (Richter, 1985: 119-120).

Parmi les nouveaux venus les plus marquants du monde végétal on trouve les Herbes ou Graminées (Thomasson & Voorhies, 1990: 84). C'est pourquoi les landes à bruyères et fougères des plateaux faisaient peut-être, par endroits, place à des prairies ondoyantes et des savanes bocagères où broutaient de petits troupeaux de mammifères herbivores (Thomasson & Voorhies, 1990: 86).

5.27. PLÉISTOCÈNE MOYEN; 250 KA

5.27.1. Situation paléogéographique

Env. 50° lat.N., comparable à la situation actuelle.

5.27.2. Situation climatique

Climat tempéré, «interglaciaire» chaud et humide (température moyenne du mois de juillet d'un peu plus de 17-18°C; Van Kolfshoten, 1985: 69) entre les périodes froides du Holsteinien et du Saalien (Van Kolfshoten & Roebroeks, 1985: 120). Climat froid et sec pendant le Weichselien (Van Kolfshoten, 1985: 72).

5.27.3. Situation dans l'Euregio Meuse-Rhin (carte 32)

Le soulèvement de l'**Eifel** et des **Hautes Fagnes** s'était accéléré et intensifié depuis le Pliocène. Il en résulta un encaissement profond des cours d'eau au sein des plateaux (Juvigné & Renard, 1992a: 184). Vers la fin du Pléistocène moyen le tracé des cours d'eau et le relief étaient dans les grandes lignes comparables à la situation actuelle. Depuis le Pléistocène ancien le cours de la **Meuse** était grossièrement parallèle à son lit actuel (Felder & Bosch, 1989). A l'endroit de la confluence du **Geer** et de la **Meuse** se forma un fleuve peu profond, en écheveaux, affecté de chenaux et de bancs de sable changeant rapidement de place (Vandenberghé *et al.*, 1985: 13-14).

5.27.4. Situation de la biosphère

Au cours de la période tempérée chaude entre le Holsteinien et le Saalien Éléphants, Rhinocéros des Steppes (*Dicerorhinus*) et Cerfs géants (*Cervus giganteus*) vivaient dans un paysage de cours d'eau avec prairies ouvertes et forêts de feuillus, dont faisaient partie l'Aulne (*Alnus*), le Frêne (*Fraxinus*), le Chêne (*Quercus*) et le Hêtre (*Fagus*) (Meijer, 1985: 96; Van Kolfshoten, 1985: 70). Sous le climat plus froid du Weichselien l'Euregio se transforma en un paysage steppique de toundra où prospéraient le Mammouth (*Mammuthus primigenius*), le Cheval (*Equus*), le Rhinocéros laineux (*Coelodonta antiquitatis*),

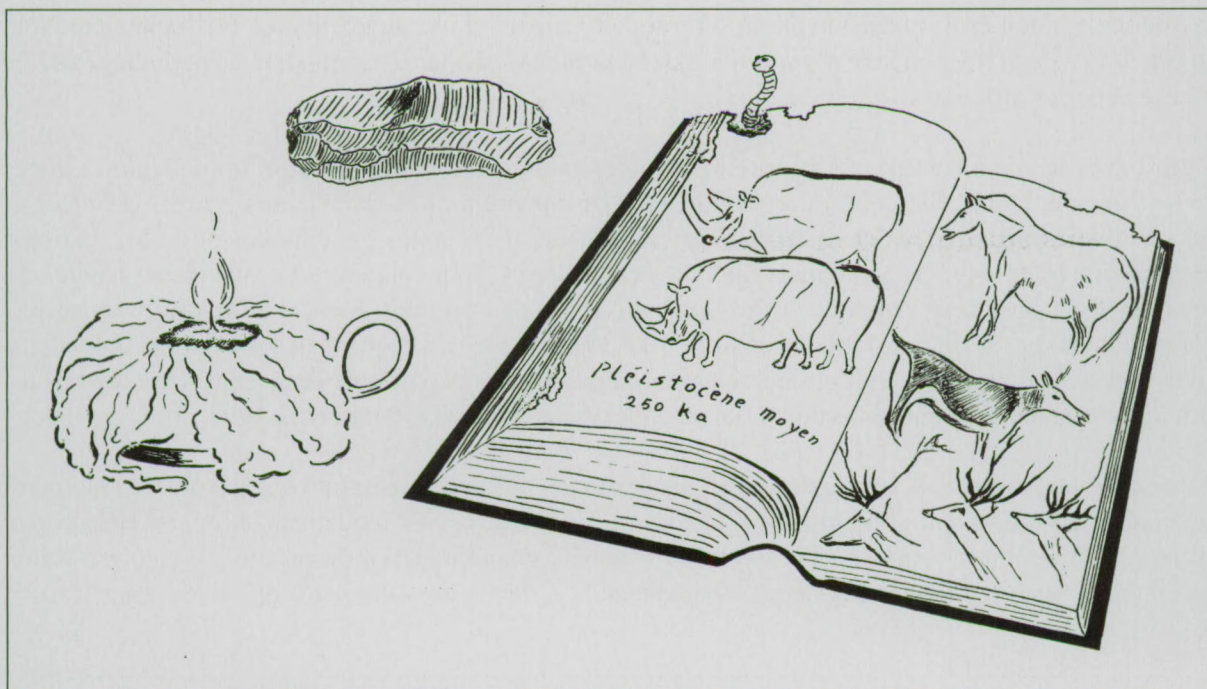


Figure 37.

le Bison (*Bison priscus*), le Renne (*Rangifer tarandus*) et le Cerf (*Cervus elephas*) (Van Kolfschoten, 1985: 70).

Ces paysages formaient un terrain de chasse idéal pour notre lointain aïeul, *Homo erectus*, ou son successeur, *Homo sapiens neanderthalensis* (fig. 37). Il campait régulièrement sur les bancs de sable le long de la Meuse au nord de Maastricht (carière Belvédère, X B) et y fabriquait des outils de pierre (raclours et haches du type Levallois; Roebroeks, 1985). Les années chaudes, il allongeait même son séjour jusqu'au début de l'hiver (Van Kolfschoten, 1985: 70).

5.28. PROJECTION DANS L'AVENIR

Dans le nord-ouest de l'Europe le substratum des grands fossés (Fossé rhénan, Fossé de la Roer, Bassin occidental des Pays-Bas et fossés de la partie centrale de la Mer du Nord) continue à s'affaisser à une vitesse atteignant en ce moment à certains endroits 1 à 2 mm par an (Pissart & Lambot, 1990: fig. 1; Ziegler, 1994: 109; Van den Berg *et al.*, 1994: fig. 4a). Dans les régions où affleurent les terrains paléozoïques (Massif Rhénan, Eifel, Ardennes) on constate la plupart du temps un soulèvement de tout au plus 1 mm par an (Pissart & Lambot, 199: fig. 1; Ziegler, 1994: 109).

Cette tendance générale présente des exceptions locales, entre autres, dans la partie orientale du Massif de Stavelot où le soulèvement a fait place à un affaissement graduel du substratum par rapport au point de référence d'Uccle près de Bruxelles (jusqu'à 40 mm dans les environs de Botrange) au cours de la période allant de 1946 à 1980 (Pissart & Lambot, 1990: fig. 1). Il est possible que cette inversion des mouvements tectoniques soit liée à des modifications dans les courants de convection circulant dans la partie supérieure du manteau, juste en dessous de la croûte continentale (Pissart & Lambot, 1990: 502-503).

Cet affaissement est, du reste, moins important que dans le Fossé de la Roer voisin de sorte qu'à terme le relief existant continue à s'accroître. Si la Nature peut continuer son chemin, il en résulterait un

accroissement de l'érosion dans la partie sud-est de l'Euregio et une augmentation de la sédimentation dans le Fossé de la Roer en voie d'approfondissement rapide au cours des inondations périodiques de la Meuse et de ses affluents.

L'érosion et les inondations ne s'harmonisent toutefois pas avec la planification d'une région à forte densité de population telle que l'Euregio (fig. 38). C'est pourquoi l'Homme tente d'arrêter ces processus naturels de toutes sortes de manières. On citera à titre d'exemples l'établissement ou le rehaussement de digues et le dragage continu du lit des cours d'eau (pour combattre l'ensablement naturel de ceux-ci). Ceci pose la question de savoir combien de temps l'on pourra soutenir cet effort, alors que l'abaissement du sol atteint à certains endroits 10 à 20 cm par siècle et que dans les environs immédiats de la Meuse l'affaissement est considérablement ralenti par les activités de dragage (provoquant peut-être une certaine relaxation tectonique) qui y sont exercées (Van den Berg *et al.*, 1994 : 165, fig. 4a).

Il est possible que tous nos efforts ne soient que des interventions cosmétiques qui ralentissent momentanément l'évolution naturelle du paysage, mais ne l'arrêtent jamais totalement. Il en est ainsi parce qu'en définitive nous ne parvenons pas à arrêter le moteur qui est à la base de ces processus, c'est-à-dire les courants de convection circulant dans le manteau et la dérive des continents qui lui est associée.



Figure 38.

6. BIBLIOGRAPHIE

- ABERHAN, M. & FÜRSICH, F.T., 1997. Diversity analysis of Lower Jurassic bivalves of the Andean Basin and the Pliensbachian-Toarcian mass extinction. *Lethaia*, 29 : 181-195.
- ALBERS, H.J., 1981. Neue Daten zum Klima des nordwesteuropäischen Alttertiärs. *Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen*, 29 : 483-503.
- ALBERS, H.J. & FELDER, W.M., 1981. Feuersteingerölle im Oligomiozän der Niederrheinischen Bucht als Ergebnis mariner Abrasion und Carbonatlösungsphasen auf der Kreide-Tafel von Aachen-Südl limburg. *Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen*, 29 : 469-482.
- ALLEN, J.R.L., 1979. Old Red Sandstone facies in external basins, with particular reference to southern Britain. *Spec. Pap. Paleontology*, 23 : 65-80.
- ANCION, Ch., 1960. Le Namurien et le Famennien de la vallée de la Berwinne aux environs du Val-Dieu (Nord-Est de Liège). *C. R. 4e Congr. Strat. Géol. Carbonifère Heerlen 1958*, 1 : XXXVII-XLI.
- ANDRÉ, L., 1991. The concealed crystalline basement in Belgium and the 'Brabantia' microplate concept : constraints from the Caledonian magmatic and sedimentary rocks. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 114 : 117-139.
- ARAMBURU, C., 1995. El Precámbrico y el Paleozoico inferior. In : ARAMBURU, C. & BASTIDA, F. (eds), *Geología de Asturias*. Ed. Treà Gijon, ISBN 84-89427-30-5 : 35-50.
- ARNOLD, H., BALKE, K.D., BRAUN, F.J., HEIDE, G., HERBST, G., HOYER, P., KNAPP, G., KNAUFF, W., PIRLING, R., QUITZOW, H.W., SIEBERT, G., THIERMANN, A. & THOME, K.N., 1978. Geologie am Niederrhein. Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen Krefeld : 47 p.
- BATTEN, D.J., DUPAGNE-KIEVITS, J. & LISTER, J.K., 1988. Palynology of the Upper-Cretaceous Aachen Formation of Northeastern Belgium. In : STREEL, M. & BLESS, M.J.M. (eds), *The Chalk District of the Euregio Meuse-Rhine - selected papers on Upper Cretaceous deposits*, ISBN 90-70705-04-4, Nat. Hist. Museum and Lab. Paléont. Univ. Liège : 95-103.
- BENTON, M.J. & WALKER, A.D., 1985. Palaeoecology, taphonomy, and dating of Permo-Triassic reptiles from Elgin, North-East Scotland. *Palaeontology*, 28 : 207-234.
- BERGSTRÖM, S.M., 1990. Relations between conodont provincialism and the changing palaeogeography during the Early Palaeozoic. In : MCKERROW, W.S. & SCOTese, C.R. (eds), *Palaeozoic palaeogeography and biogeography*, *Geol. Soc. Mem.*, 12 : 105-121.
- BERRY, W.B.N. & WILDE, P., 1990. Graptolite biogeography : implications for palaeogeography and palaeoceanography. In : MCKERROW, W.S. & SCOTese, C.R. (eds), *Palaeozoic palaeogeography and biogeography*, *Geol. Soc. Mem.*, 12 : 129-137.
- BISSCHOFF, H.F.J. & RITZERFELD, W., 1981. Fossile Wasserläufe in Steinkohlenflöze. In : STOPPEL, D. & BLESS, M.J.M. (eds), *Flözunregelmäßigkeiten im Oberkarbon*. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 35 : 299-302.
- BLESS, M.J.M., 1973. The history of the Finefrau Nebenbank Marine Band (Lower Westphalian A) in South Limburg (the Netherlands) - a case of interaction between paleogeography, paleotectonics and paleoecology. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 24 : 57-103.
- BLESS, M.J.M., 1991a. Immigranten uit Noord-Afrika en Zuid-Europa in de Laat-Krijtzee van Noord-Europa. *Grondboor en Hamer*, 1991-4 : 73-83.
- BLESS, M.J.M., 1991b. Eustatic sea level rise and depth of a Late Cretaceous epicontinental sea : an example from NW Europe. *Geol. Mijnbouw*, 70 : 339-346.
- BLESS, M.J.M. & BOUCKAERT, J., 1988. Suggestions for a deep seismic investigation north of the Variscan mobile belt in the SE Netherlands. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 111 : 229-241.
- BLESS, M.J.M. & FERNÁNDEZ NARVAIZA, M.C., 1993. Onder de Euregio - de verbinding tussen landschap en geologie in de Euregio Maas-Rijn. *Mém. Explic. Cartes Géol. Min. Belgique*, 34 : 181 p.
- BLESS, M.J.M. & FERNÁNDEZ NARVAIZA, M.C., 1994. Met loep en lepel rond Aachen, Gulpen en Maastricht - op zoek naar het Krijt in de Euregio Maas-Rijn. Afd. Limburg Nederlandse Geol. Ver., ISBN 90-801523-3-1 : 240 p.

- BLESS, M.J.M. & FERNÁNDEZ NARVAIZA, M.C., 1996a. De Euregio Maas-Rijn op drift. *Prof. Pap. Min. Economische Zaken Belgische Geol. Dienst*, 280 : 48 p.
- BLESS, M.J.M. & FERNÁNDEZ NARVAIZA, M.C., 1996b. Het veranderend landschap in de Euregio Maas-Rijn. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 118 : 1-93.
- BLESS, M.J.M. & FERNÁNDEZ NARVAIZA, M.C., 1996c-e. Op zoek naar het verloren landschap in de Euregio Maas-Rijn. *Sprekende Bodem*, 40-2 : 3-46 (1996c); 40-3 : 67-77 (1996d); 40-4 : 101-107 (1996e).
- BLESS, M.J.M. & FERNÁNDEZ NARVAIZA, M.C., 1997a-b. Op zoek naar het verloren landschap in de Euregio Maas-Rijn. *Sprekende Bodem*, 41-2 : 37-48 (1997a); 41-3: 63-75 (1997b).
- BLESS, M.J.M. & FERNÁNDEZ NARVAIZA, M.C., 1997c. L'inondation par la mer, étape par étape, de la Vêquée, entre Hockai et la Baraque-Michel, au cours du Crétacé récent. *Hautes Fagnes*, 1997-1 : 17-26.
- BLESS, M.J.M. & STREEL, M., 1976. The occurrence of reworked miospores in a Westphalian C microflora from South Limburg (the Netherlands) and its bearing on paleogeography. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 27 : 1-39.
- BLESS, M.J.M., BECKER, R.T., HIGGS, K., PAPROTH, E. & STREEL, M., 1993. Eustatic cycles around the Devonian-Carboniferous boundary and the sedimentary and fossil record in Sauerland (Federal Republic of Germany). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 115 : 689-702.
- BLESS, M.J.M., BOUCKAERT, J., CALVER, M.A., GRAULICH, J.M. & PAPROTH, E., 1977. Paleogeography of Upper Westphalian deposits in NW Europe with reference to the Westphalian C north of the mobile Variscan belt. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 28 : 101-147.
- BLESS, M.J.M., BOONEN, P., BOUCKAERT, J., BRAUCKMANN, C., CONIL, R., DUSAR, M., FELDER, P.J., FELDER, W.M., GÖKDAG, H., KOCKEL, F., LALOUX, M., LANGGUTH, H.R., VAN DER MEER MOHR, C.G., MEESSEN, J.P.M.Th., OP HET VELD, F., PAPROTH, E., PIETZNER, H., PLUM, J., POTY, E., SCHERP, E., SCHULZ, R., STREEL, M., THOREZ, J., VAN ROOIJEN, P., VANGUESTAINE, M., VIESLET, J.L., WIERSMA, D.J., WINKLER PRINS, C.F. & WOLF, M., 1981. Preliminary report on lower Tertiary-upper Cretaceous and Dinantian-Famennian rocks in the boreholes Heugem-1/1a and Kastanjelaan-2 (Maastricht, the Netherlands). *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 35 : 333-415.
- BLESS, M.J.M., BOUCKAERT, J. & PAPROTH, E., 1984. Migration of facies belts as a response to continental drift during the late Devonian and Carboniferous. *Bull. Soc. belge Géol.*, 93 : 189-195.
- BLESS, M.J.M., BOUCKAERT, J. & PAPROTH, E., 1989. The Dinant Nappes : a model of tensional listric faulting inverted into compressional folding and thrusting. *Bull. Soc. belge Géol.*, 98 : 221-230.
- BLESS, M.J.M., BOUCKAERT, J., CONIL, R., GROESSENS, E., KASIG, W., PAPROTH, E., POTY, E., VAN STEENWINKEL, M., STREEL, M. & WALTER, R., 1980a. Pre-Permian depositional environments around the Brabant Massif in Belgium, the Netherlands and Germany. *Sed. Geol.*, 27 : 1-81.
- BLESS, M.J.M., BOSUM, W., BOUCKAERT, J., DÜRBAUM, H.J., KOCKEL, F., PAPROTH, E., QUERFURTH, H. & VAN ROOYEN, P., 1980b. Geophysikalische Untersuchungen am Ostrand des Brabanter Massivs in Belgien, den Niederlanden und der Bundesrepublik Deutschland. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 32 : 313-343.
- BLESS, M.J.M., BOUCKAERT, J., CAMELBEECK, T., DEJONGHE, L., DEMOULIN, A., DUPUIS, C., FELDER, P.J., GEUKENS, F., GULLENTOPS, F., HANCE, L., JAGT, J.W.M., JUVIGNÉ, 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., 1991a. The Stavelot Massif from Cambrian to Recent, a survey of the present state of knowledge. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 113 : 53-73.
- BLESS, M.J.M., CONIL, R., DEFOURNY, P., GROESSENS, E., HANCE, L. & HENNEBERT, M., 1980c. Stratigraphy and thickness variations of some Strunio-Dinantian deposits around the Brabant Massif. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 32 : 56-65.

- BLESS, M.J.M., DEMOULIN, A., FELDER, P.J., JAGT, J.W.M. & REYNDERS, J.P.H., 1991b. The Hautes Fagnes area (NE Belgium) as a monadnock during the Late Cretaceous. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 113 : 75-101.
- BLESS, M.J.M., DUSAR, M., FELDER, P.J. & SWENNEN, R., 1993. Lithology and biostratigraphy of Upper Cretaceous-Paleocene carbonates in the Molenbeersel borehole (NE Belgium). *Geol. Mijnbouw*, 71 : 239-257.
- BLESS, M.J.M., STREEL, M. & BECKER, G., 1988. Distribution and paleoenvironment of Devonian to Permian ostracode assemblages in Belgium with reference to some late Famennian to Permian marine nearshore to «brackish-water» assemblages dated by miospores. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 110 : 347-362.
- BLUMENSTENGEL, H., 1993. Ostracodes from the Devonian-Carboniferous boundary beds in Thuringia (Germany). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 115 : 483-489.
- BOENIGK, W., 1981. Die Gliederung der tertiären Braunkohlendeckschichten in der Ville (Niederrheinischen Bucht). *Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen*, 29 : 193-263.
- BOERSMA, J.R., VAN GELDER, A., DE GROOT, T. & PUIGDEFABREGAS, C., 1981. Formen fluviatiler Sedimentation in neogenen und jüngeren Ablagerungen im Braunkohlentagebau Frechen (Niederrheinische Bucht). *Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen*, 29 : 275-307.
- BOSCH, P.W., 1992. De herkomstgebieden van de Maasgesteenten. *Grondboor en Hamer*, 1992/3 : 57-64.
- BOUCKAERT, J. & DUSAR, M., 1987. Arguments géophysiques pour une tectonique cassante en Campine (Belgique) active au Paléozoïque supérieur et réactivée depuis le Jurassique supérieur. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 106 : 201-208.
- BOYD, M.J., 1984. The Upper Carboniferous tetrapod assemblage from Newsham, Northumberland. *Palaeontology*, 27 : 367-392.
- BULTYNCK, P., COEN-AUBERT, M., DEJONGHE, L., GODEFROID, J., HANCE, L., LACROIX, D., PREAT, A., STAINIER, P., STEEMANS, Ph., STREEL, M. & TOURNEUR, F., 1991. Les formations du Dévonien moyen de la Belgique. *Mém. Explic. Cartes Géol. Min. Belgique*, 30 : 106 p.
- BURGERS, W.J.F. & MULDER, G.G., 1991. Aspects of Late Jurassic and Cretaceous history of the Netherlands. *Geol. Mijnbouw*, 70 : 347-354.
- BURRETT, C., LONG, J. & STAIT, B., 1990. Early-Middle Palaeozoic biogeography of Asian terranes derived from Gondwana. In : MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (eds), Palaeozoic palaeogeography and biogeography, *Geol. Soc. Mem.*, 12 : 163-174.
- BUURMAN, P., JONGMANS, A.G., BROEKHUIZEN, J. & MIEDEMA, R., 1985. Genesis of the flint eluvium and related beds in South Limburg, The Netherlands. *Geol. Mijnbouw*, 64 : 89-102.
- CASIER, E., 1960. Les Iguanodons de Bernissart. *Instit. Roy. Sci. Nat. Belgique*, Bruxelles : 134 p.
- CEPEC, P., KOETHE, A., WEISS, W. & WOLFART, R., 1985. Paleogeographic evolution of the Atlantic Ocean during the Late Cretaceous - a synthesis of micropaleontological and lithological data from the Deep Sea Drilling Project and from adjacent continental areas. *Geol. Jb.*, B62 : 3-89.
- CNUUDE, C., DEJONGHE, L. & MAMET, B., 1986. Paléogéographie des formations givétiennes et frasniennes du Synclinorium de Verviers. *Prof. Pap. Serv. Géol. Belgique*, 225 : 45 p.
- COCKS, L.R.M. & FORTEY, R.A., 1990. Biogeography of Ordovician and Silurian faunas. In : MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (eds), Palaeozoic palaeogeography and biogeography. *Geol. Soc. Mem.*, 12 : 97-104.
- COLLINSON, M.E., 1990. Angiosperms. In : BRIGGS, D.E.G. & CROWTHER, P.R. (eds), Palaeobiology - a synthesis. Blackwell Sci. Publ., ISBN 0-632-02525-5 : 79-84.
- DE GEYTER, G., 1988. The Landen Formation. *Bull. Soc. belge Géol.*, 96 : 353-356.
- DEJONGHE, L. & JANS, D., 1983. Les gisements plombo-zincifères de l'est de la Belgique. *Chron. rech. min.*, 470 : 3-24.
- DEJONGHE, L. & MAMET, B., 1988. Paleogeography of two reef bearing Devonian formations, Verviers Synclinorium, Belgium. *Canadian Soc. Petrol. Mem.*, 14 : 599-606.

