ISSN 0378-0902

MINISTERE DES AFFAIRES ECONOMIQUES
ADMINISTRATION DE LA
QUALITE ET DE LA SECURITE

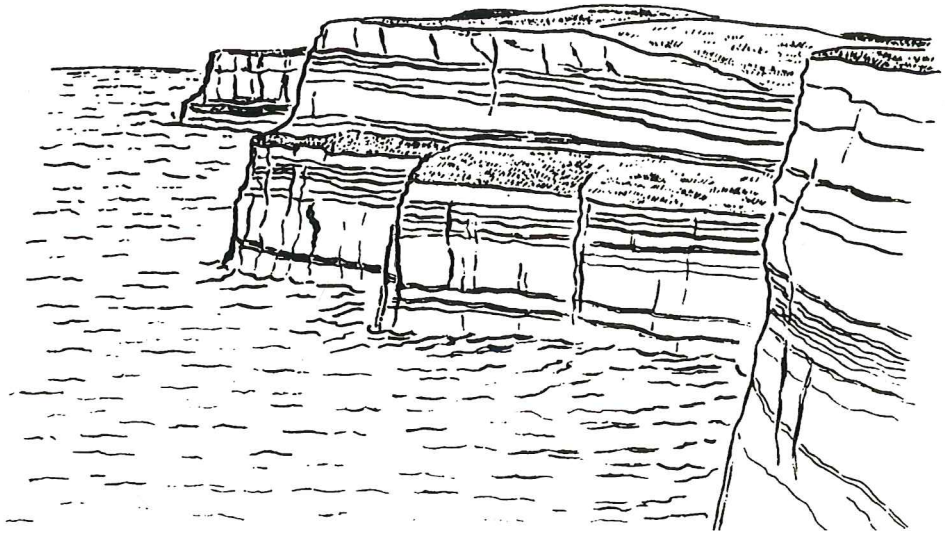
MINISTERIE VAN ECONOMISCHE ZAKEN
BESTUUR
KWALITEIT EN VEILIGHEID

DE EUREGIO MAAS-RIJN OP DRIFT

door

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

1996



PROFESSIONAL PAPER 1996/1 - N. 280

MINISTERE DES AFFAIRES ECONOMIQUES - MINISTERIE VAN ECONOMISCHE ZAKEN
ADMINISTRATION DES MINES - ADMINISTRATIE VAN HET MIJNWEZEN
SERVICE GEOLOGIQUE DE BELGIQUE - BELGISCHE GEOLOGISCHE DIENST
PROFESSIONAL PAPER 1996/1 , N.280, 48 p., 21 fig., 26 kaarten

DE EUREGIO MAAS-RIJN OP DRIFT

door

Martin J.M. BLESS[1] & M. Cristina FERNANDEZ NARVAIZA[1]

[1] Martin J.M. BLESS & M. Cristina FERNANDEZ NARVAIZA
Looierstraat 3, 6271 BA Gulpen, Nederland

Comité éditorial : L. Dejonghe, P. Laga, R. Paepe
Service Géologique de Belgique
Rue Jenner, 13 - 1000 Bruxelles
Mars 1996

Redactieraad : L. Dejonghe, P. Laga, R. Paepe
Belgische Geologische Dienst
Jennerstraat, 13 - 1000 Brussel
Maart 1996

DE EUREGIO MAAS-RIJN OP DRIFT[1]

door

Martin J.M. BLESS[2] & M. Cristina FERNANDEZ NARVAIZA[2]

[1]Manuscrit reçu le 13-07-95; accepté le 01-12-95

[2]Martin J.M. BLESS & M. Cristina FERNANDEZ NARVAIZA
Looierstraat 3, 6271 BA Gulpen, Nederland

ABSTRACT: The Euregio Meuse-Rhine adrift. Twenty-six phases of the paleogeographic evolution of the Euregio Meuse-Rhine (consisting of the German «Regio Aachen», Dutch southern Limburg and the Belgian provinces of Limburg and Liège) between the Cambrian and the Pleistocene are illustrated and briefly commented. Continental drift played a major rôle in this evolution, not only because of the many tectonic implications, but also because of the changes in the regional climate when this part of the crust drifted across the various climatic belts from its original position at about 70°S at the beginning of the Cambrian to its present position at about 51°N.