- DEJONGHE, L. & MELCHIOR, A., 1996. L'intrusion de la Helle (Hautes Fagnes, Belgique) et la minéralisation cupro-molybdénifère associée : synthèse bibliographique, données des sondages et interprétation globale. *Mem. Geol. Surv. Belgium*, 41 : 94 p.
- DEMOULIN, A., 1987. Les sables oligocènes du plateau des Hautes Fagnes : une synthèse. *Bull. Soc. belge Géol.*, 96 : 81-90.
- DEMOULIN, A., 1989. Les transgressions oligocènes sur le massif Ardenne-Eifel. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 112 : 215-224.
- DEMOULIN, A., 1994. L'origine de l'axe Sambre-Meuse. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 116 : 29-41.
- DEMYTTENAERE, R., 1988. De Post-Paleozoïsche geologische geschiedenis van Noord-België. Proefschrift Fac. Wetensch. Kath. Univ. Leuven : 175 p.
- DE SAPORTA, G. & MARION, A.F., 1873. Essai sur l'état de la végétation à l'époque des marnes heersiennes de Gelinden. *Mém. couronnés et Mém. Savants étrang., Acad. Roy. Sci. Lettres Beaux Arts Belgique*, 37 : 3-90.
- DE SAPORTA, G. & MARION, A.F., 1877. Révision de la flore heersienne de Gelinden d'après une collection appartenant au Comte G. de Looz. *Mém. couronnés et Mém. Savants étrang., Acad. Roy. Sci. Lettres Beaux Arts Belgique*, 41 : 1-112.
- DE VOS, W., VERNIERS, J., HERBOSCH, A. & VANGUESTAINE, M., 1993. A new geological map of the Brabant Massif, Belgium. *Geol. Mag.*, 130 : 605-611.
- DITCHFIELD, P.W., 1997. High northern palaeolatitude Jurassic-Cretaceous palaeotemperature variation : new data from Kong Karls Land, Svalbard. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 130 : 163-175.
- DOYLE, P. & MACDONALD, D.I.M., 1993. Belemnite battlefields. *Lethaia*, 26 : 65-80.
- DREESEN, R., 1993. Seam thickness and geological hazards forecasting in deep coal mining : a feasibility study from the Campine collieries (N-Belgium). *Bull. Soc. belge Géol.*, 101 : 209-254.
- DREESEN, R., BOSSIROY, D., DUSAR, M., FLORES, R.M. & VERKAEREN, P., 1995. Overview of the influence of synsedimentary tectonics and palaeo-fluvial systems on coal seam and sand body characteristics in the Westphalian C strata, Campine Basin, Belgium. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 82 : 215-232.
- DREESEN, R., KASIG, W., PAPROTH, E. & WILDER, H., 1985. Recent investigations within the Devonian and Carboniferous North and South of the Stavelot-Venn Massif. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 171 : 237-265.
- DURDEN, C.J., 1969. Pennsylvanian correlation using blattoid insects. *Canadian Journ. Earth Sci.*, 6 : 1159-1177.
- DUSAR, M. & LANGENAEKER, V., 1992. De oostrand van het Massief van Brabant, met beschrijving van de geologische verkenningsboring te Martenslinde. *Prof. Pap. Serv. Géol. Belgique*, 255 : 22 p.
- DUSAR, M., BLESS, M.J.M., BORREMANS, G., BURGER, K., DE LOOSE, J., FAIRON-DEMARET, M., FELDER, P.J., GULLENTOPS, F., LIE SUN FAN, MUCHEZ, Ph., PAPROTH, E., PIERART, P., ROSSA, H.G., SMOLDEREN, A., SOMERS, Y., STEURBAUT, E., STREEL, M., VIAENE, W., WITTE, H. & WOUTERS, L., 1987. De Steenkoolverkenningsboring Gruitrode-Ophovenderheide (Boring 172 van het Kempens Bekken) - Kaartblad Opoeteren, 63E224. *Prof. Pap. Serv. Géol. Belgique*, 230 : 235 p.
- ELORZA, J., GARCIA-GARMILLA, F. & JAGT, J.W.M., 1997. Diagenesis-related differences in isotopic and elemental composition of late Campanian and early Maastrichtian inoceramids and belemnites from NE Belgium: palaeoenvironmental implications. *Geol. Mijnbouw*, 74 : 349-360.
- EMMONS, W.H., THIEL, G.A., STAUFFER, C.R. & ALLISON, I.S., 1955. Geology, principles and processes. McGraw-Hill Book Co. New-York, LCCC 54-11756 : 638 p.
- ERDTMANN, B.D., 1991 The post-Cadomian early Paleozoic tectonostratigraphy of Germany (attempt at an analytical review). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 114 : 19-43.
- EVERAERTS, M., POITEVIN, Ch., DE VOS, W. & STERPIN, M., 1997. Integrated geophysical/geological modelling of the western Brabant Massif and structural implications. *Bull. Soc. belge Géol.*, 105 : 41-59.

- FAIRON-DEMARET, M., 1996. Les fruits et graines du Miocène de Bioul (Entre-Sambre-et-Meuse) - Étude qualitative, quantitative et considérations paléoécologiques. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 117 : 277-309.
- FELDER, P.J., 1996. Late Cretaceous (Santonian-Maastrichtian) sedimentation rates in the Maastricht (NL), Liège/Campine (B) and Aachen (D) areas. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 117 : 311-319.
- FELDER, P.J. & BLESS, M.J.M., 1989. Biostratigraphy and ecostratigraphy of Late Cretaceous deposits in the Kunrade area (South Limburg, SE Netherlands). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 112 : 31-45.
- FELDER, P.J. & BLESS, M.J.M., 1994. The Vijlen Chalk (early early to early late Maastrichtian) in its type area around Vijlen and Mamelis (southern Limburg, the Netherlands). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 116 : 61-85.
- FELDER, W.M., 1996. Historical overview of lithostratigraphic research on the Upper Cretaceous of southern Limburg, the Netherlands. *Geol. Mijnbouw*, 74 : 287-300.
- FELDER, W.M. & BOSCH, P.W., 1984. Geologische kaart van Zuid-Limburg en omgeving. Pré-Kwartair, 1:50.000. ISBN 90-12-04846-X, Rijks Geol. Dienst Haarlem.
- FELDER, W.M. & BOSCH, P.W., 1989. Geologische kaart van Zuid-Limburg en omgeving. Afzettingen van de Maas, 1:50.000. ISBN 90-12-05673-X, Rijks Geol. Dienst Haarlem.
- FICHTER, J., 1982. Tetrapodenfahrten aus dem Oberkarbon (Westfalium A und C) West- und Südwestdeutschlands. *Mainzer geowiss. Mitt.*, 11 : 33-77.
- FINNEY, S.C. & CHEN XU, 1990. The relationship of Ordovician graptolite provincialism to palaeogeography. In : MCKERROW, W.S. & SCOTese, C.R. (eds), Palaeozoic palaeogeography and biogeography, *Geol. Soc. Mem.*, 12 : 123-128.
- FLICK, H. & NESBOR, H.D., 1988. Der Vulkanismus in der Lahnmulde. *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F. 70 : 411-475.
- FLICK, H., HORN, M., NESBOR, H.D. & WENGERT, N., 1991. Eine subvulkanische Magmenkammer des devonischen Vulkanismus (Givet/Adorf-Phase) am Nordwestrand der Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge. *Geol. Jb. Hessen*, 119 : 45-76.
- FRAKES, L.A., 1986. Mesozoic-Cenozoic climatic history and causes of the glaciation. In : HSÜ, K.J. (ed.), Mesozoic and Cenozoic Oceans. *Geodynamic Series*, 15 : ISBN 0-87590-515-3 : 33-48.
- FRAKES, L.A., FRANCIS, J.E. & SYKTUS, J.L., 1992. Climate modes of the Phanerozoic - the history of the Earth's climate over the past 600 million years. Cambridge Univ. Press, ISBN 0-521-36627-5 : 274 p.
- FRANKE, D., 1994. The deformational history of the Caledonian terranes at Baltica's southwestern margin. *Z. geol. Wiss.*, 22 : 67-80.
- FRANZEN, J.L., 1990. Grube Messel. In : BRIGGS, D.E.G. & CROWTHER, P.R. (eds), Palaeobiology - a synthesis, Blackwell Sci. Publ. Oxford, ISBN 0-632-02525-5 : 289-294.
- FRIEDRICH, G., BLESS, M.J.M., VOGTMANN, J. & WIECHOWSKI, A., 1987. Lead-zinc mineralization in Dinantian rocks of the boreholes Thermae 2000 and Thermae 2002 (Valkenburg a/d Geul, the Netherlands). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 110 : 59-75.
- GEHMLICH, M., LINNEMANN, U., TICHOMIROVA, M., LÜTZNER, H. & BOMBACH, K., 1997. Datierung und Korrelation neoproterozoisch-frühpaläozoischer Profile des Schwarzbunger Antiklinoriums und der Elbezone auf der Basis der Geochronologie von Einzelzirkonen. *Z. geol. Wiss.*, 25 : 191-201.
- GELUK, M.C., DUIN, E.J.T.H., DUSAR, M., RIJKERS, R.H.B., VAN DEN BERG, M.W. & VAN ROOIJEN, P., 1994. Stratigraphy and tectonics on the Roer Valley Graben. *Geol. Mijnbouw*, 73 : 129-141.
- GERRIENNE, Ph., 1994. Inventaire des végétaux éodévoniens de Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 116 : 105-117.
- GLIESE, J. & HAGER, H., 1978. On brown coal resources in the Lower Rhine Embayment (West Germany). *Geol. Mijnbouw*, 57 : 517-525.
- GODEFROIT, P., 1994. Les reptiles marins du Toarcien (Jurassique inférieur) belgo-luxembourgeois. *Mém. Explic. Cartes Géol. Belgique*, 39 : 98 p.

- GODEFROIT, P., 1996. Biodiversité des reptiles marins du Jurassique inférieur belgo-luxembourgeois. *Bull. Soc. belge Géol.*, 104 : 67-76.
- GRAS, R., 1995. Late Cretaceous sedimentation and tectonic inversion, southern Netherlands. *Geol. Mijnbouw*, 74 : 117-127.
- GROESSENS, E. & GROESSENS-VAN DYCK, M.C., 1995. Stop 5-1. Maredsous abbey & tunnel of Maredsous trench. In : Blicq, A. (ed.), Guidebook for IGCP 328/SDS Joint Field Trip Boulonnais (France) - Ardenne (Belgium), September 9-15, 1995. VIIIth Intern. Meeting on Early Vertebrates/Lower Vertebrates, Paris-Lille, September 4-15, 1995 : 77-86.
- GUION, P.D., FULTON, I.M. & JONES, N.S., 1995. Sedimentary facies of the coalbearing Westphalian A and B north of the Wales-Brabant High. In : WHATELEY, M.K. & SPEARS, D. (eds), European Coal Geology. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 82 : 45-78.
- HAGER, H., 1981. Das Tertiär des Rheinischen Braunkohlenreviers, Ergebnisse und Probleme. *Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen*, 29 : 529-563.
- HANCE, L., STEEMANS, P., GOEMARE, E., SOMERS, Y., VANDENVEN, G., VANGUESTAINE, M. & VERNIERS, J., 1991. Nouvelles données sur la bande de Sambre-et-Meuse à Ombret (Huy, Belgique). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 114: 253-264.
- HANCE, L., DEJONGHE, L., FAIRON-DEMARET, M. & STEEMANS, Ph., 1996. La formation de Pepinster dans le Synclinorium de Verviers, entre Pepinster et Eupen (Belgique) - contexte structural et stratigraphie. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 117 : 75-93.
- HECKEL, P.H., 1994. Evaluation of evidence for glacio-eustatic control over marine Pennsylvanian cyclothems in North-America and consideration of possible tectonic effects. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, ISBN 1-56576-017-4, 4 : 65-87.
- HERBOSCH, A., VANGUESTAINE, M., DEGARDIN, J.M., DEJONGHE, L., FAGEL, N. & SERVAIS, T., 1991. Étude lithostratigraphique, biostratigraphique et sédimentologique du sondage de Lessines (bord méridional du Massif du Brabant). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 114: 195-212.
- HERNGREEN, G.F.W. & DE BOER, K.F., 1974. Palynology of Rhaetian, Liassic and Dogger strata in the eastern Netherlands. *Geol. Mijnbouw*, 53 : 343-368.
- HOFFMANN, N. & FRANKE, D., 1997. The Avalonia-Baltica suture in NE Germany - New constraints and alternative interpretations. *Z. geol. Wiss.*, 25 : 3-14.
- HOLLMANN, G. & WALTER, R., 1995. The Variscan deformation front between Stavelot-Venn Anticline and Brabant Massif - a balanced geological cross section along the Liège-Theux traverse. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1995-2 : 92-104.
- HOUSE, M.R., 1993. Earliest Carboniferous goniatite recovery after the Hangenberg event. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 115: 559-579.
- HUBBARD, R.N.L.B. & BOULTER, M.C., 1997. Mid Mesozoic floras and climates. *Palaeontology*, 40 : 43-70.
- JUVIGNÉ, E. & RENARD, F., 1992a. Les terrasses de la Meuse de Liège à Maastricht. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 115 : 167-186.
- JUVIGNÉ, E. & RENARD, F., 1992b. Les formations post-crétacées de la carrière CBF à Lixhe/Visé (Belgique). *Bull. Soc. belge Géol.*, 100 : 163-175.
- KASIG, W., 1980a. Cyclic sedimentation in a Middle-Upper Devonian shelf environment in the Aachen region, F.R.G. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 32 : 26-29.
- KASIG, W., 1980b. Dinantian carbonates in the Aachen region, F.R.G. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 32 : 44-52.
- KASIG, W. & NEUMANN-MAHLKAU, P., 1969. Die Entwicklung des Eifeliums in Old-Red-Fazies zur Riff-Fazies im Givetium und Unteren Frasnium am Nordrand des Hohen Venns (Belgien-Deutschland). *Geol. Mitt.*, 8 : 327-388.
- KATZUNG, G., GIESE, U., MALETZ, J., SERVAIS, Th. & VAN GROOTEL, G., 1995. The eastern end of Avalonia : continuation into northern central Europe. In : COOPER, J.D., DROSER, M.L. & FINNEY, S.C. (eds), Ordovician Odyssey : short papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System, Las Vegas, June 1995, Pacific section Society for Sedimentary Geology (SEPM) : 233-236.

- KEMPER, E., 1987. Das Klima der Kreide-Zeit. *Geol. Jb.*, A96 : 5-185.
- KIMPE, W.F.M., BLESS, M.J.M., BOUCKAERT, J., CONIL, R., GROESSENS, E., MEESSEN, J.P.M.Th., POTY, E., STREEL, M., THOREZ, J. & VANGUESTAINE, M., 1978. Paleozoic deposits east of the Brabant Massif in Belgium and the Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 30 : 38-101.
- KOCKEL, F., 1995. Structural and palaeogeographical development of the German North Sea sector. *Beiträge zur regionalen Geologie der Erde*, ISBN 3-443-11026-6, 26 : 96 p.
- KORN, D., 1993. The ammonoid faunal change near the Devonian-Carboniferous boundary. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 115 : 581-593.
- KORN, D., CLAUSEN, C.D., BELKA, Z., LEUTERITZ, K., LUPPOLD, F.W., FEIST, R. & WEYER, D., 1994. *Geol. Paläont. Westfalen*, 29 : 97-147.
- KRAMM, U., 1976. The coticule rocks (spessartine quartzites) of the Venn-Stavelot-Massif, Ardennes, a volcanoclastic metasediment ? *Contr. Mineral. Petrol.*, 56 : 135-155.
- KRAMM, U., 1980. Herkunft und Ablagerungsmilieu der manganreichen ordovizischen Gesteine des Venn-Stavelot-Massivs, Ardennen. *Z. deutsch. geol. Ges.*, 131 : 867-888.
- KRAMM, U., 1982. Die Metamorphose des Venn-Stavelot-Massivs, nordwestliches Rheinisches Schiefergebirge : Grad, Alter und Ursache. *Decheniana*, 135 : 121-178.
- KRAUSS, M., 1994. The tectonic structure below the southern Baltic Sea and its evolution. *Z. geol. Wiss.*, 22 : 19-32.
- KUYL, O.S., 1980. Blad Heerlen, Toelichtingen bij de geologische kaart van Nederland 1:50.000. Rijks Geol. Dienst Haarlem : 206 p.
- LAMENS, J., 1986. Depositional history of Salmian (Lower Ordovician) sediments in Belgium. *Aardk. Meded.*, 3 : 125-138.
- LAMENS, J. & GEUKENS, F., 1985a. Volcanic activity in the Lower Ordovician of the Stavelot Massif, Belgium. *Meded. Kon. Acad. Wetensch.*, 46 : 13 p.
- LAMENS, J. & GEUKENS, F., 1985b. Sedimentary structures in the Lower Salmian of the Stavelot Massif (Belgium) as indications of turbidite sedimentation. *Bull. Soc. belge Géol.*, 94 : 29-40.
- LEGRAND, R., 1968. Le Massif du Brabant. *Mém. Explic. Cartes Géol. Belgique*, 9 : 148 p.
- LEWIN, R., 1982. Thread of life. Smithsonian Institution, ISBN 0-89599-010-5 : 256 p.
- LIEBAU, A., 1978. Paläobathymetrische und paläoklimatische Veränderungen im Mikrofaunenbild der Maastrichter Tuffkreide. *N. Jb. Geol. Paläont.*, Abh. 157 : 233-237.
- LINDHOLM, K., 1991. Ordovician graptolites from the early Hunneberg of southern Scandinavia. *Palaeontology*, 34 : 283-327.
- LOBOZIAK, S., STREEL, M., CAPUTO, M.V. & DE MELO, J.H.G., 1992. Middle Devonian to Lower Carboniferous miospore stratigraphy in the central Parnaíba Basin (Brazil). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 115 : 215-226.
- MACAR, P., 1973. Structures sédimentaires diverses dans le coticule du bord sud du Massif de Stavelot. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 96 : 133-155.
- MAYNARD, J.R., HOFMANN, W., DUNAY, R.E., BENTHAM, P.N., DEAN, K.P. & WATSON, I., 1997. The Carboniferous of western Europe : the development of a petroleum system. *Petroleum Geosci.*, 3 : 97-115.
- MEIJER, T., 1985. The Pre-Weichselian non-marine molluscan fauna from Maastricht-Belvédère (Southern Limburg, the Netherlands). *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 39 : 75-103.
- MEYER, W., 1993. Geologischer Wanderführer : Eifel - Ein Reiseführer für Naturfreunde. Gondrom, Bindbach, ISBN 3-8112-0978-7 : 111 p.
- MEYER, W. & STETS, J., 1980. Zur Paläogeographie von Unter- und Mitteldevon im westlichen und zentralen Rheinischen Schiefergebirge. *Z. deutsch. geol. Ges.*, 131 : 725-751.
- MEYER, W., STOLTIDIS, I. & WINTER, J., 1977. Geologische Exkursion in den Raum Weyer - Schuld - Heyroth - Niederehe - Uexheim - Ahütte. *Decheniana*, 130 : 322-334.
- MICHOT, P., 1988. Le Synclinorium de Herve. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 110 : 101-188.
- MOODY, R., 1981. De prehistorische wereld. ICOB, Alphen a/d Rijn, ISBN 90-6113-117-0 : 319 p.

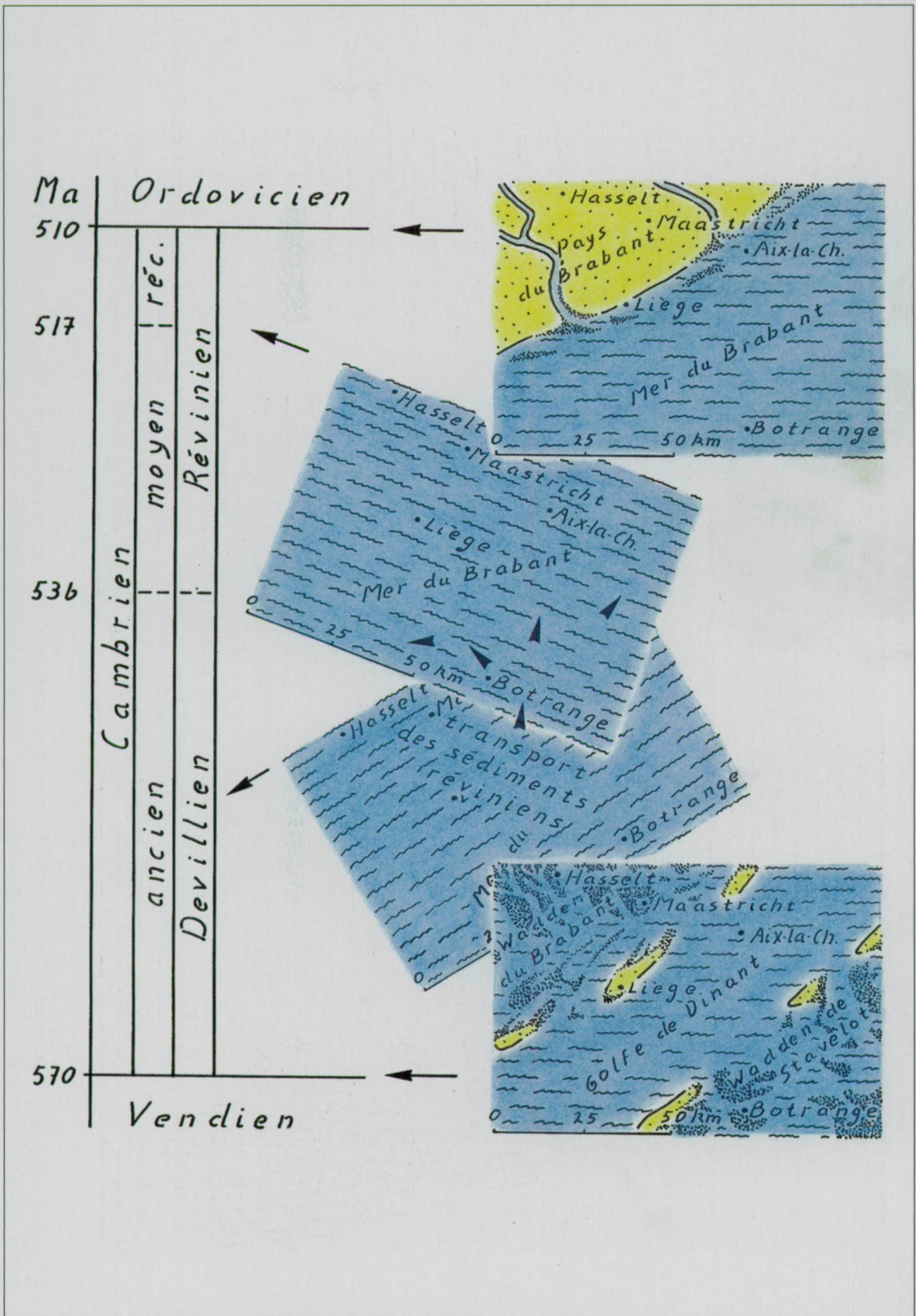
- MORTELMANS, G., 1955. Considérations sur la structure tectonique et la stratigraphie du Massif du Brabant. *Bull. Soc. Géol. Paléont. Hydrol. Belgique*, 64 : 179-216.
- MUCHEZ, Ph., VIAENE, W., WOLF, M. & BOUCKAERT, J., 1987. Sedimentology, coalification pattern and paleogeography of the Campine-Brabant Basin during the Viséan. *Geol. Mijnbouw*, 66 : 313-326.
- MUCHEZ, Ph., SLOBODNIK, M., VIAENE, W.A. & KEPPENS, E., 1995. Geochemical constraints on the origin and migration of palaeofluids at the northern margin of the Variscan foreland, southern Belgium. *Sediment. Geol.*, 96 : 191-200.
- MULDER, E.W.A., 1984. Resten van *Telmatosaurus* (Ornithischia, Hadrosauridae) uit het Boven-Krijt van Zuid-Limburg. *Grondboor en Hamer*, 1984-3/4 : 108-115.
- NESBOR, H.D., BUGGISCH, W., FLICK, H., HORN, M. & LIPPERT, H.J., 1993. Fazielle und paläogeographische Entwicklung vulkanisch geprägter mariner Becken am Beispiel des Lahn-Dill-Gebietes. *Geol. Abh. Hessen*, 98 : 3-87.
- NIENHUYS, C.M., 1996. Het Brabants Vulkanisme. *Staringia*, 8 : 50 p.
- NORMAN, D.B., 1993. De fantastische wereld van de dinosaurïers. Standaard Antwerpen, ISBN 90-02-19434-X : 192 p.
- NORMAND, S., 1993. Étude palynologique quantitative du Maastrichtien supérieur dans les carrières CBR à Halembaye et Enci à Maastricht. Thèse lic. sci. géol. min., Univ. Liège : 58 p.
- PAGNIER, H.J.M. & VAN TONGEREN, P.C.H., 1996. Upper Carboniferous of borehole 'De Lutte-6' and evaluation of the Tubbergen Formation in the eastern and southeastern parts of the Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 55 : 3-30.
- PAPROTH, E., 1991. Devonian paleogeographic development in Germany and adjacent areas. *Berichte DGMK Deutsche Wiss. Ges. Erdöl Erdgas Kohle Forschungsber.*, 468 : 33-52.
- PAPROTH, E., DREESEN, R. & THOREZ, J., 1986. Famennian paleogeography and event stratigraphy of northwestern Europe. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 109 : 175-186.
- PAPROTH, E., DUSAR, M., VERKAEREN, P. & BLESS, M.J.M., 1996. Stratigraphy and cyclic nature of Lower Westphalian deposits in the boreholes KB174 and KB206 in the Belgian Campine. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 117 : 169-189.
- PATIJN, R.J.H. & KIMPE, W.F.M., 1961. De kaart van het Carboon-oppervlak, de profielen en de kaart van het dekterrein van het Zuid-Limburgs mijngebied en staatsmijn Beatrix met omgeving. *Meded. Geol. Sticht.*, Ser. C, 44 : 5-12.
- PEARSON, R., 1978. *Climate and Evolution*. Acad. Press London, ISBN 0-12-548250-7 : 274 p.
- PETERS, H., 1981. Strukturelle Flözunregelmäßigkeiten infolge sedimentärer Einlagerungen in Flöz E = Flöz Großlangenberg im Feld der Grube Anna. In : STOPPEL, D. & BLESS, M.J.M. (eds), Flözunregelmäßigkeiten im Oberkarbon, *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 35 : 271-281.
- PHARAOH, T.C., MERRIMAN, R.J., EVANS, J.A., BREWER, T.S., WEBB, P.C. & SMITH, N.P.J., 1991. Early Palaeozoic arc-related volcanism in the concealed Caledonides of southern Britain. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 114 : 63-91.
- PHARAOH, T.C., BREWER, T.S. & WEBB, P.C., 1993. Subduction-related magmatism of late Ordovician age in eastern England. *Geol. Mag.*, 130 : 647-656.
- PISSART, A., 1975. La Meuse en France et en Belgique; formation du bassin hydrographique; les terrasses et leurs enseignements. In : MACAR, P. (ed), L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale, Centenaire de la Société Géologique de Belgique, Liège 1971 : 105-131.
- PISSART, A. & LAMBOT, P., 1990. Les mouvements actuels du sol en Belgique; comparaison de deux nivellements IGN (1946-1948 et 1976-1980). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 112 : 495-504.
- POTY, E., 1982. The Devonian and Dinantian of the Visé area, NE Belgium. *Publ. Natuurhist. Gen. Limburg*, 32 : 40-43.
- POTY, E., 1991. Tectonique de blocs dans le prolongement oriental du Massif du Brabant. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 114 : 265-275.
- REDECKE, P., 1992. Zur Geochemie und Genese variszischer und postvariszischer Buntmetall-mineralisation in der Nordeifel und der Niederrheinischen Bucht. *Mitt. Mineral. Lagerstättenkunde RWTH Aachen*, 41 : 152 p.

- REIJERS, T.J.A., 1984. Devonian carbonate facies patterns in the Dinant Synclinorium, Belgium. *Geol. Mijnbouw*, 63 : 19-29.
- RGD & NOGEPa, 1993. Geological timescale for the Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 50 : ann. A.1.
- RIBBERT, K.H., 1992. Erläuterungen zu Blatt C5502 Aachen, Geol. Kt. Nordrhein-Westfalen 1 : 100.000, C5502. Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen Krefeld, ISBN 3-86029-378-8 : 84 p.
- RICHTER, D., 1985. Aachen und Umgebung. Nordeifel und Ardennen mit Vorland. Sammlung Geol. Führer, Borntraeger Berlin-Stuttgart, ISBN 3443-150446 : 302 p.
- ROBASZYNSKI, F. & DUPUIS, C., 1983. Belgique. Guides Géol. Régionaux, Masson Paris, ISBN 2-225-75394-6 : 204 p.
- ROBASZYNSKI, F., BLESS, M.J.M., FELDER, P.J., FOUCHER, J.C., LEGOUX, O., MANIVIT, H., MEESEN, J.P.M.Th. & VAN DER TUUK, L., 1985. The Campanian-Maastrichtian boundary in the chalky facies close to the type-Maastrichtian area. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 9 (1) : 113 p.
- ROCHE, M., 1994. Les spores remaniées du Carbonifère dans le Jurassique du Bassin de Paris pourraient provenir du Massif du Brabant. Thèse annexe Univ. Liège.
- ROEBROEKS, W., 1985. Archaeological research at the Maastricht - Belvédère pit : a review. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 39 : 109-118.
- ROOS, K.C., 1965. Enige bijzondere vondsten uit het Limburgse Krijt. Jaarboek 1965 Nederlandse Geol. Ver. Afd. Limburg : 37-41.
- SCHMIDT, H.J., 1994. Sedimentologie und Paläoökologie des Frasniums im Massif de la Vesdre - Belgien. *Aachener Geowiss. Beiträge*, 5 : 272 p.
- SCHWEITZER, H.J., 1983. Die Unterdevonflora des Rheinlandes, Teil I. *Palaeontographica*, B189 : 138 p.
- SCOTese, C.R. & BARRETT, S.F., 1990. Gondwana's movement over the South Pole during the Palaeozoic : evidence from lithological indicators of climate. In : MCKERROW, W.S. & SCOTese, C.R. (eds), Palaeozoic palaeogeography and biogeography. *Geol. Soc. Mem.*, 12 : 75-85.
- SCOTese, C.R. & MCKERROW, W.S., 1990. Revised World maps and introduction. In : MCKERROW, W.S. & SCOTese, C.R. (eds), Palaeozoic palaeogeography and biogeography. *Geol. Soc. Mem.*, 12 : 1-21.
- SCOTT, A.C., 1984. The early history of life on land. *Jour. Biol. Education*, 18 : 207-219.
- SERVAIS, T., 1991. Discovery of turbiditical levels in the Late Ordovician of the Sennette Valley (Brabant Massif, Belgium). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 114 : 247-251.
- SERVAIS, T. & MALETZ, J., 1992. Lower Llanvirn (Ordovician) graptolites and acritarchs from the «Assise de Huy», Bande de Sambre-et-Meuse, Belgium. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 115 : 265-285.
- SERVAIS, T., VANGUESTAINE, M. & HERBOSCH, A., 1993. Review of the stratigraphy of the Ordovician in the Brabant Massif, Belgium. *Geol. Mag.*, 130 : 699-710.
- SMITH, A.G., 1996. Some aspects of the Phanerozoic paleogeographic evolution of Europe. *Z. deutsch. geol. Ges.*, 147 : 147-168.
- SMITH, A.G., SMITH, D.G. & FUNNELL, B.M., 1994. Atlas of Mesozoic and Cenozoic coastlines. Cambridge Univ. Press, ISBN 0-521-45155-8 : 99 p.
- SMITH, T. & SMITH, R., 1996. Synthèse des données actuelles sur les vertébrés de la transition Paléocène-Éocène de Dormaal (Belgique). *Bull. Soc. belge Géol.*, 104 : 119-131.
- SMOLDEREN, A., 1987. Age range and origin of the limestone clasts of the Malmédy Conglomerate (Permian, Belgium). *Bull. Soc. belge Géol.*, 96 : 55-80.
- SPENCER, E.W., 1966. Geology - a survey of earth science. Third edition, Cromwell, New York, Library of Congress Card Number 65-12638 : 653 p.
- STANLEY, S.M., 1989. Uitsterven - rampen markeren elk nieuw begin. Natuur en techniek Maastricht, ISBN 90-70157-82-9 : 226 p.
- STEEMANS, Ph., 1989. Paléogéographie de l'Éodévonien ardennais et des régions limitrophes. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 112 : 103-119.

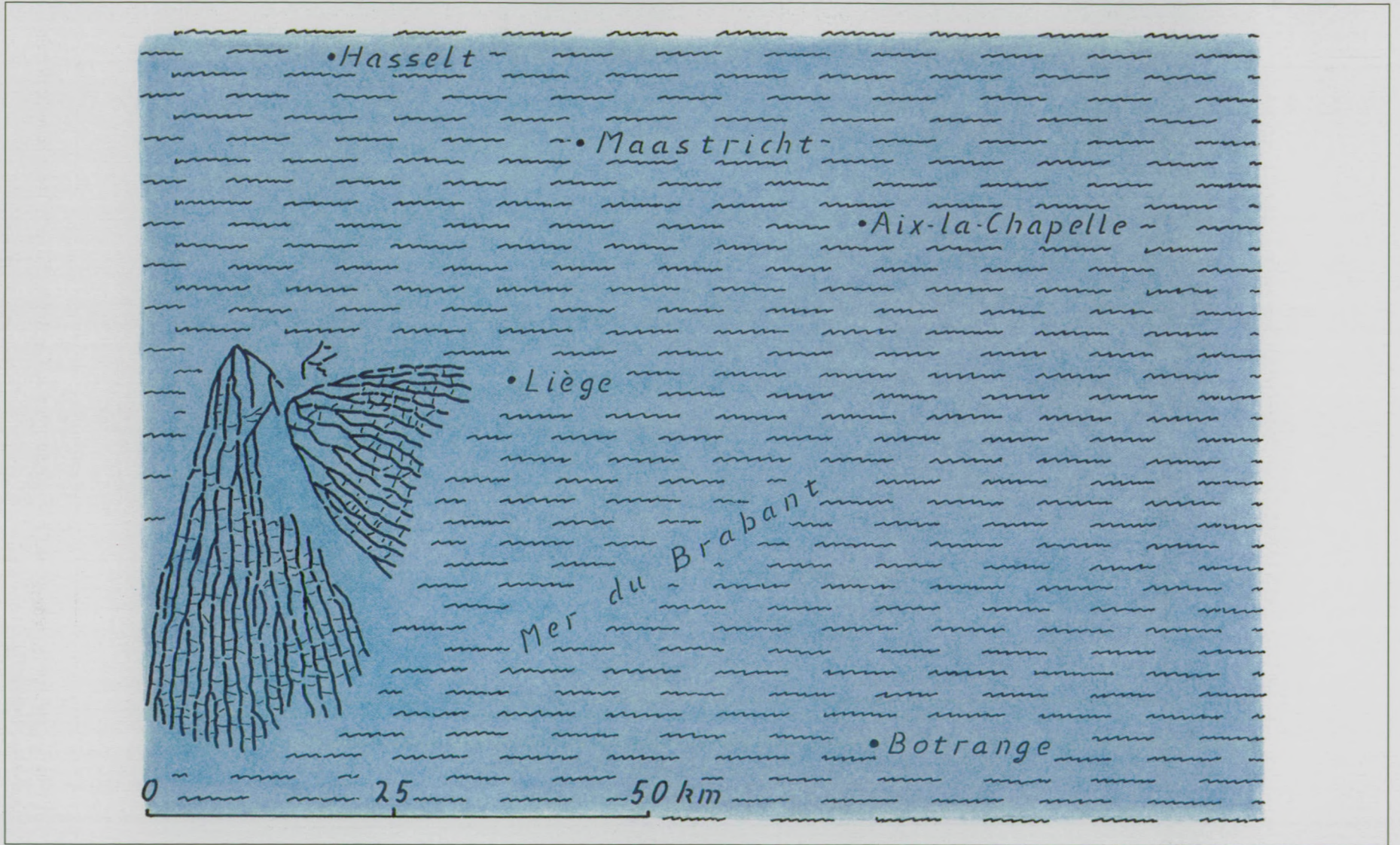
- STREEL, M., BICK, H., FAIRON-DEMARET, M., SCHUMACKER-LAMBRY, J. & VANGUESTAINE, M., 1977. Macro- et microfossiles végétaux dans le contexte litho- et biostratigraphique du Sénonien-Paléocène de la rive gauche de la Meuse au Nord de Liège, Belgique. Univ. d'État à Liège, Dépt. Paléobotanique : 87 p.
- STREEL, M., FELDER, P.J. & BLESS, M.J.M., 1994. Late Cretaceous between Aachen and Maastricht in the centre of the Meuse-Rhine Euregion. 4th European Palaeobotanical and Palynological Conference Heerlen/Kerkrade 1994, Excursion guide 2 : 10 p.
- STRUVE, W., 1963. Das Korallen-Meer der Eifel vor 300 Millionen Jahren - Funde, Deutungen, Probleme. *Natur und Museum*, 93 : 237-276.
- STRUVE, W., 1982. The Eifelian within the Devonian frame, history, boundaries, definitions. *Cour. Forsch. Instit. Senckenberg*, 55 : 401-432.
- TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R., 1971. Inkohlung. *Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen*, 19 : 69-72.
- TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R., 1979. Ein Inkohlungsprofil entlang der linksrheinischen Geotraverse von Schleiden nach Aachen und die Inkohlung in der Nord-Süd-Zone der Eifel. *Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen*, 27 : 323-355.
- THOMASSON, J.R. & VOORHIES, M.R., 1990. Grasslands and grazers. In : BRIGGS, D.E.G. & CROWTHER, P.R. (eds), *Palaeobiology - a synthesis*, Blackwell Sci. Publ., ISBN 0-632-02525-5 : 84-87.
- THOREZ, J. & BLESS, M.J.M., 1977. On the possible origin of the Lower Westphalian D Neeroeteren Sandstone (Campine, Belgium). *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 55 : 128-132.
- THOREZ, J. & DREESEN, R., 1986. A model of regressive depositional system around the Old Red Continent as exemplified by a field trip in the Upper Famennian «Psammites du Condroz» in Belgium. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 109 : 285-323.
- THORPE, R.S., GASKARTH, J.W. & HENNEY, P.J., 1993. Composite Ordovician lamprophyre (spessartite) intrusions around the Midlands Microcraton in central Britain. *Geol. Mag.*, 130 : 657-663.
- TORSVIK, T.H., SMETHURST, M.A., BRIDEN, J.C. & STURT, B.A., 1990. A review of Palaeozoic palaeomagnetic data from Europe and their palaeogeographical implications. In : McKERROW, W.S. & SCOTSE, C.R. (eds), *Palaeozoic palaeogeography and biogeography*, *Geol. Soc. Mem.*, 12 : 25-41.
- TORSVIK, T.H., SMETHURST, M.A., MEERT, J.G., VAN DER VOO, R., McKERROW, W.S., BRASIER, M.D., STURT, B.A. & WALDERHAUG, H.J., 1996. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic - a tale of Baltica and Laurentia. *Earth-Sci. Rev.*, 40 : 229-258.
- TOURNEUR, F., VANGUESTAINE, M., BUTTLER, C., MAMET, B., MOURAVIEFF, N., POTY, E. & PRÉAT, A., 1993. A preliminary study of Ashgill carbonate beds from the lower part of the Fosses Formation (Condroz, Belgium). *Geol. Mag.*, 130 : 673-679.
- TSIEN, H.H., 1971. The Middle and Upper Devonian reef-complexes of Belgium. *Petrol. Geol. Taiwan*, 8 : 119-173.
- VAN DE LAAR, J.G.M. & FERMONT, W.J.J., 1989. On-shore Carboniferous palynology of the Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 43 : 36-73.
- VAN DEN BERG, M.W., GROENEWOUD, W., LORENZ, G.K., LUBBERS, P.J., BRUS, D.J. & KROONENBERG, S.B., 1994. Patterns and velocities of recent crustal movements in the Dutch part of the Roer Valley rift system. *Geol. Mijnbouw*, 73 : 157-168.
- VANDENBERGHE, J., MÜCHER, H.J., ROEBROEKS, W. & GEMKE, D., 1985. Lithostratigraphy and palaeoenvironment of the Pleistocene deposits at Maastricht-Belvédère, southern Limburg, the Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 39 : 7-18.
- VAN DEN HAUTE, P. & VERCOUTERE, C., 1990. Apatite fission-track evidence for a Mesozoic uplift of the Brabant Massif : preliminary results. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 112 : 443-452.
- VAN DER MEER, M. & PAGNIER, H.J.M., 1996. The sediment petrography of sandstone bodies of borehole 'De Lutte-6' (East Twente, the Netherlands) and its regional significance. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 55 : 31-60.
- VAN DER SLUYS, J., 1992. Detrital heavy minerals as provenance indicators of Belgian Meso-Cenozoic sediments. *Bull. Soc. belge Géol.*, 100 : 177-193.

- VAN DER WEIJDEN, W.J.M., 1943. Die Macrofauna der Hervenschen Kreide mit besonderer Berücksichtigung der Lamellibranchiaten. *Meded. Geol. Stichting*, C-IV-2-1 : 139 p.
- VANGUESTAINE, M., 1979. Remaniements d'acritarches dans le Siegenien et l'Emsien (Dévonien inférieur) du Synclinorium de Dinant (Belgique). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 101 : 243-267.
- VANGUESTAINE, M., 1991. Datation par acritarches des couches cambro-trémadociennes les plus profondes du sondage de Lessines (bord méridional du Massif du Brabant, Belgique). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 114 : 213-231.
- VANGUESTAINE, M., 1992. Biostratigraphie par acritarches du Cambro-Ordovicien de Belgique et des régions limitrophes : synthèse et perspectives d'avenir. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 115 : 1-18.
- VAN KOLFSCHOTEN, T., 1985. The Middle Pleistocene (Saalian) and Late Pleistocene (Weichselian) mammal faunas from Maastricht-Belvédère (southern Limburg, the Netherlands). *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 39 : 45-74.
- VAN KOLFSCHOTEN, T. & ROEBROEKS, W., 1985. The Maastricht - Belvédère project : an intermediate synthesis. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 39 : 119-121.
- VAN LECKWIJCK, W.P., 1964. Le Namurien en Belgique et dans les régions limitrophes (stratigraphie, paléogéographie, paléontologie, sédimentologie, puissances). *Acad. Roy. Belgique, Cl. Sci. Mém., coll. 4, 2e série*, 16-2 : 3-58.
- VAN STAALDUINEN, C.J., VAN ADRICHEM BOOGAERT, H.A., BLESS, M.J.M., DOPPERT, J.W.C., HARSVELDT, H.M., VAN MONTFRANS, H.M., OELE, E., WERMUTH, R.A. & ZAGWIJN, W.H., 1979. The geology of the Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 31 : 9-49.
- VAN STEENWINKEL, M., 1980. Sedimentation and conodont stratigraphy of the Hastière Limestone, lowermost Dinantian, Anseremme, Belgium. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 32 : 30-33.
- VAN TONGEREN, P.C.H., 1988. OPAC-Project. Jaarverslag 1987 Rijks Geol. Dienst, Min. Econ. Zaken : 60-61.
- VAN WIJHE, D.H., 1987. Structural evolution of inverted basins in the Dutch offshore. *Tectonophysics*, 137 : 171-219.
- VERCOUTERE, C. & VAN DEN HAUTE, P., 1993. Post-Palaeozoic cooling and uplift of the Brabant massif as revealed by apatite fission track analysis. *Geol. Mag.*, 130 : 639-646.
- VERNIERS, J., 1983. The Silurian of the Méhaigne area (Brabant Massif, Belgium) - stratigraphy and features of the sedimentary basin. *Prof. Pap. Belgische Geol. Dienst*, 203 : 117 p.
- VERNIERS, J. & VAN GROOTEL, G., 1991. Review of the Silurian in the Brabant Massif, Belgium. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 114 : 163-193.
- VON DER BRELIE, G. & WOLF, M., 1981. «*Sequoia*» und *Sciadopitys* in den Braunkohlenmooren der Niederrheinischen Bucht. *Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen*, 29 : 177-191.
- VON HOEGEN, J., KRAMM, U. & WALTER, R., 1990. The Brabant Massif as part of Armorica/Gondwana - U-Pb isotopic evidence from detrital zircon. *Tectonophysics*, 185 : 37-50.
- VON HOEGEN, J., LEMME, B., ZIELINSKI, J. & WALTER, R., 1985. Cambrian and Lower Ordovician in the Stavelot-Venn Massif; a model for depositional history. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 171 : 217-235.
- VON WINTERFELD, C. & WALTER, R., 1993. Die variszische Deformationsfront des nordwestlichen Rheinischen Schiefergebirges - Ein bilanziertes geologisches Tiefenprofil über die Nordeifel. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1993-4 : 305-320.
- WALTER, R., 1978. Die geotektonische Entwicklung im nordwestlichen Mitteleuropa während des Altpaläozoikums. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1978/10 : 621-639.
- WALTER, R., 1980. Lower Paleozoic paleogeography of the Brabant Massif and its southern adjoining areas. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 32 : 14-25.
- WALTER, R., SPAETH, G. & KASIG, W., 1985. An outline of the geological structure of the northeastern Hohes Venn area and of its northern foreland. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 171 : 207-216.
- WIENECKE, K., 1983. Strukturelle Untersuchungen im Mesozoikum der Eifeler Nord-Süd-Zone. Dr. Thesis Rheinischer Friedrich-Wilhelms Univ. Bonn : 187 p.
- WINDLEY, B.F., 1986. The evolving continents. Wiley and Sons New-York, ISBN 0-471-90376-0 : 399 p.