KEYWORDS: Continental drift, Cambrian to Pleistocene, paleogeographic reconstructions, Euregio Meuse-Rhine.

RESUME: L'Eurégio Meuse-Rhin en dérive. Vingt-six phases de l'évolution paléogéographique de l'Eurégio Meuse-Rhin (constituée par la «Regio Aachen» [Allemagne], le Limbourg méridional hollandais et les provinces belges du Limbourg et de Liège) entre le Cambrien et le Pléistocène ont été illustrées et brièvement commentées. La dérive des continents a joué un rôle important dans cette évolution, non seulement à cause du grand nombre d'implications tectoniques, mais aussi à cause des changements dans le climat régional quand ce petit fragment de la croûte terrestre - en dérive sur le globe - a croisé les zones climatiques existantes entre sa position originale à 70°S au début du Cambrien et sa position actuelle à environ 51°N.

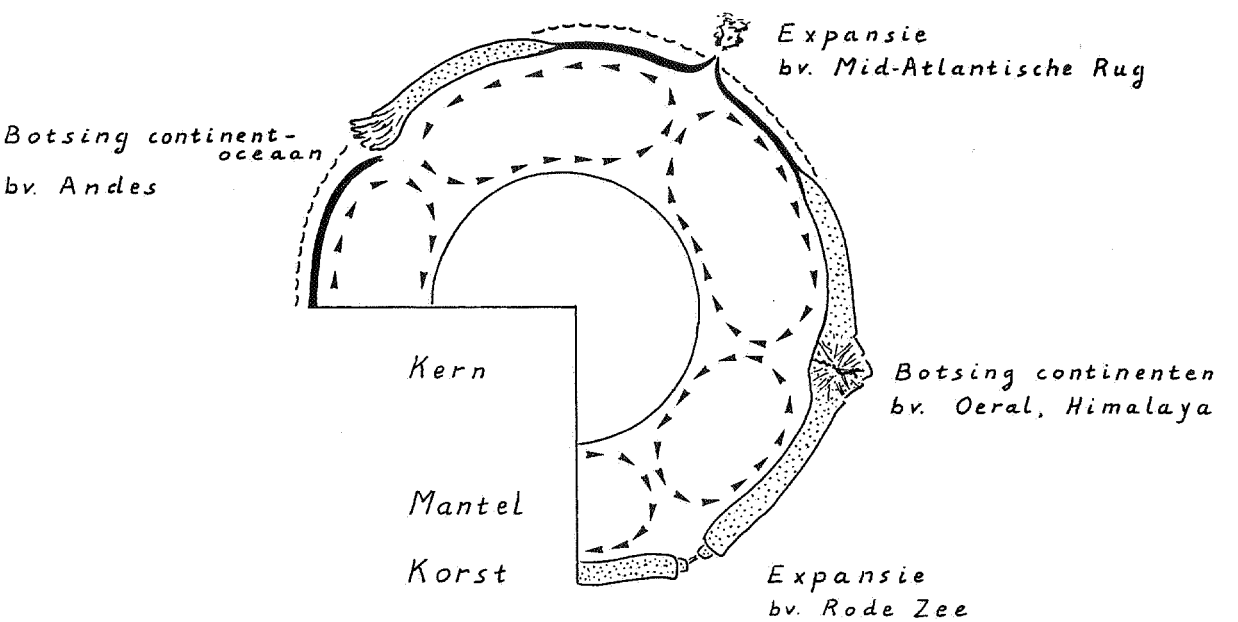
MOTS-CLES: Dérive des continents, Cambrien à Pléistocène, reconstitutions paléogéographiques, Eurégio Meuse-Rhin.