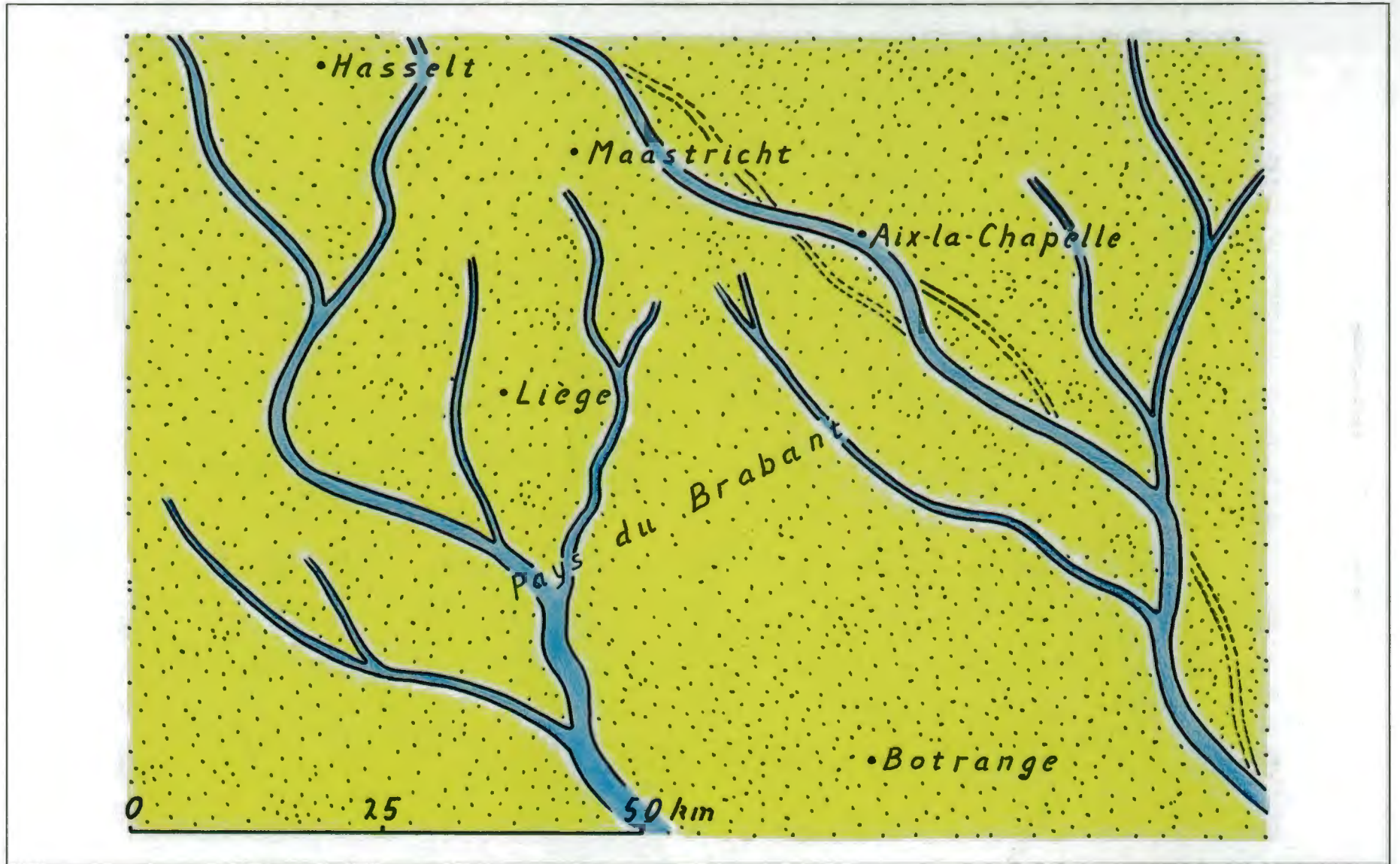
- WITZKE, B.J., 1990. Palaeoclimatic constraints for Palaeozoic palaeolatitudes of Laurentia and Euramerica. *In* : McKERROW, W.S. & SCOTese, C.R. (eds), Palaeozoic palaeogeography and biogeography. *Geol. Soc. Mem.*, 12 : 57-73.
- WOODCOCK, N.H., 1991. The Welsh, Anglian and Belgian Caledonides compared. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 114 : 5-17.
- WOUTERS, L., GULLENTOPS, F., BOLLE, L., DE LOOSE, J., VAN LISHOUT, S., & DUSAR, M., 1989. The sedimentology of the Neeroeteren Sandstone, Upper Westphalian, Kempen (well GD161 & 161b). *Aardk. Meded.*, 4 : 47-101.
- WREDE, V., 1985. Tiefentektonik des Aachen-Erkelenz Steinkohlengbietes. Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten. Geol. Landesamt Nordrhein Westfalen Krefeld : 9-103.
- YOUNG, G.C., 1990. Devonian vertebrate distribution patterns and cladistic analysis of palaeogeographic hypotheses. *In* : McKERROW, W.S. & SCOTese, C.R. (eds), Palaeozoic palaeogeography and biogeography. *Geol. Soc. Mem.*, 12 : 243-255.
- ZIEGLER, P.A., 1982. Geological atlas of western and central Europe. Elsevier Sci. Publ. Amsterdam, ISBN 0-444-42084-3 : 130 p.
- ZIEGLER, P.A., 1989. Evolution of Laurussia, a study in Late Palaeozoic Plate Tectonics. Kluwer Acad. Publ. Dordrecht, ISBN 0-7923-0428-4 : 102 p.
- ZIEGLER, P.A., 1990. Geological atlas of Western and Central Europe. Shell Intern. Petrol. Maatschappij, ISBN 90-6644-125-9 : 239 p.
- ZIEGLER, P.A., 1994. Cenozoic rift system of western and central Europe : an overview. *Geol. Mijnbouw*, 73 : 99-127.

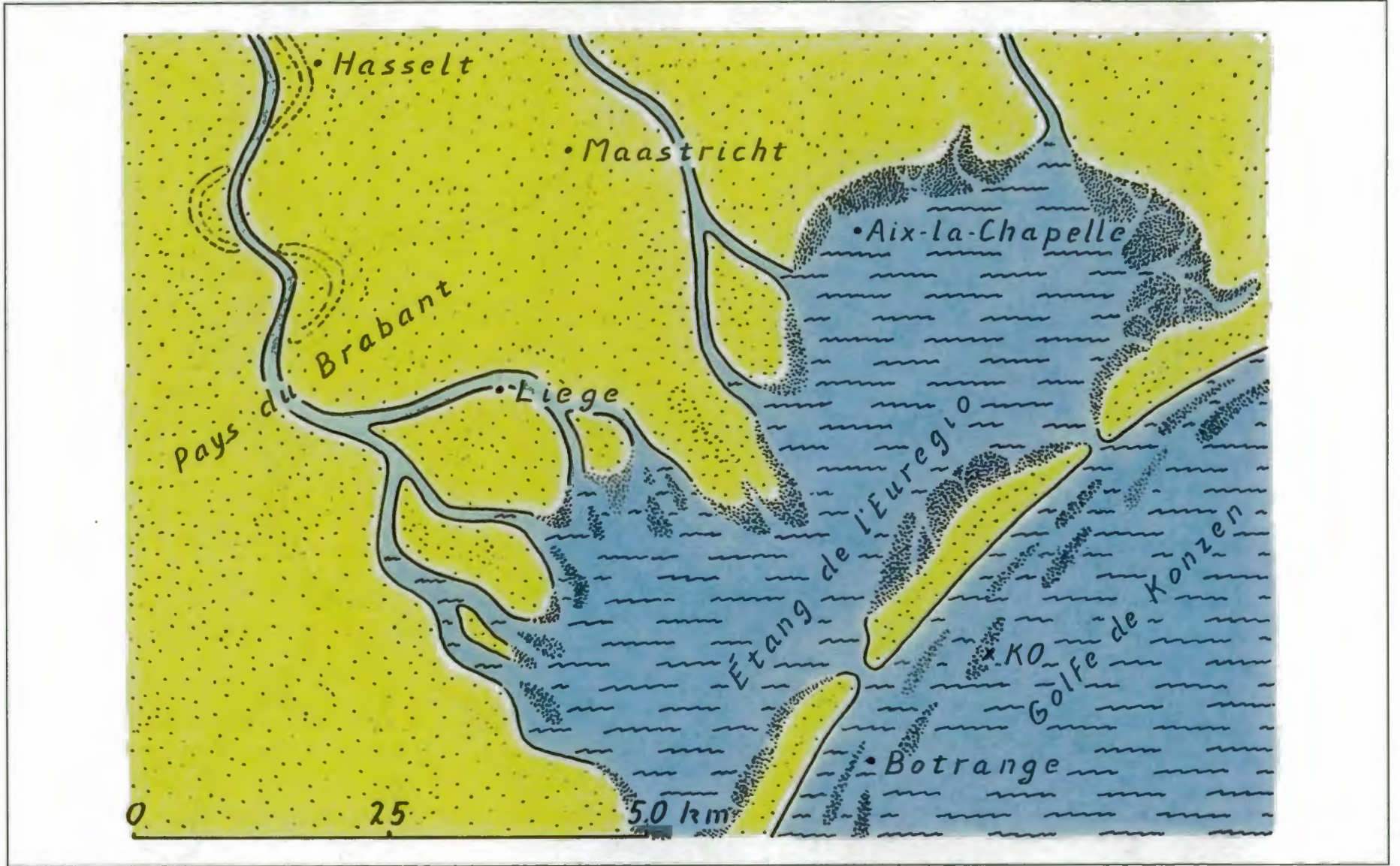


Carte 1. Évolution paléogéographique de l'Euregio au cours du Cambrien (570 à 510 Ma; Bless & Fernández Narvaiza, 1996e: fig. 2).

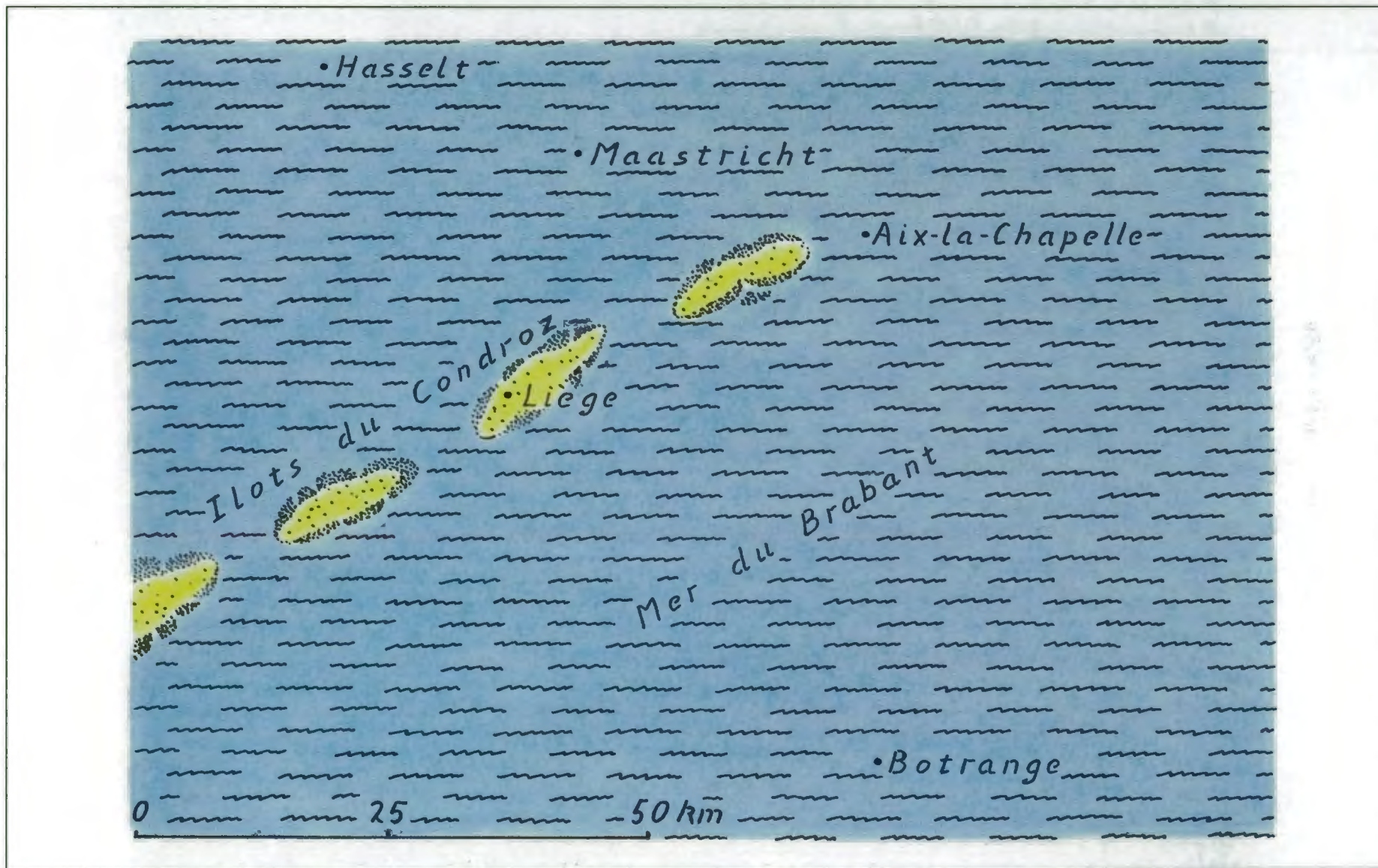


Carte 2. L'Euregio au cours du Trémadocien ancien (510 à 500 Ma). Les dépôts du Salmien 1 contiennent en différents endroits le graptolithe *Rhabdinopora* (antérieurement connu sous le nom de *Dictyonema*) *flabelliforme* (Bless & Fernández Narvaiza, 1996d: fig. 4).

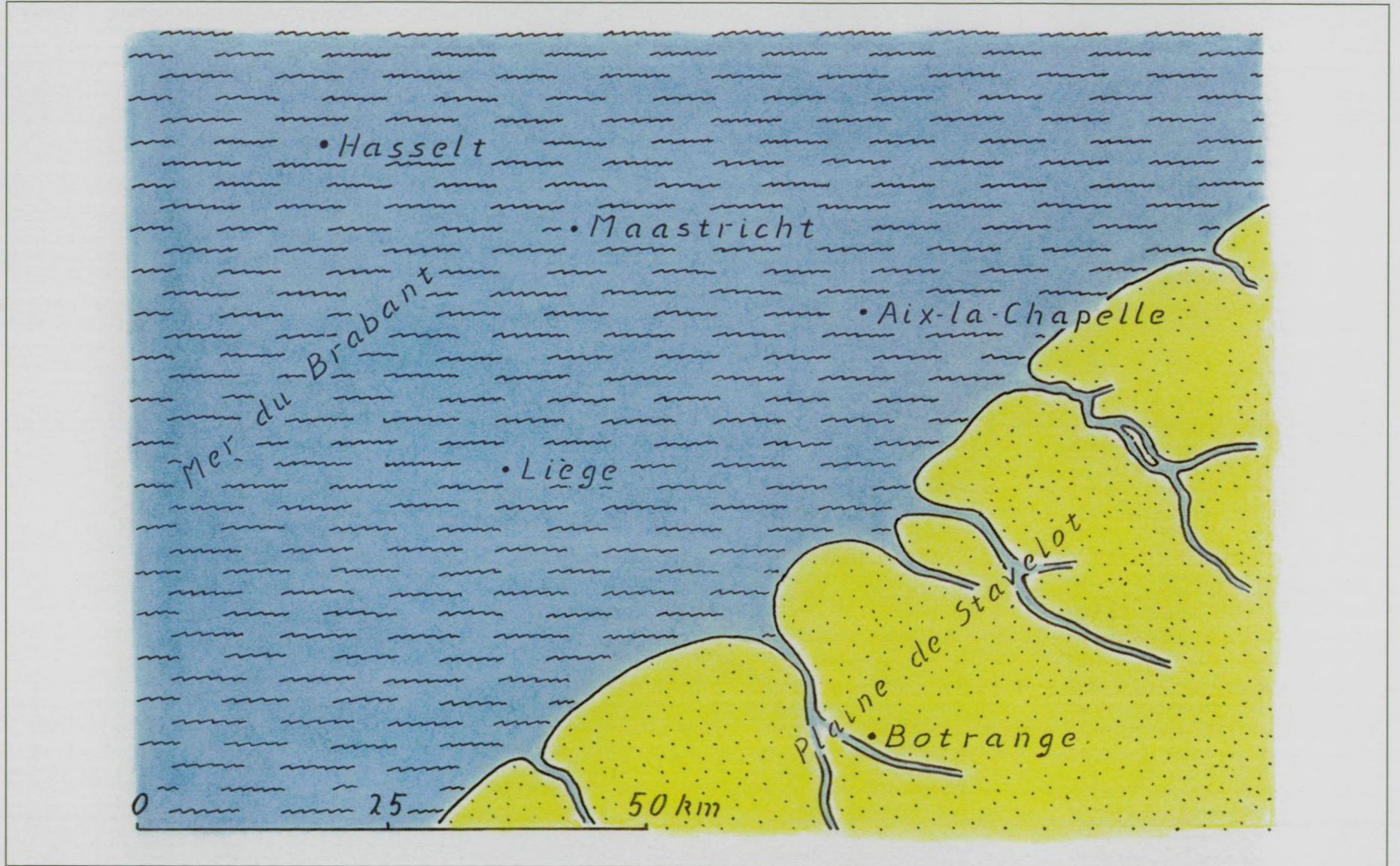




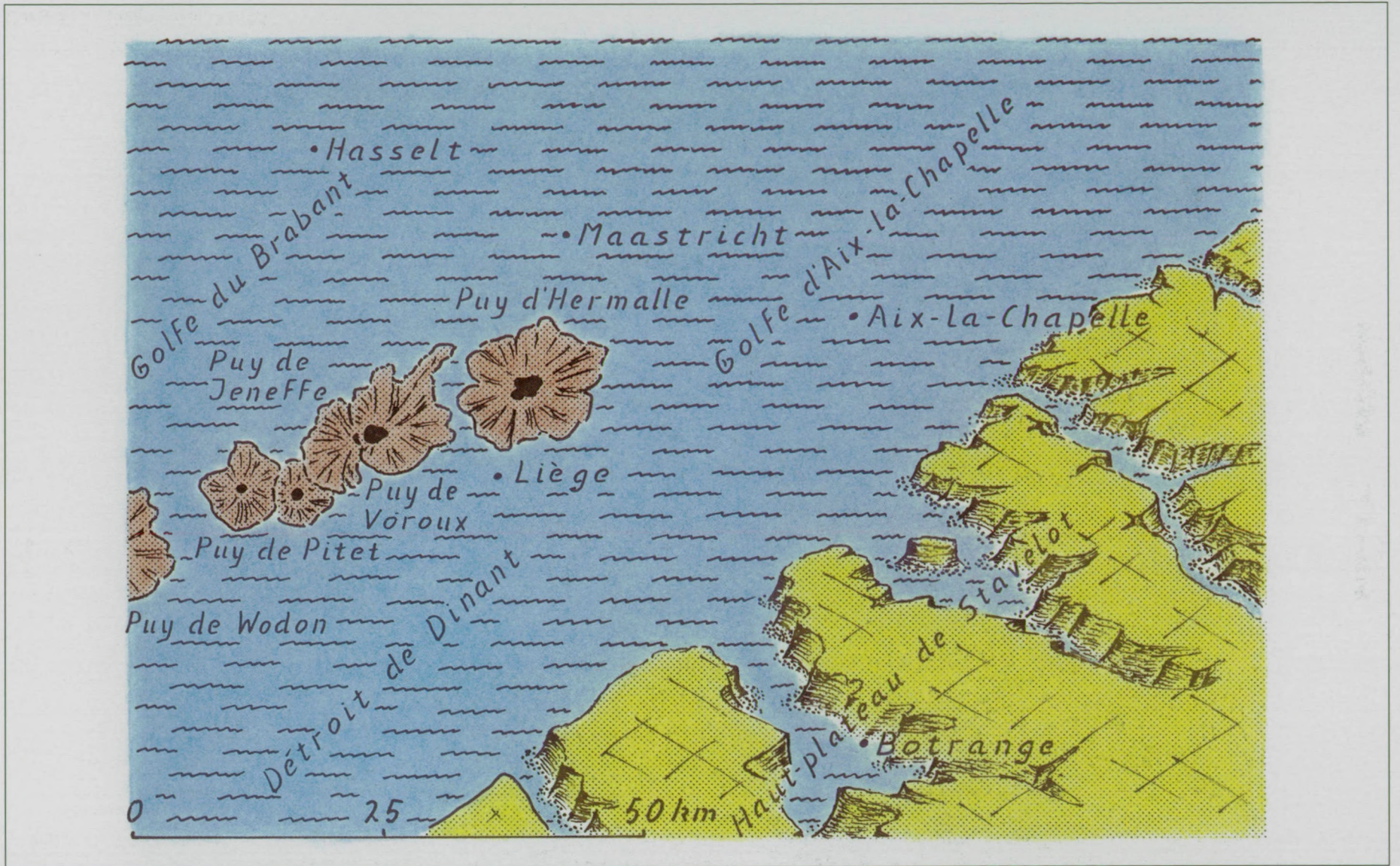
Carte 4. Ordovicien ancien (Arénigien); 490 Ma.

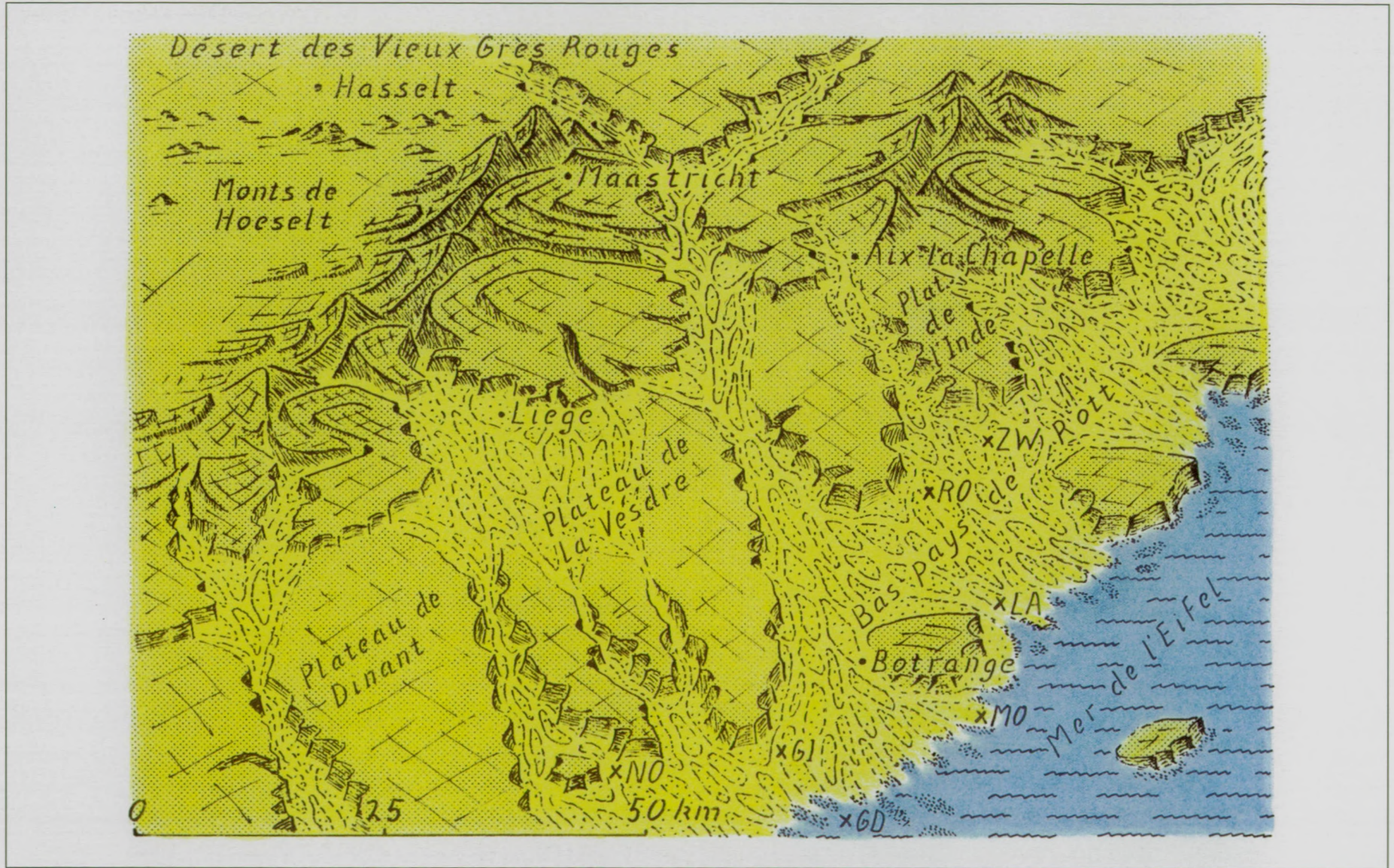


16 Carte 5. L'Euregio au cours de l'Arénien récent (environ 480 Ma; Bless & Fernández Narvaiza, 1996d: fig. 9).

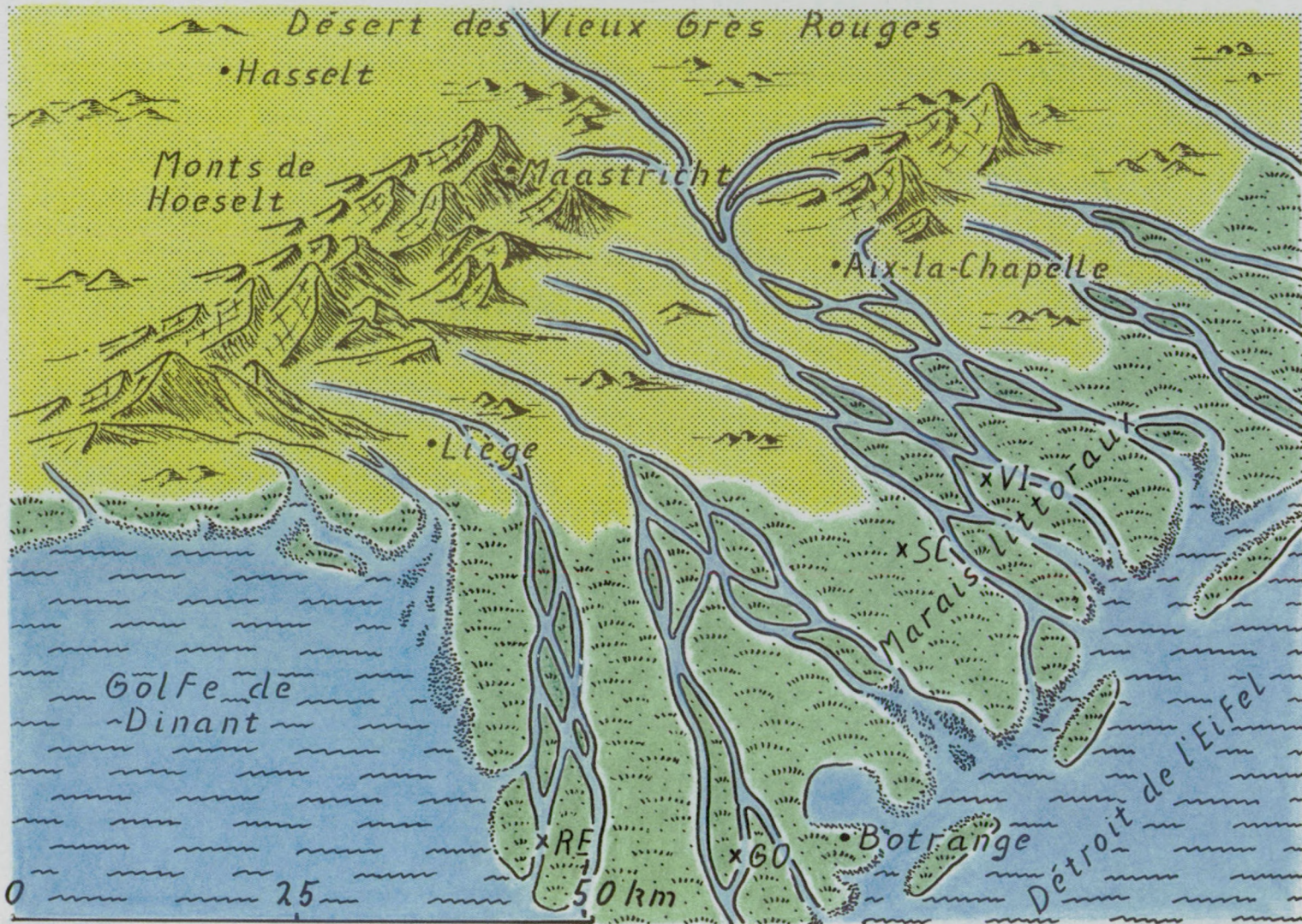


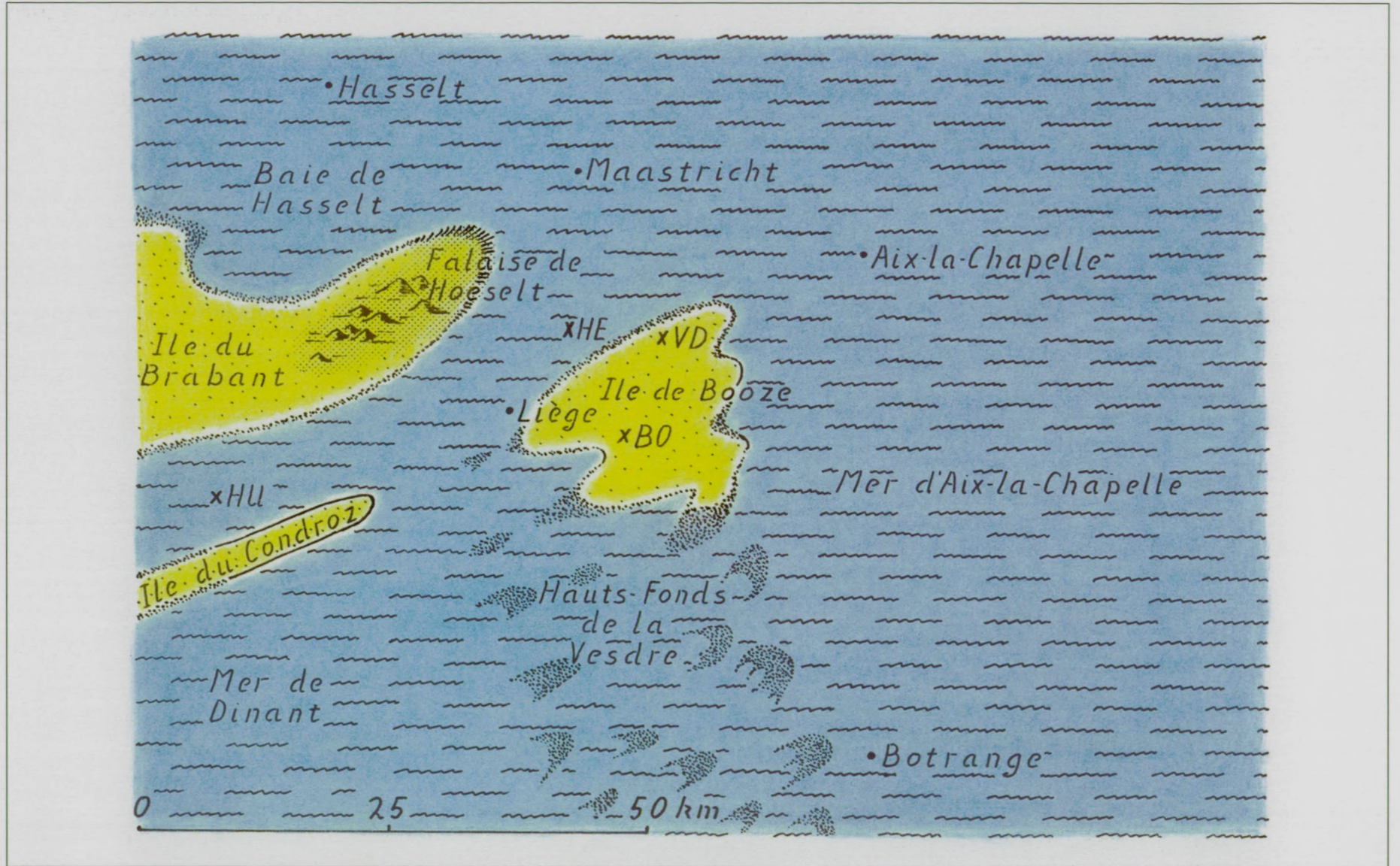
Carte 6. Ordovicien récent (Caradocien); 460 Ma.



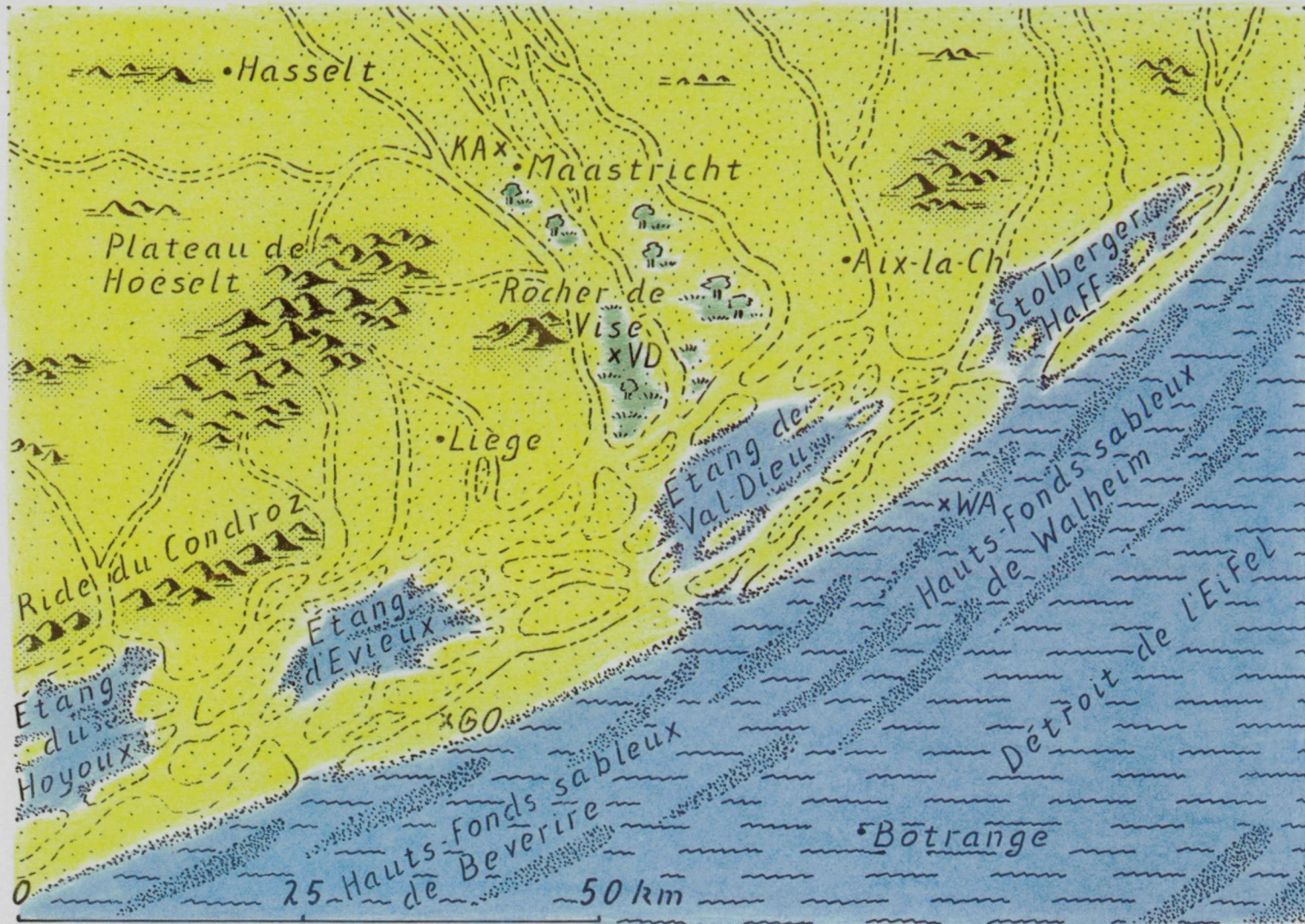


Carte 8. Éodévonien; 400 Ma.

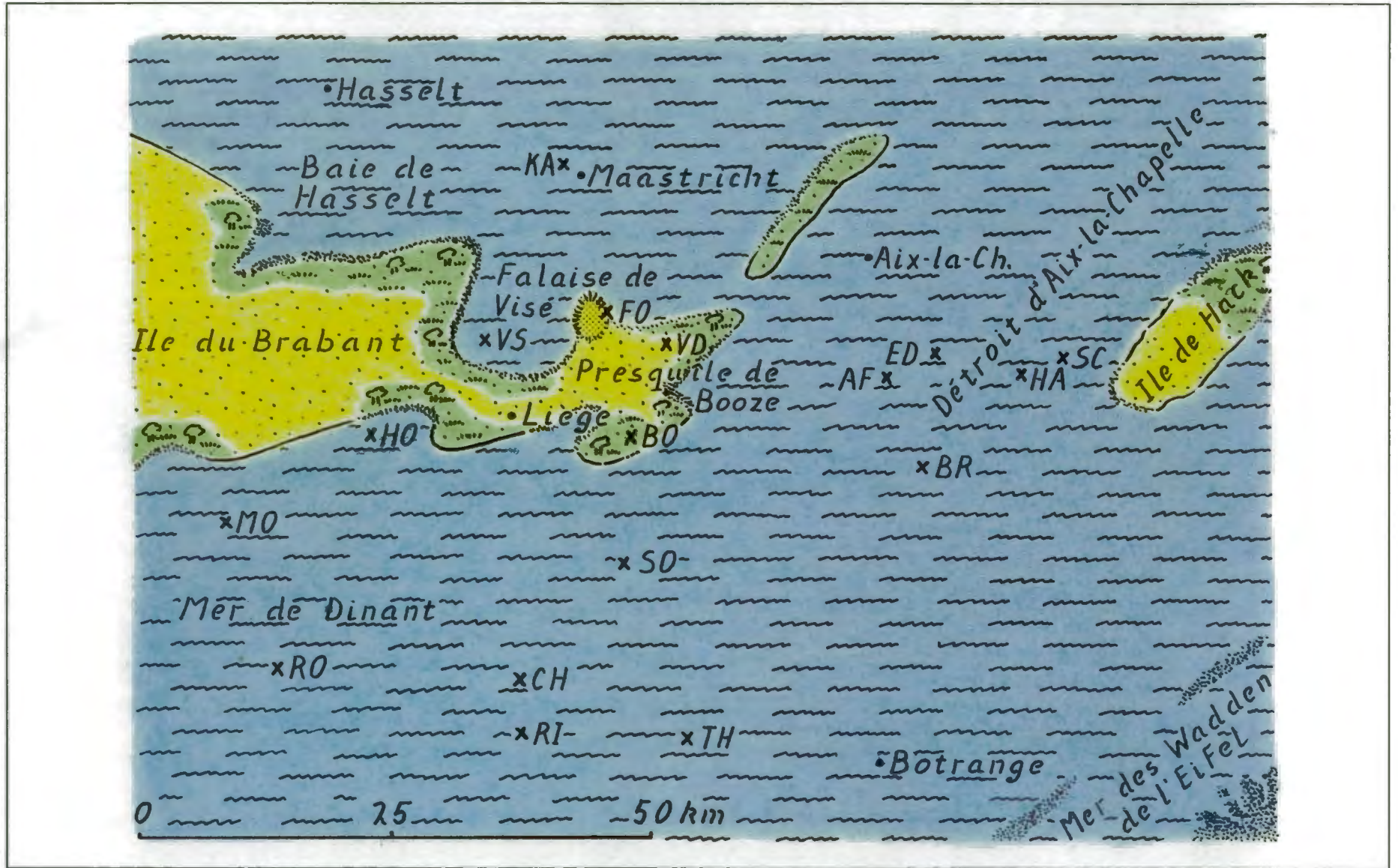




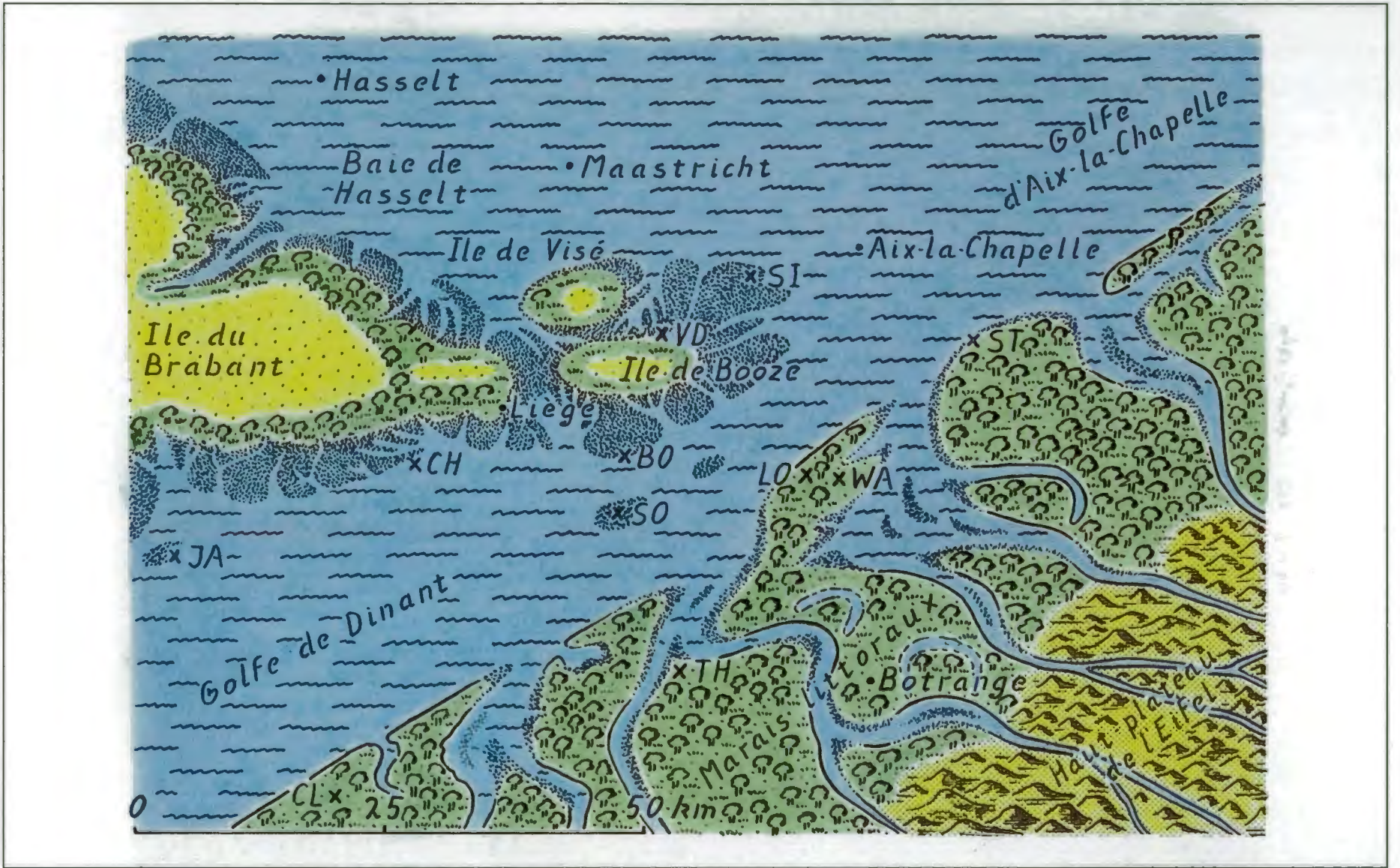
Carte 10. Néodévonien (Frasnien); 375 Ma.

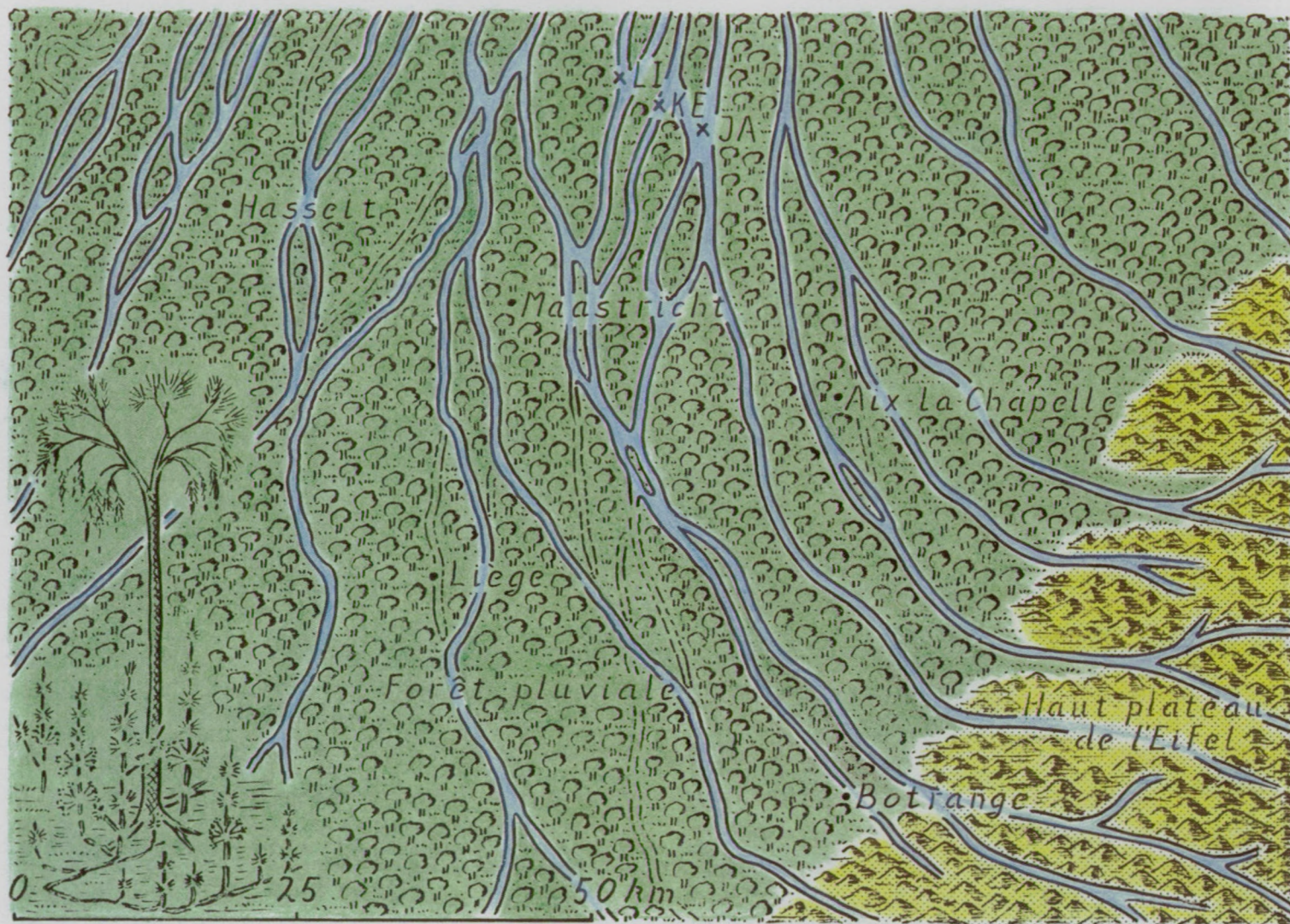


Carte 11. Néodévonien (Famennien); 365 Ma.