1. INLEIDING

In het begin van deze eeuw lanceerde Alfred Wegener het idee van continentverschuivingen. Pas na de Tweede Wereldoorlog werd deze theorie algemeen geaccepteerd, onder andere op grond van het paleomagnetisch onderzoek van vulkanische gesteenten aan weerszijden van de onderzeese bergruggen in de verschillende oceanen.

Wegener baseerde zijn hypothese vooral op de overweging dat de verbreiding van sommige fossielen en gesteenten over de verschillende continenten, zoals Zuid-Amerika en Afrika, alleen verklaard kan worden indien deze vroeger één geheel vormden. Volgens hem zijn de huidige continenten afgeleid van één enorm oercontinent, waaraan hij de naam «Pangea» (het «Grote Continent») gaf. Pangea werd omspoeld door de oeroceaan «Panthalassa» (de «Wereldzee»). De opsplitsing van Pangea begon ongeveer tweehonderd miljoen jaar (200 Ma) geleden op het einde van de geologische periode, die als het «Trias» bekend staat.

Pas veel later ontdekten de geologen, dat Pangea in werkelijkheid een complex mozaïek vormde van nog oudere stukken aardkorst («continentale platen»), die in de loop van het geologisch tijdperk, dat we het «Paleozoïcum» noemen, op elkaar botsten en tot een geheel versmolten. Deze continentale platen waren op hun beurt weer het resultaat van nog maar nauwelijks ontrafelde continentverschuivingen tijdens het Precambrium



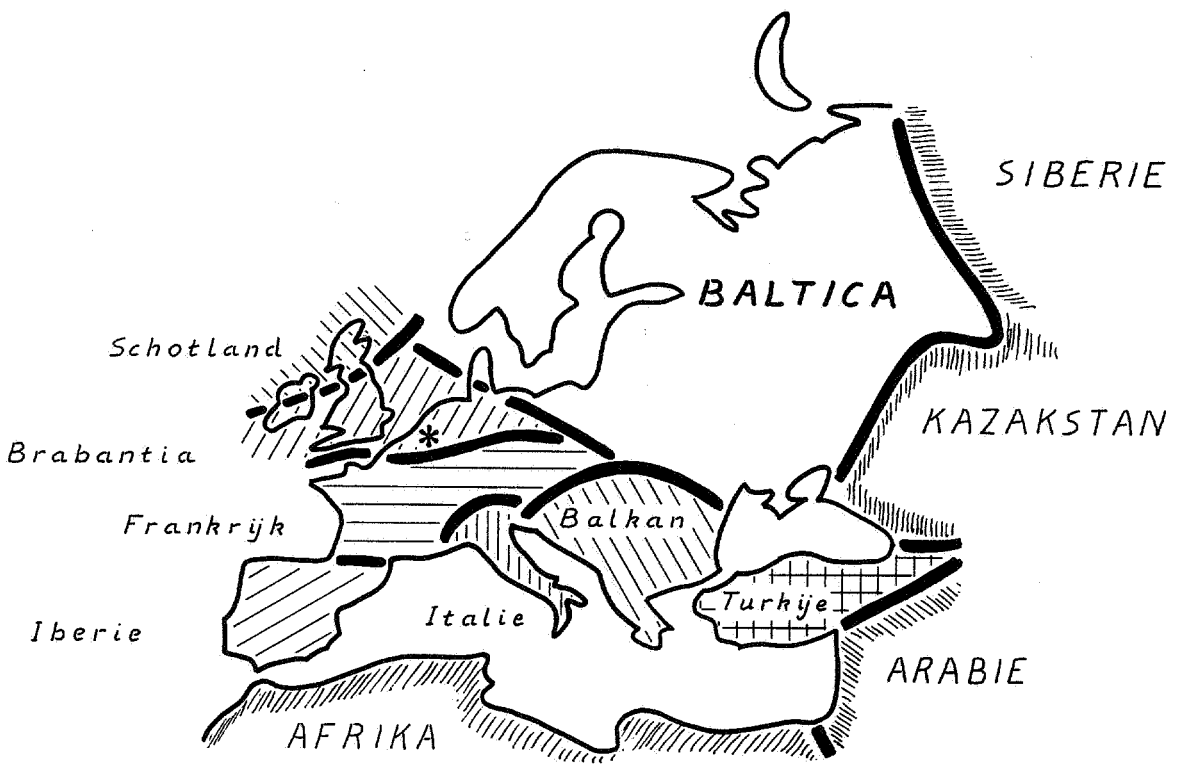
Figuur 1. Schematische opbouw van de Aarde (niet op schaal). De kern (diameter ± 7000 km) en de mantel (dikte ± 2900 km) worden bedekt door een zeer dunne korst, die onder de oceanen slechts 16 km dik is en onder de continenten 40 km. De warmtestromen in de mantel («convectiestromen») zijn met zwarte pijlen aangeduid. Op plaatsen, waar de warmte opstijgt, gaan de convectiestromen uit elkaar. Daardoor wordt de aardkorst uitgerekt (expansie) en in uiteen drijvende stukken («platen» of «schollen») gebroken. De ruimte tussen deze platen wordt opgevuld met vanuit de mantel opstijgend magma, dat na afkoeling een nieuw stukje korst vormt. Het samenvloeien van convectiestromen veroorzaakt een botsing tussen verschillende platen. Dit resulteert in een verkorting van de aardkorst als gevolg van gebergtevorming in de «kreukzone» of het «opslokken» van stukken korst door de mantel (dit proces wordt «subductie» genoemd).