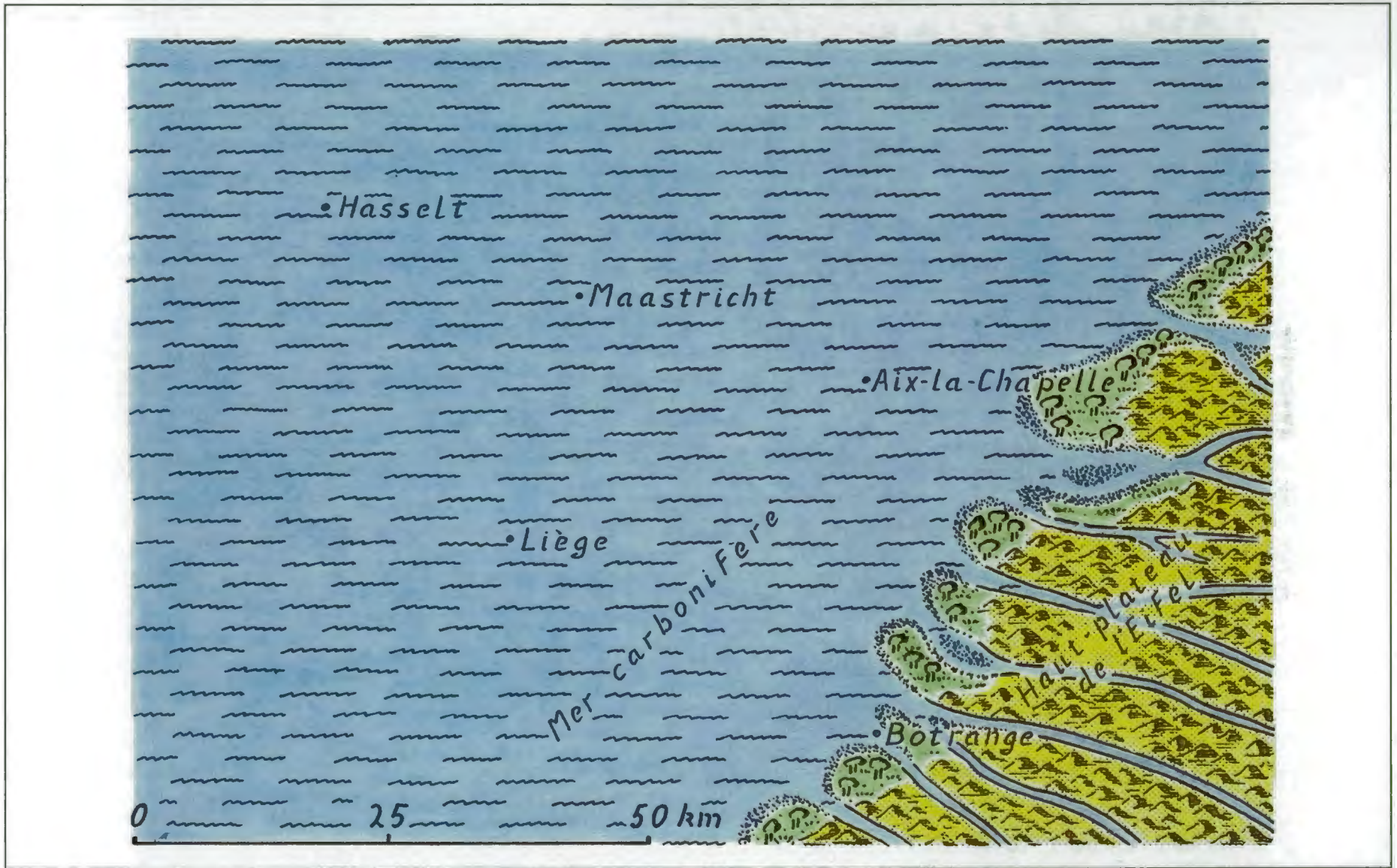


Carte 12. Carbonifère ancien (Tournaisien); 355 Ma.

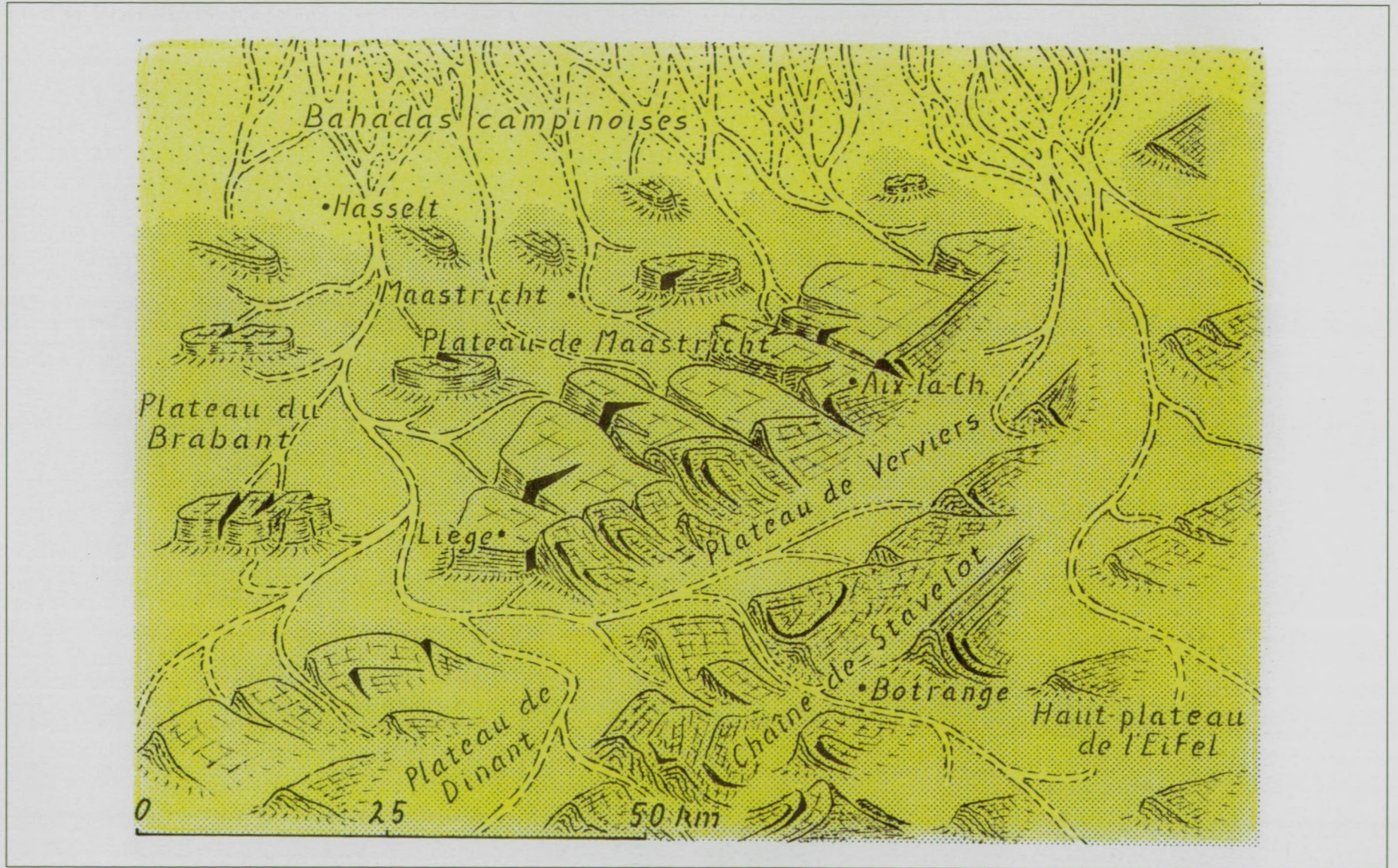




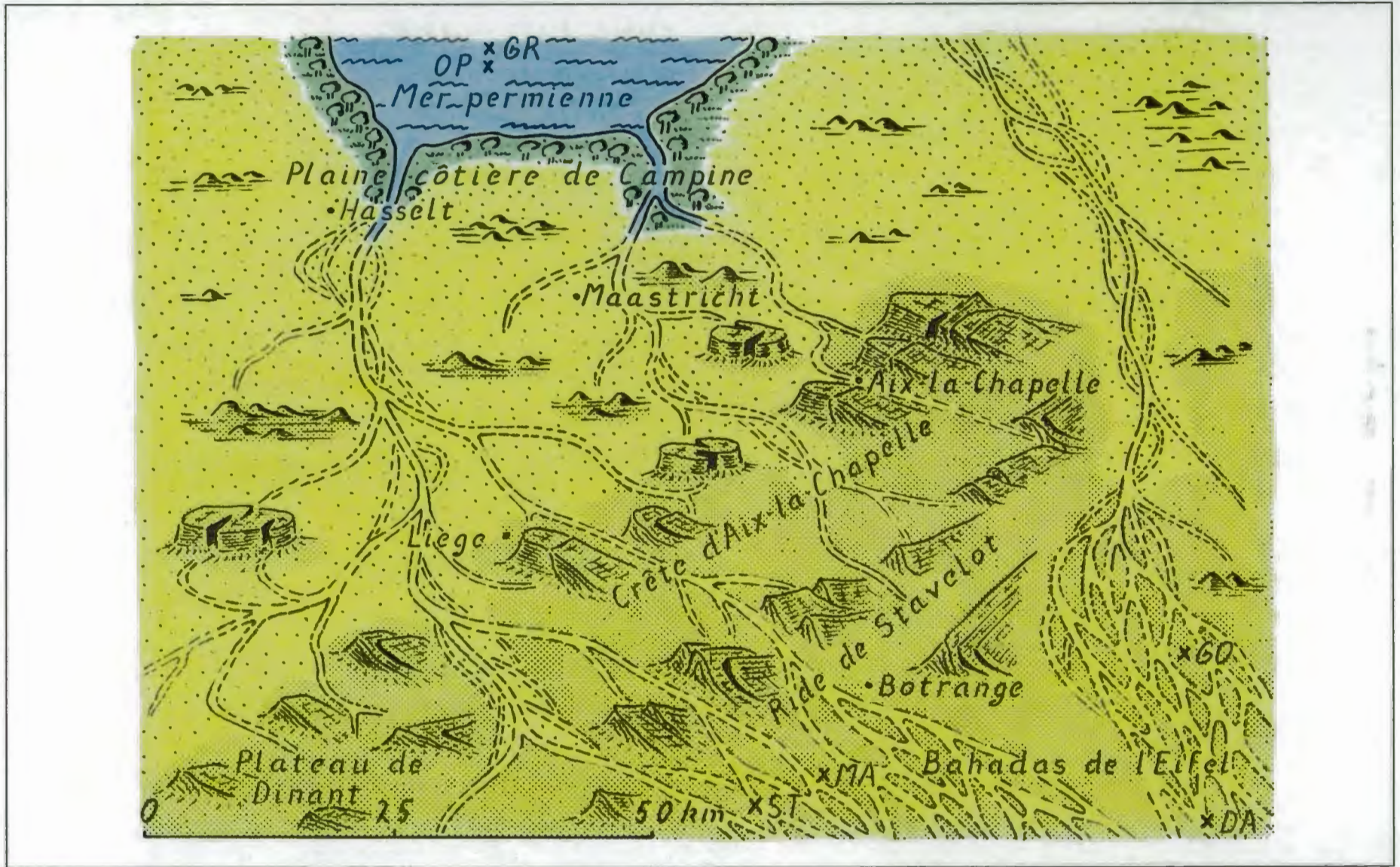
Carte 14. Carbonifère récent (Westphalien); 305 Ma.



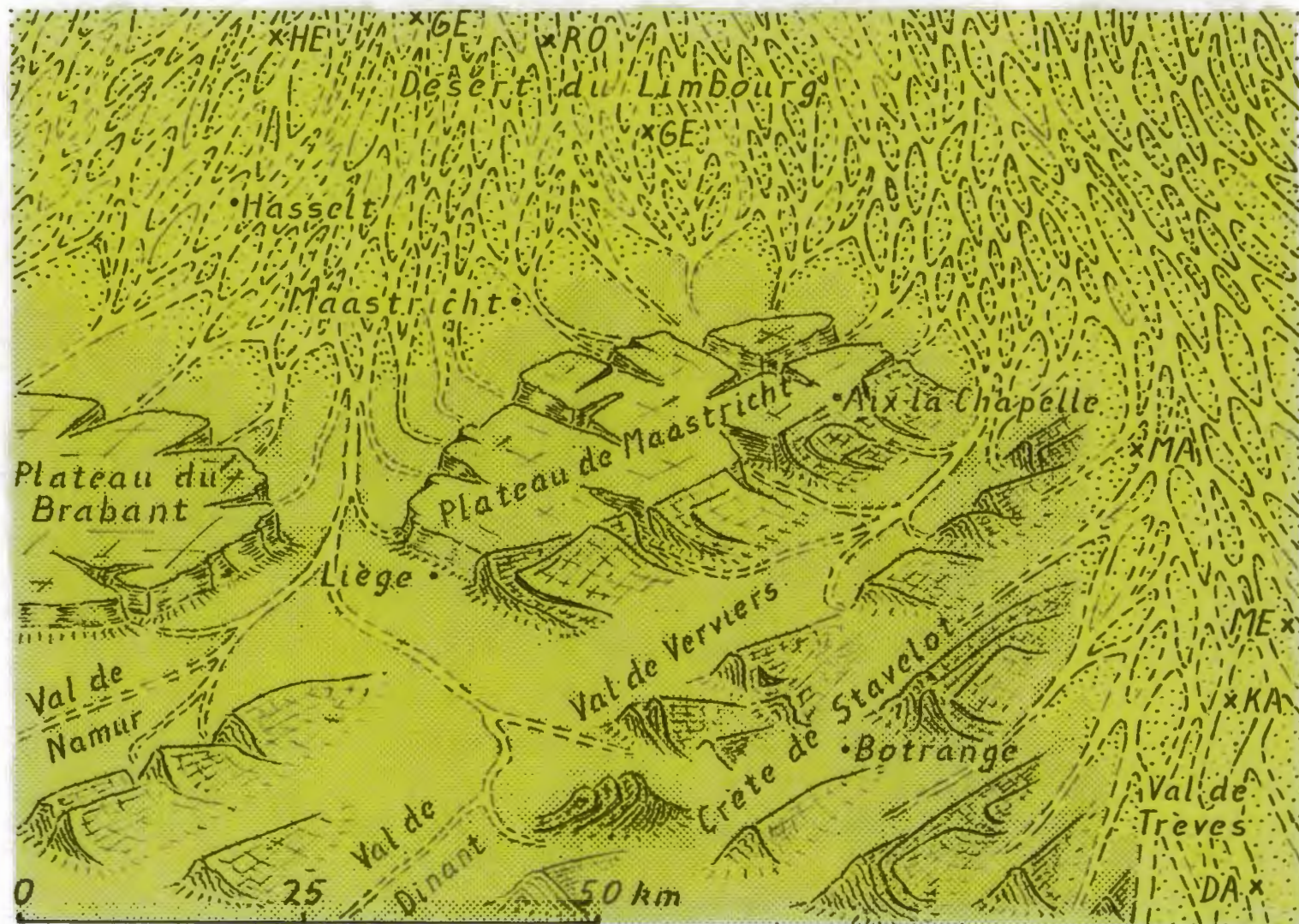
Carte 15. L'Euregio pendant une des inondations par la mer au cours du Carbonifère récent (début du Westphalien C; 304 Ma).



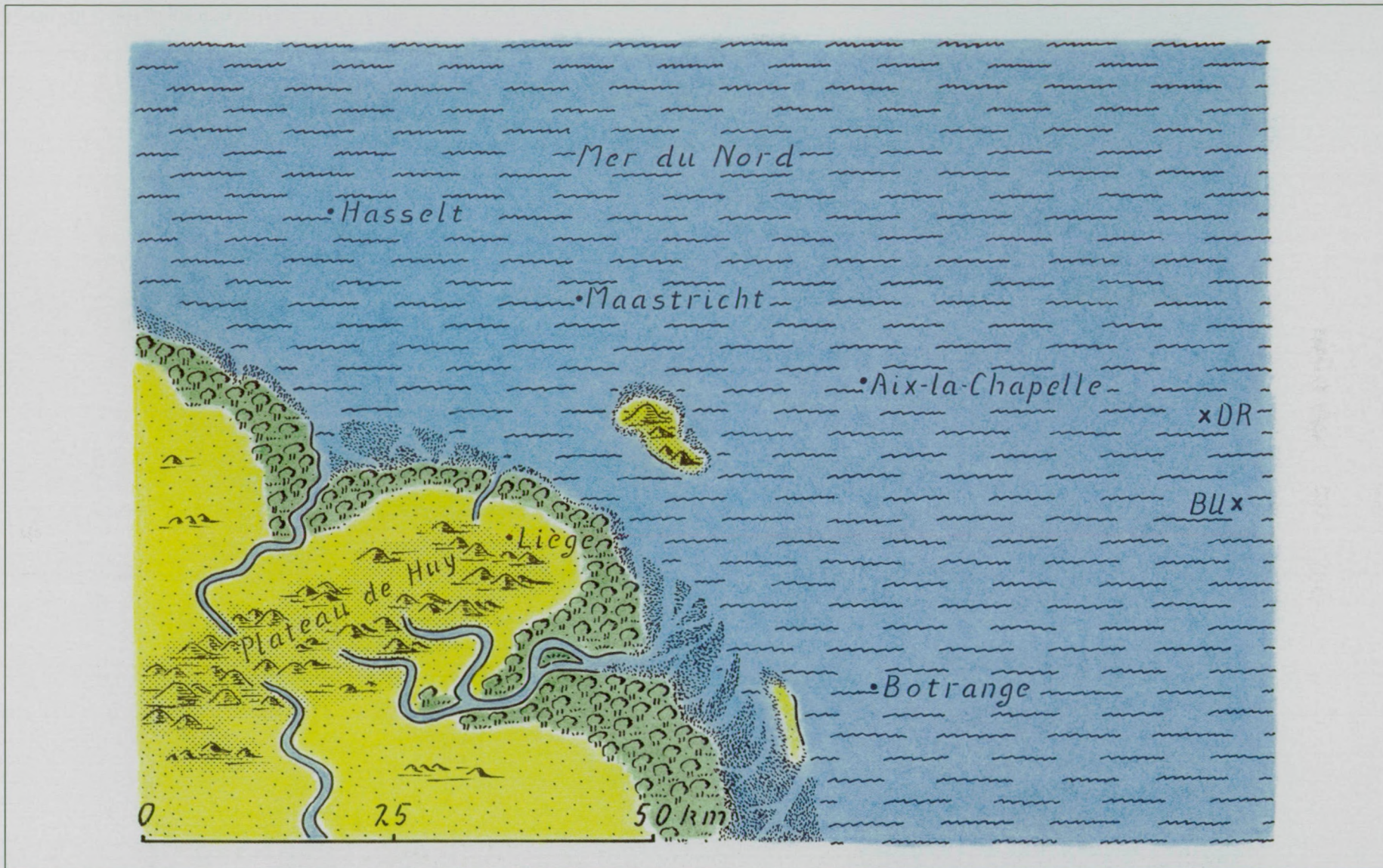
Carte 16. Permien ancien (Rotliegendes); 275 Ma.



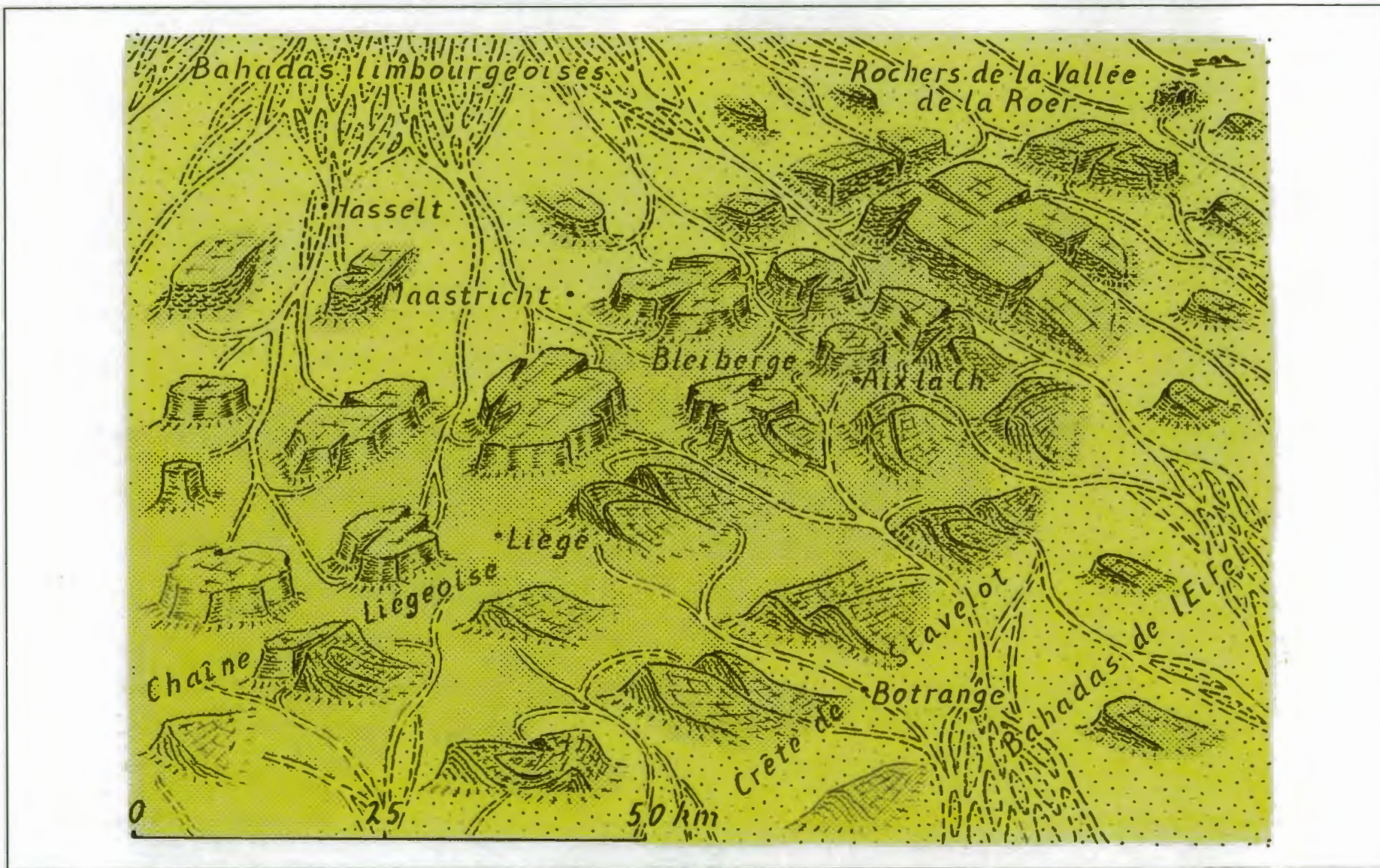
Carte 17. Permien récent (Zechstein); 250 Ma.



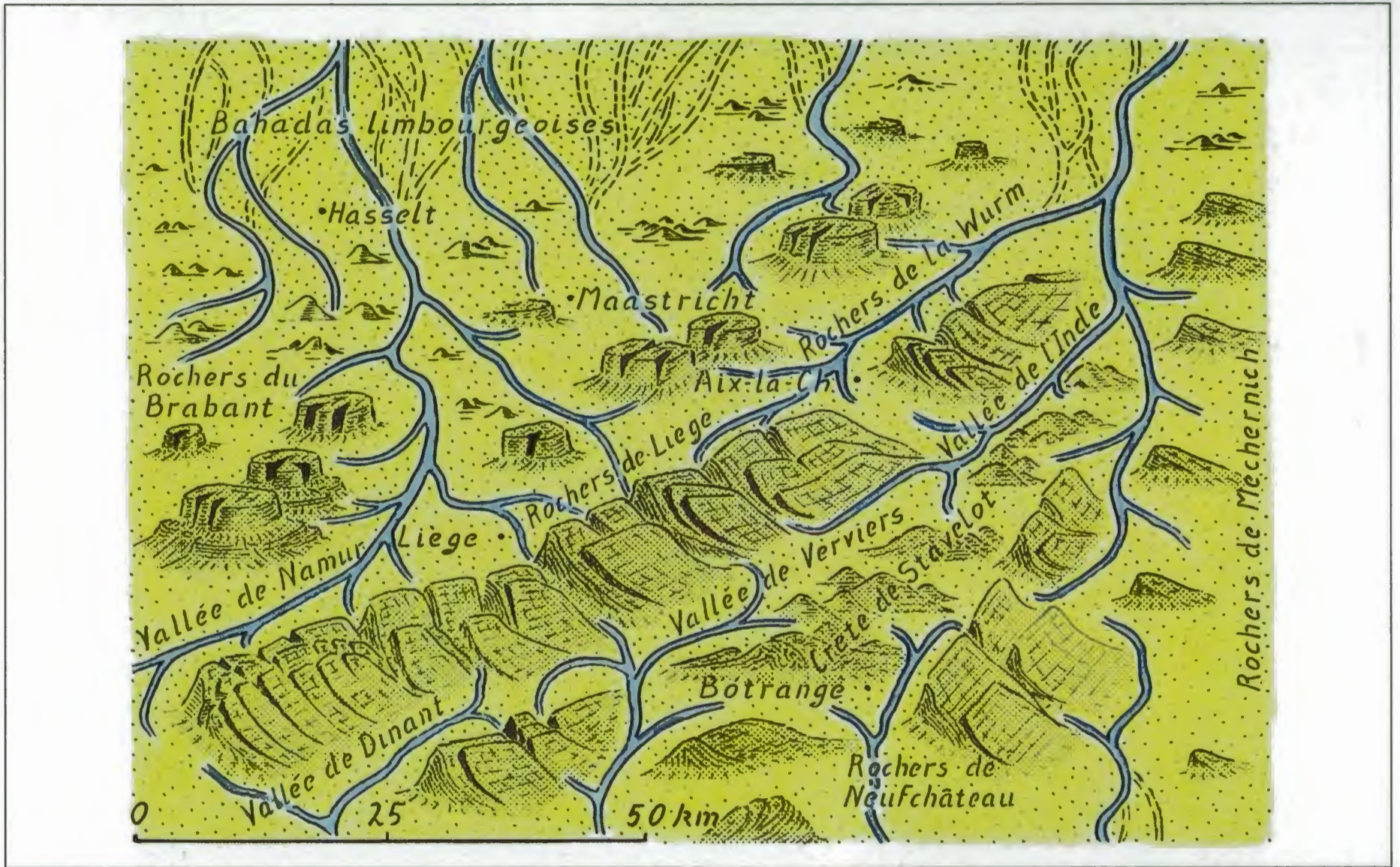
Carte 18. Trias ancien; 245 Ma.



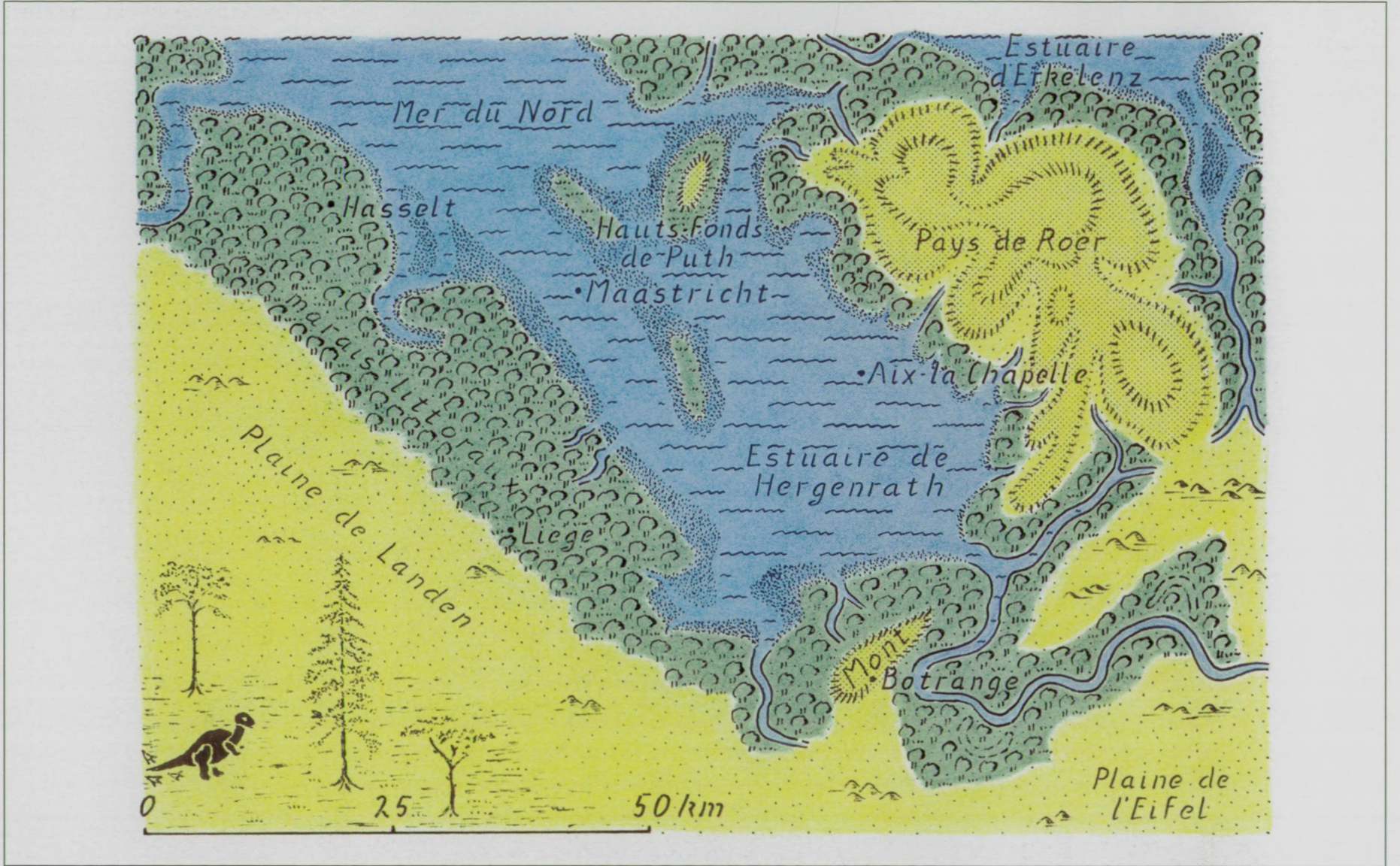
Carte 19. Jurassique ancien (Lias); 200 Ma.



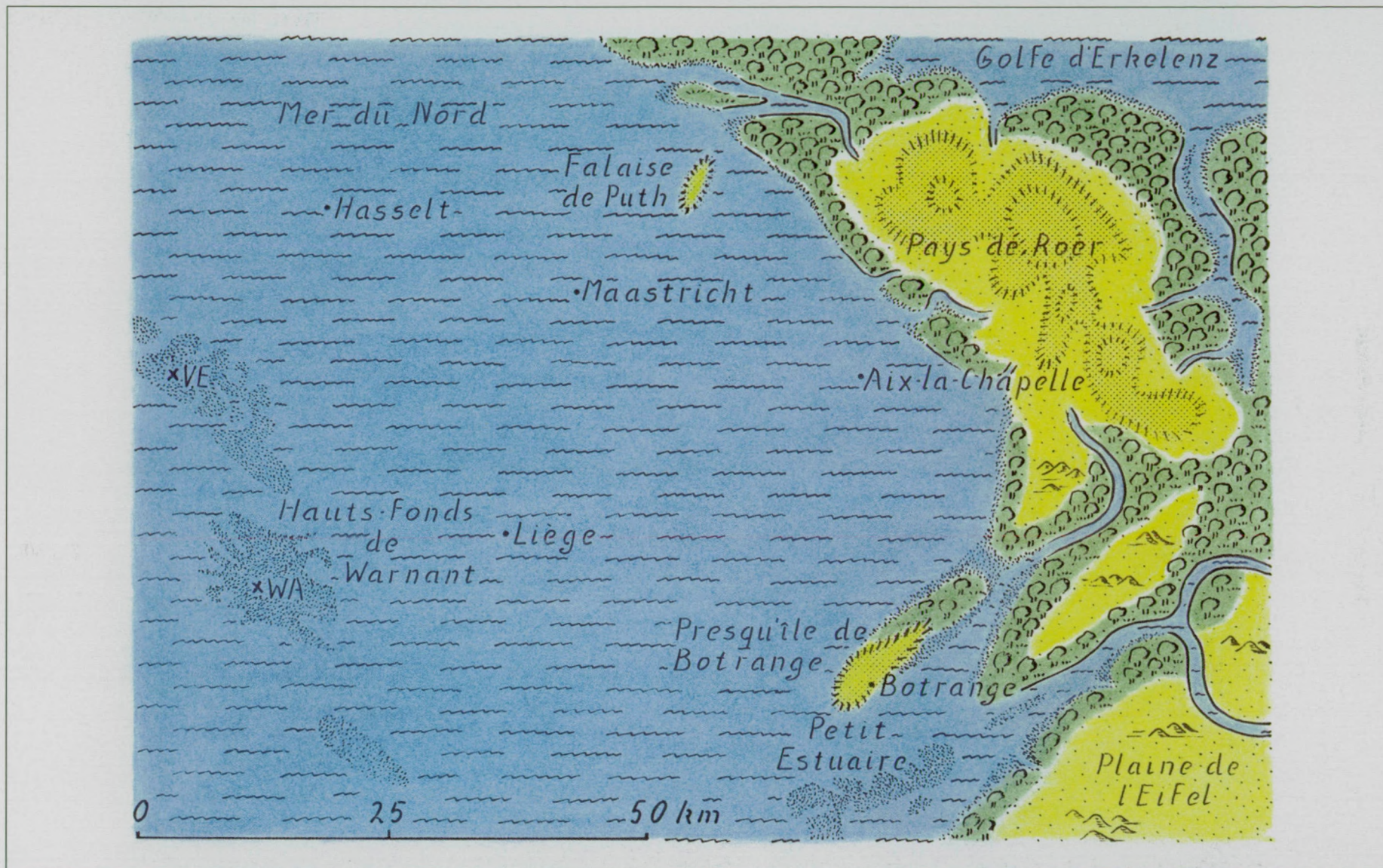
Carte 20. Jurassique moyen (Dogger); 175 Ma.



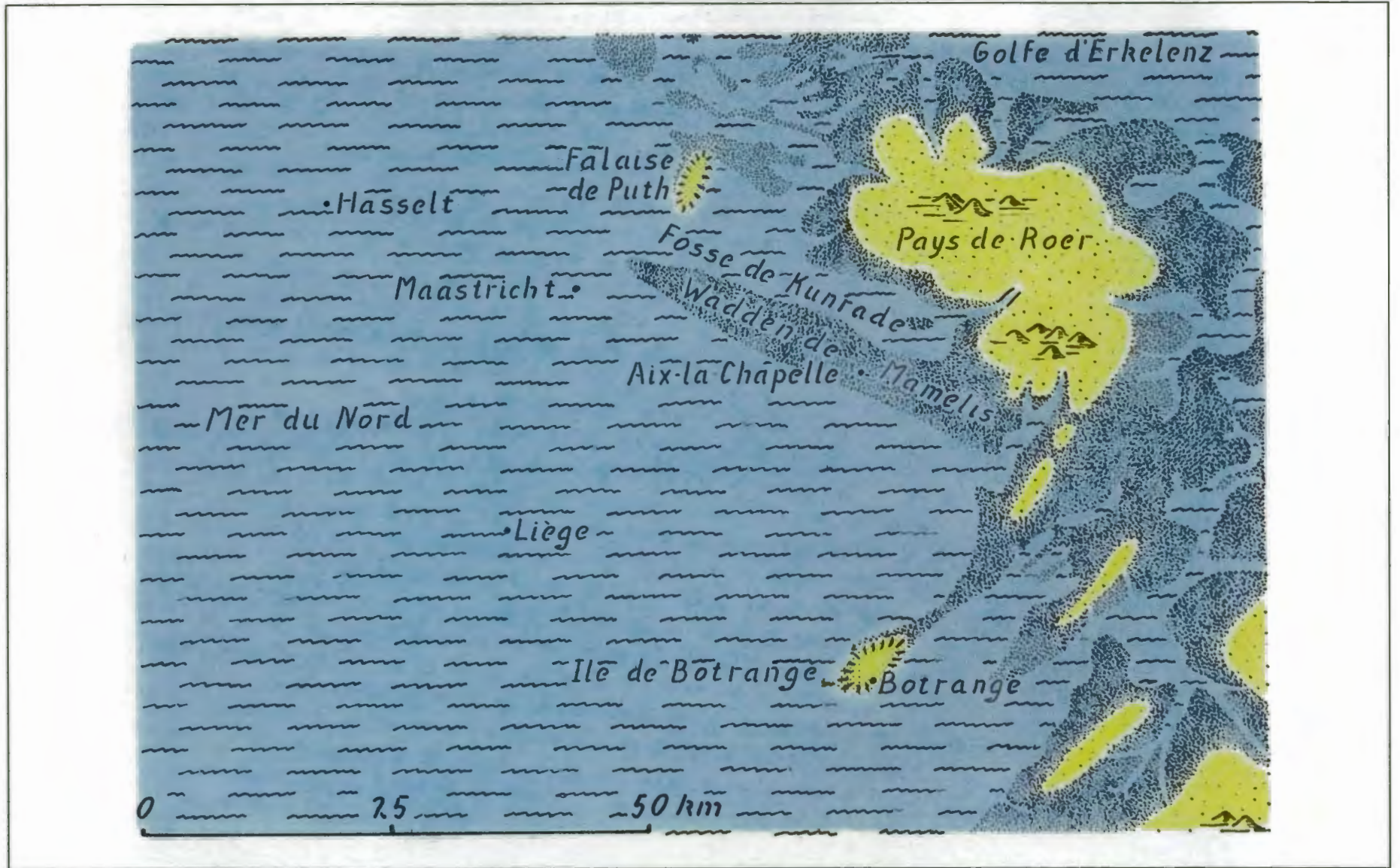
Carte 21. Crétacé ancien (Valanginien); 140 Ma.



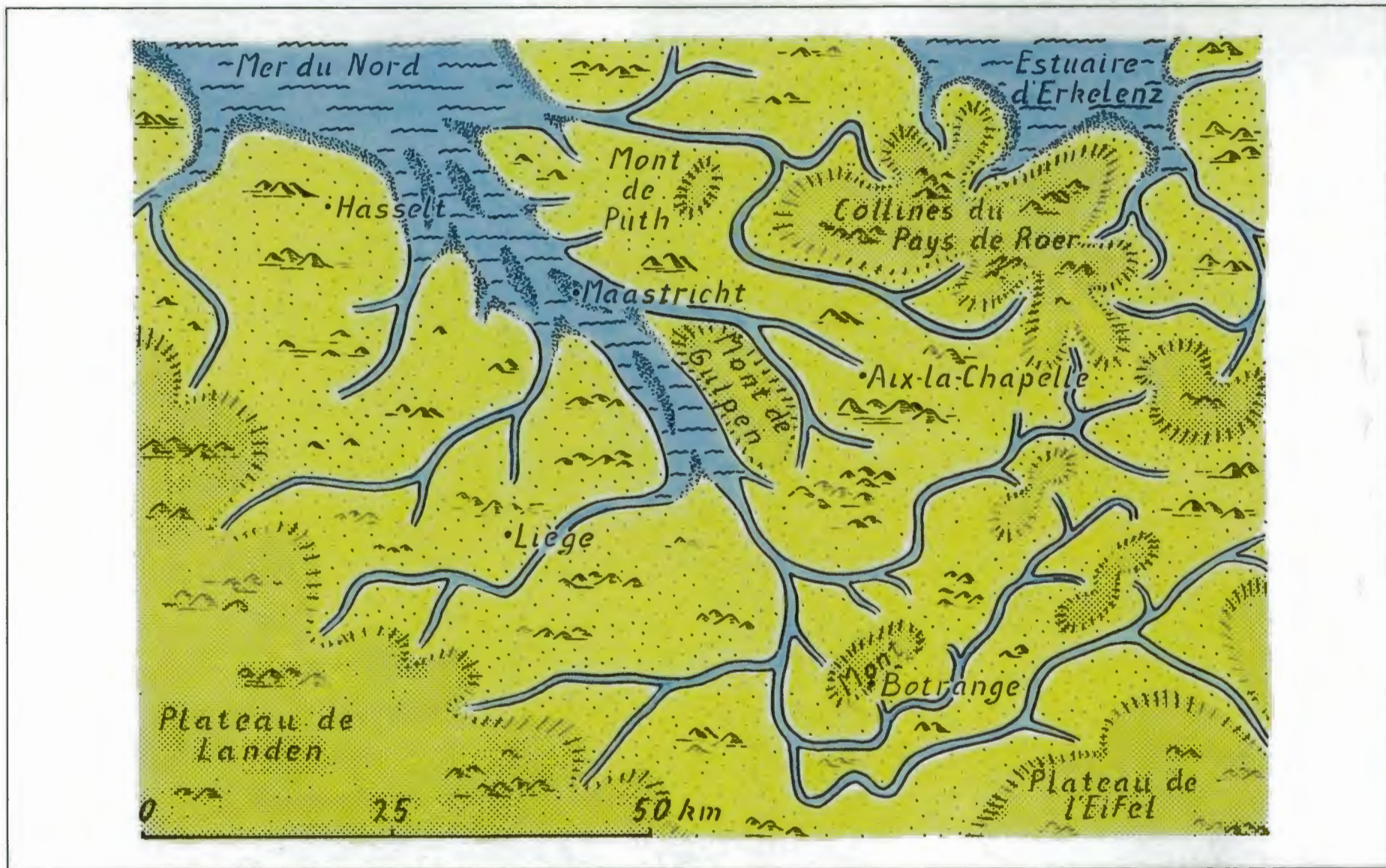
Carte 22. Santonien; 85 Ma.



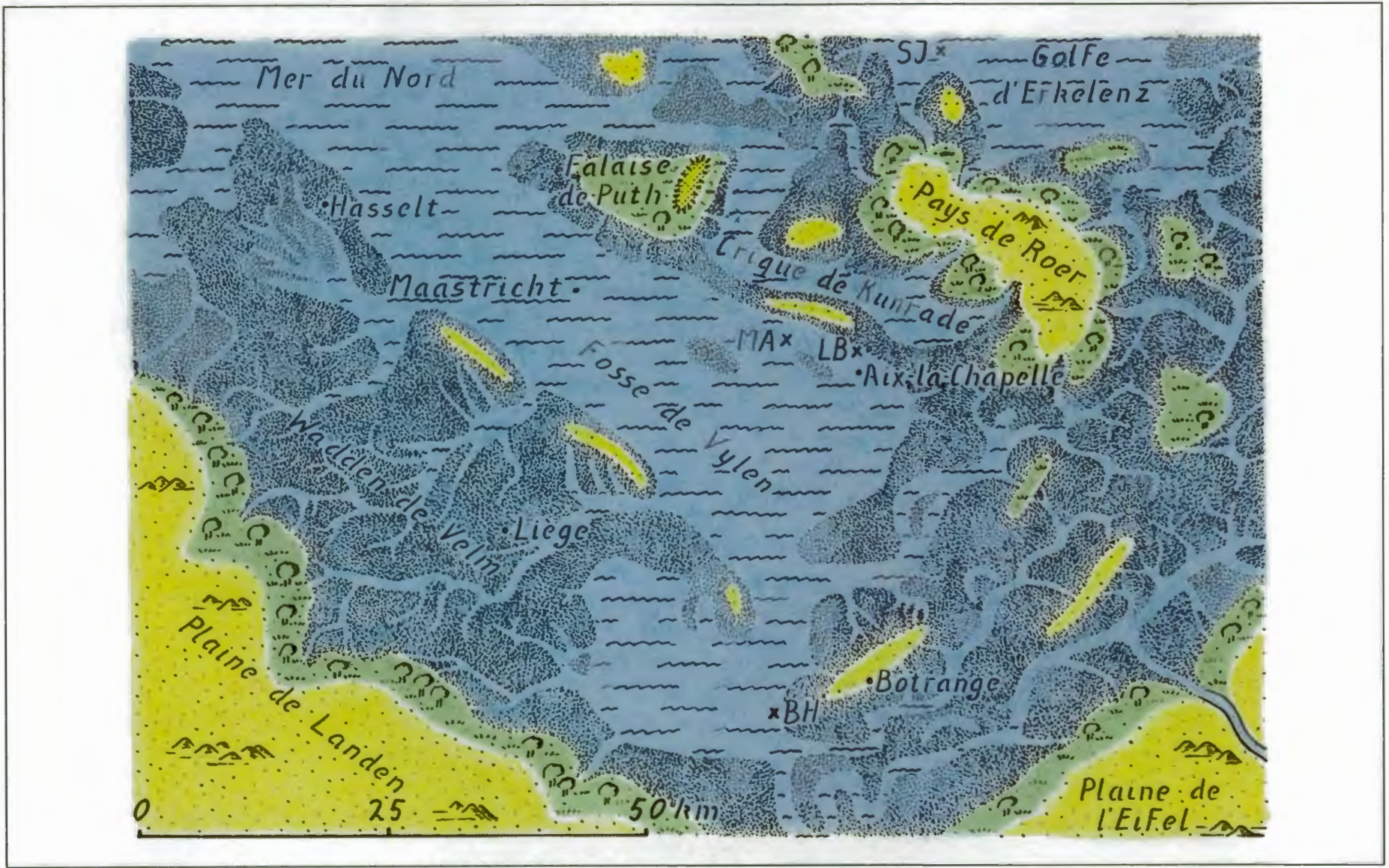
Carte 23. Campanien ancien; 80 Ma.