Om die bewegingen te verklaren neemt men aan dat de relatief harde continentale en oceanische platen op een taai-vloeibare onderlaag (de «mantel») drijven. Deze taai-vloeibare massa is voortdurend in beweging, waarschijnlijk onder invloed van warmtestromen vanuit het binnenste der aarde. Als gevolg van de hierdoor opgewekte bewegingen of «convectiestromen» stijgt deze massa op de warmste plaats naar de oppervlakte om vervolgens af te koelen en iets verder weer naar beneden te zinken (Fig. 1). De convectiestromen in de mantel vormen het voortstuwingsmechanisme voor de daarop drijvende stukken aardkorst.

Tijdens hun reis over de wereldbol kunnen de continenten in stukken breken, die uit elkaar drijven, of op elkaar botsen en met elkaar een nieuw continent te vormen. Uiteraard laat dit proces littekens na in de aardkorst. De botsing tussen continentale platen is meestal herkenbaar aan een «kreukzone» in de vorm van bergketens, terwijl opsplitsing kan leiden tot het ontstaan van zeeën en oceanen. Om de geschiedenis van de continentverschuiving te ontrafelen speuren geologen dan ook naar aanwijzingen voor het bestaan van vroegere bergketens en oceanen.

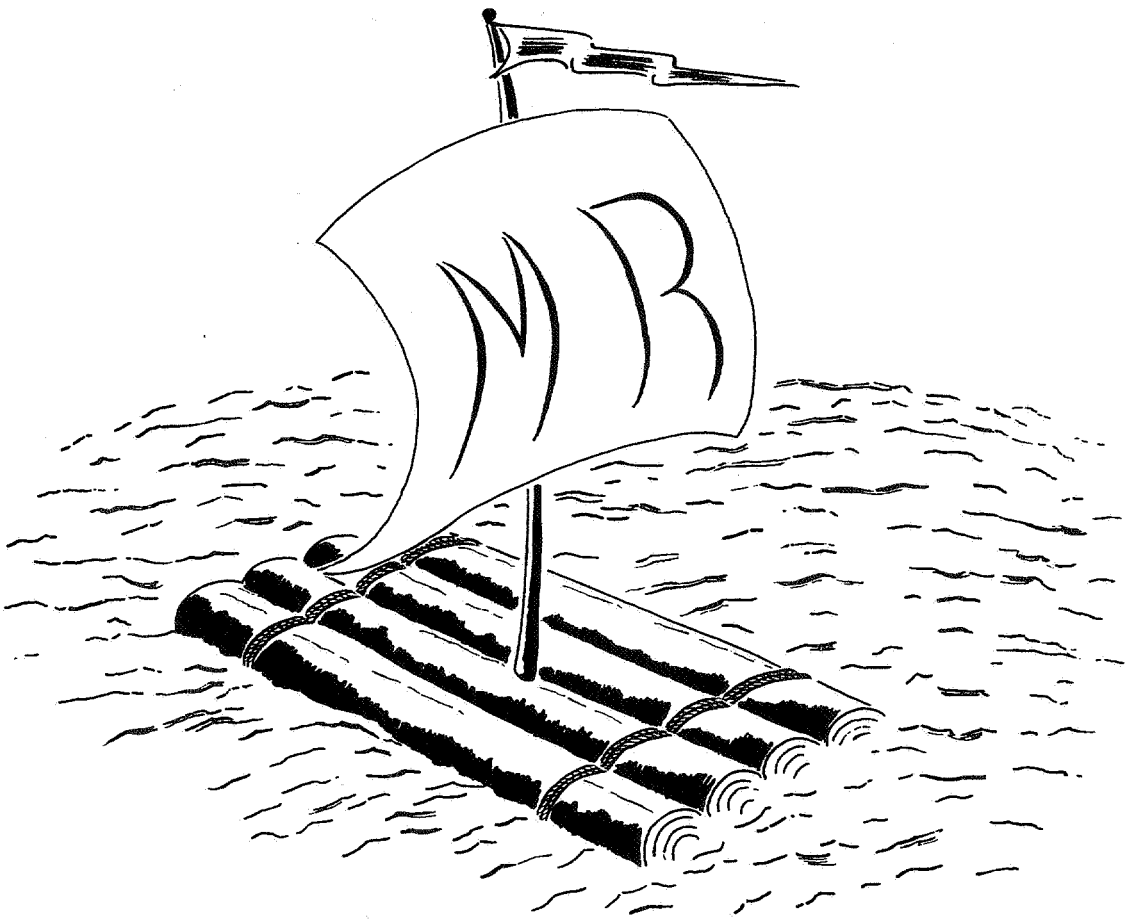
De studie van het «paleomagnetisme» van oude gesteenten vormt een ander belangrijk hulpmiddel om de continentverschuivingen te onderzoeken. Daarbij bepaalt men de positie van een stukje aardkorst ten opzichte van de polen ten tijde van de