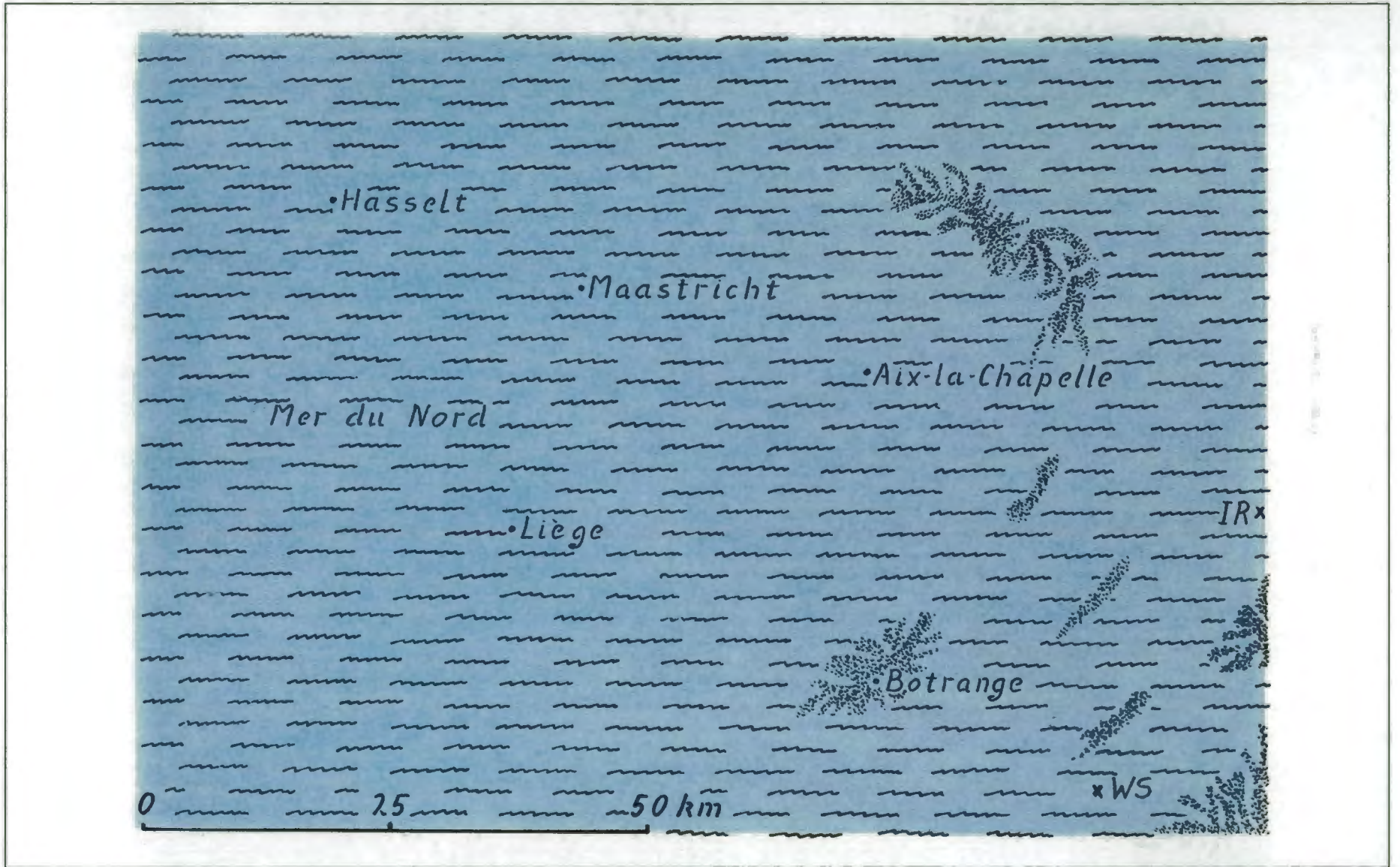
Carte 24. Campanien récent; 75 Ma.

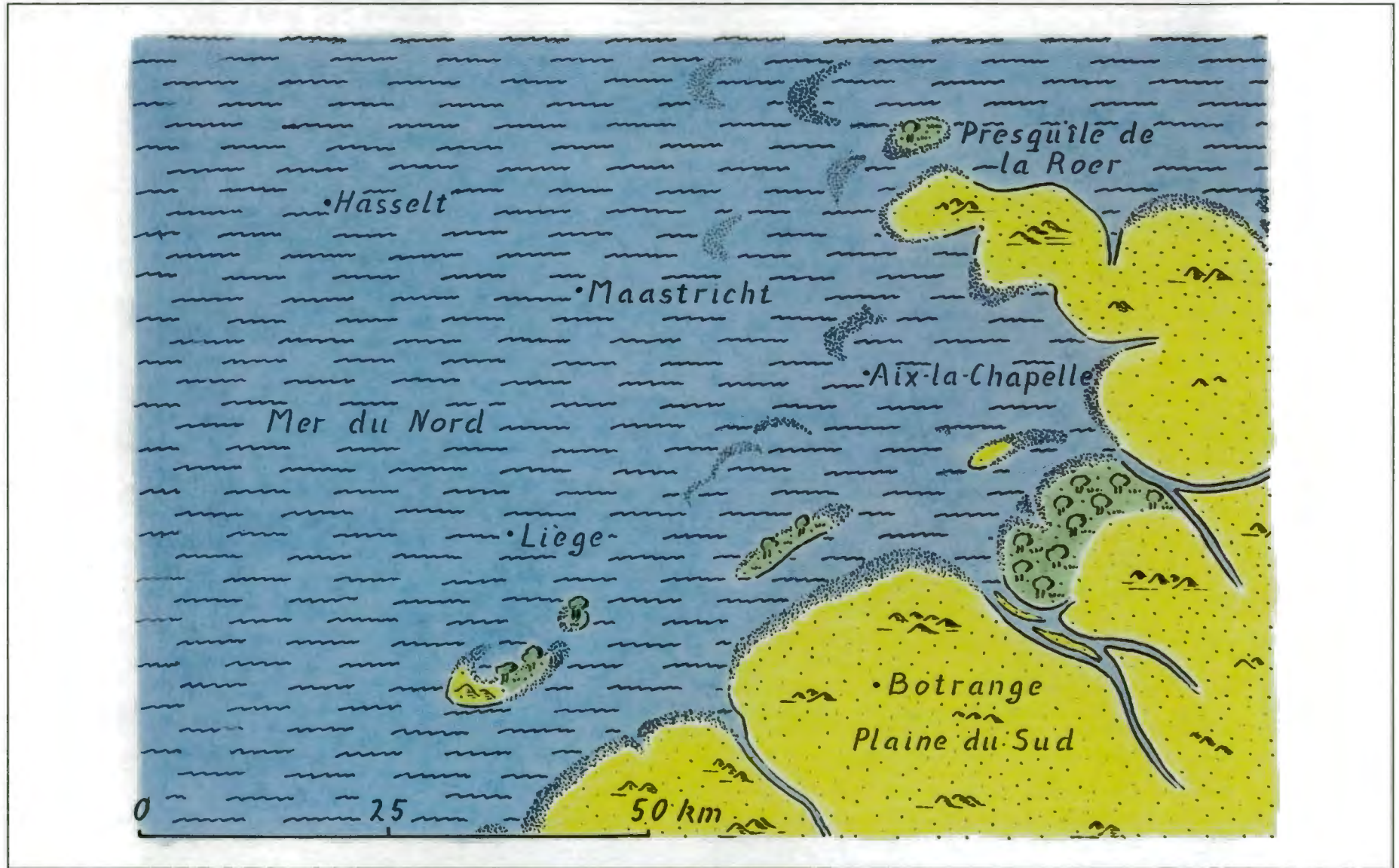


III
 Carte 25. L'Euregio après l'abaissement du niveau marin au début du Maastrichtien ancien (environ 74 Ma).

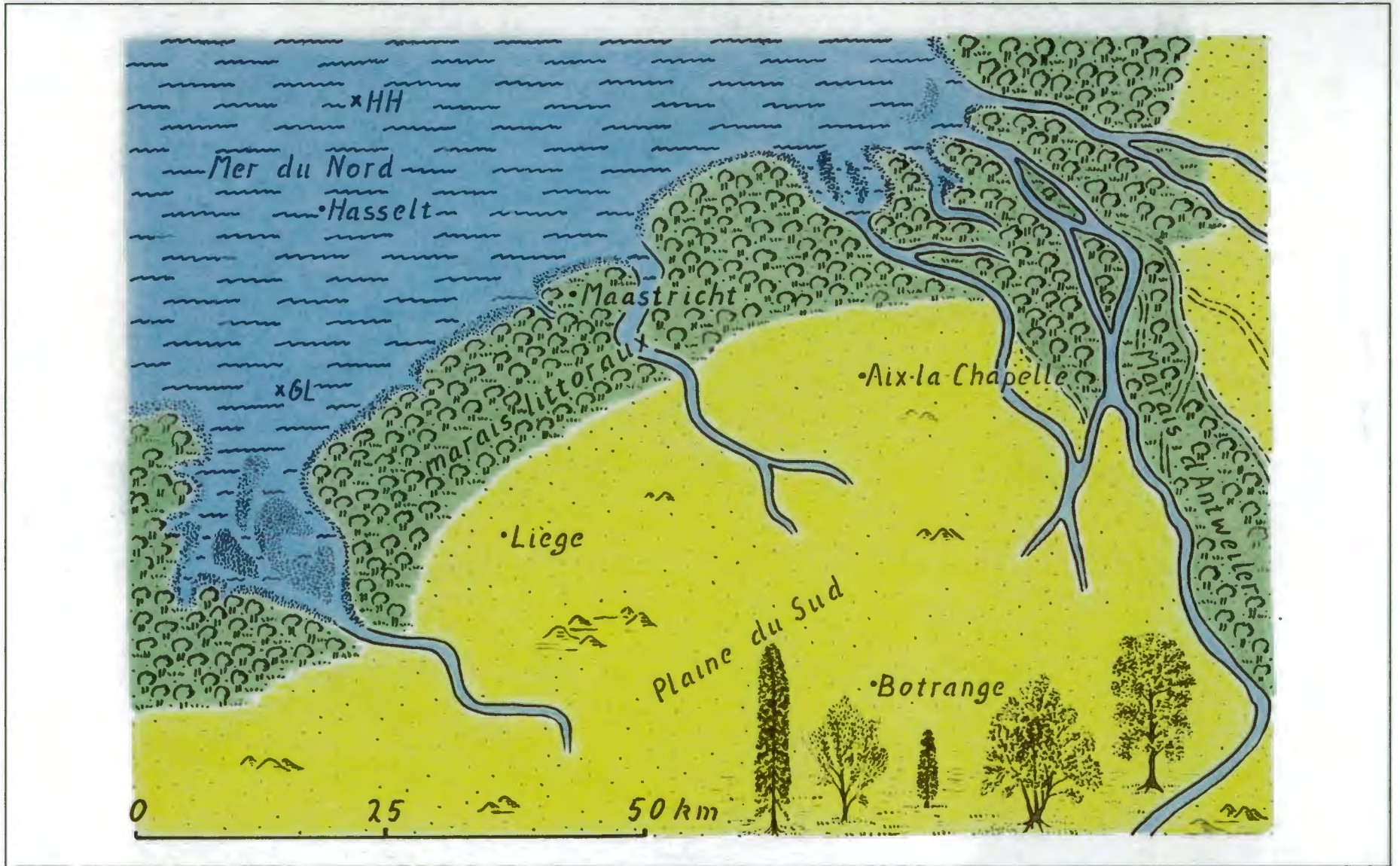


Carte 26. Maastrichtien ancien; 70 Ma.

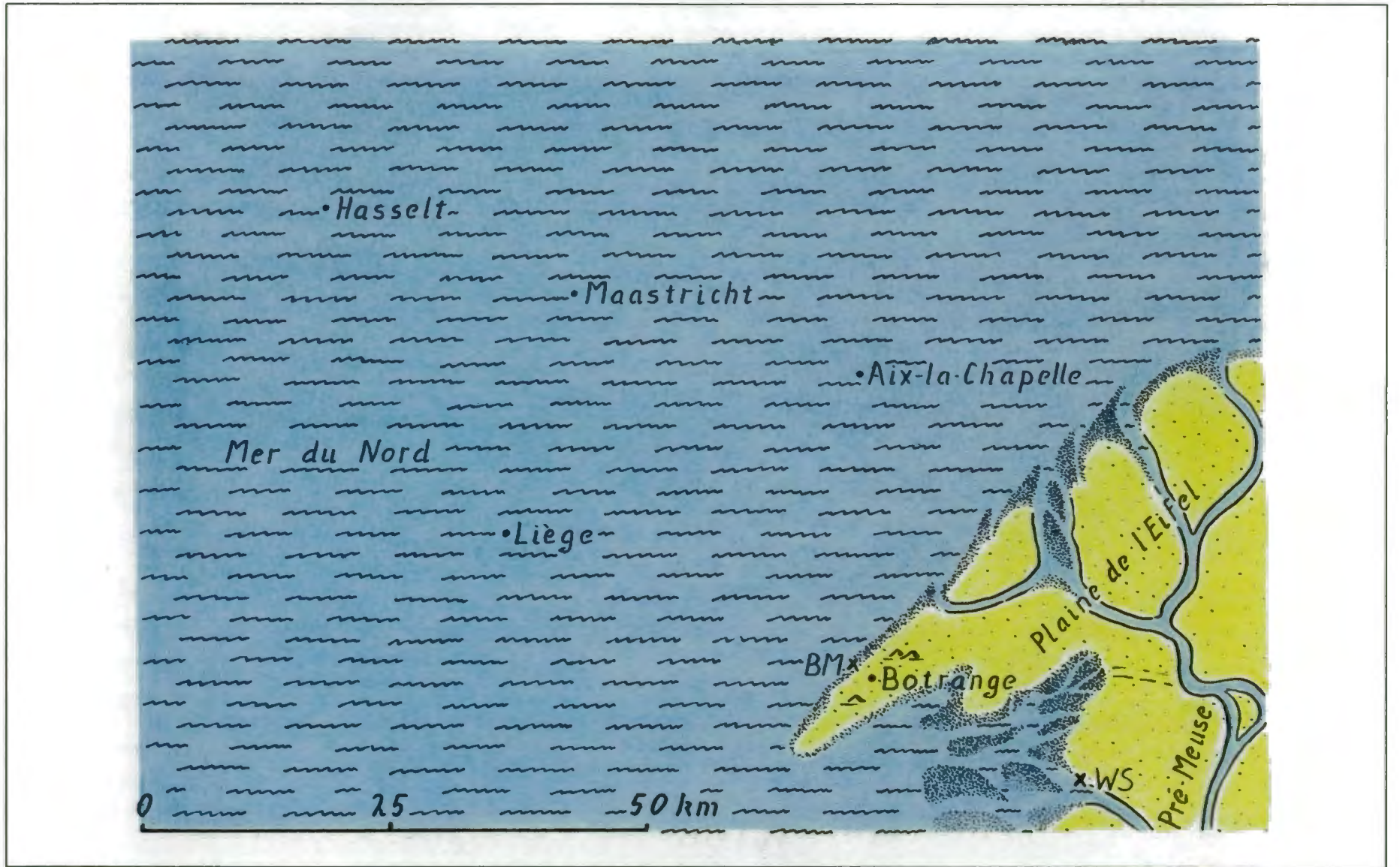




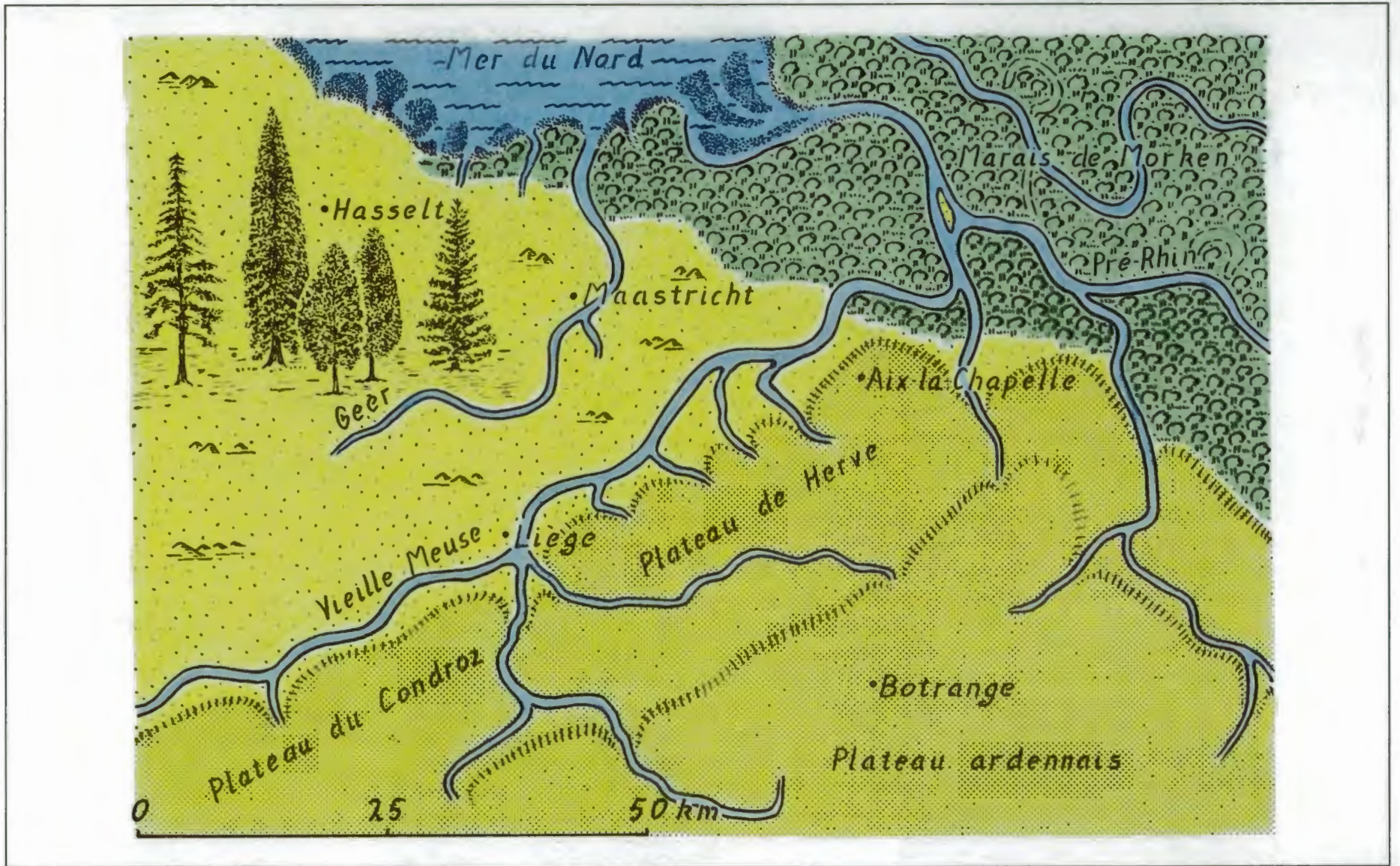
Carte 28. L'Euregio après les mouvements du sol au cours de la seconde moitié du Maastrichtien récent (environ 66 Ma).



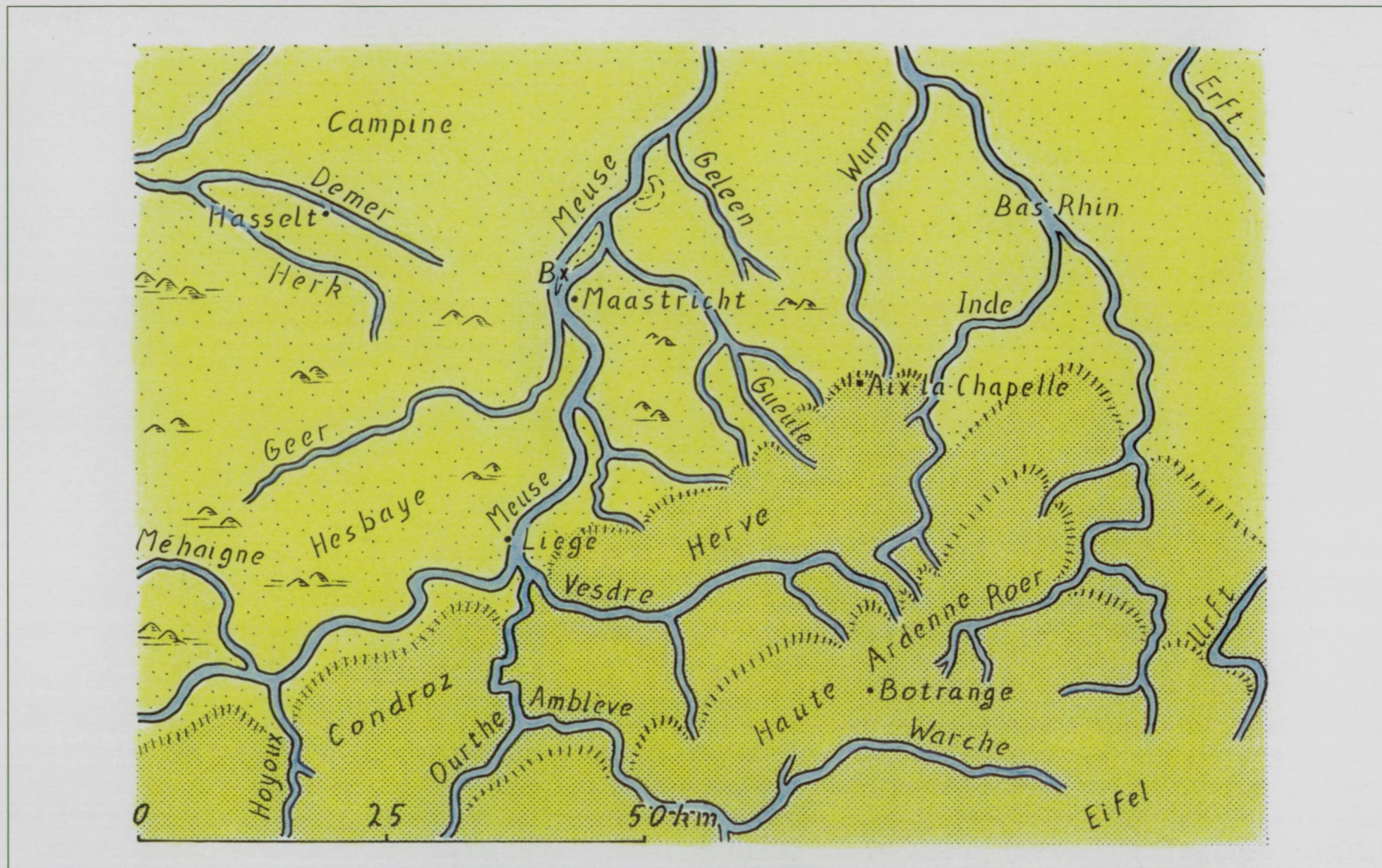
Carte 29. Paléocène récent; 55 Ma.



Carte 30. Oligocène ancien; 35 Ma.



Carte 31. Miocène moyen; 15 Ma.



Carte 32. Pléistocène moyen; 250 ka.