vorming van een bepaald gesteente. Die is blijvend vastgelegd in sommige als kleine magneetjes functionerende mineralen op het moment van de vorming van het gesteente waarin ze voorkomen. Helaas kan dit zogenaamde «remanent magnetisme» naderhand verstoord worden door andere geologische processen. Bovendien verschaft het alleen maar informatie over de breedtegraad en niet over de lengtegraad, waarop dat stuk van de korst zich toen bevond.

Met behulp van deze en andere geavanceerde onderzoekmethoden kunnen we de oude plaatfragmenten herkennen, waaruit de huidige continenten zijn opgebouwd. Ook Europa vormt een agglomeraat van zulke oude platen, die als de stukken van een gigantische legpuzzel in elkaar passen (Fig. 2)Die brokstukken hebben hun huidige positie pas bereikt na een tocht van vele duizenden kilometers over het aardoppervlak. Daarbij passeerden ze verschillende klimaatzones. Continenten smolten samen en vielen weer uiteen. Dat alles had zijn weerslag op geologische processen als gebergtevorming en bodemdaling, erosie en sedimentatie, en natuurlijk ook op het leefmilieu en de daarvan afhankelijke planten en dieren.



Figuur 2. Het Europese continent vormt een legpuzzel van kleine continentale platen, die zich in het verleden rond het oercontinent «Baltica» hebben gegroepeerd. De Euregio ligt in het zuidelijke deel van het vroegere microcontinent «Brabantia». Sommige van de hier getekende platen bestaan in werkelijkheid uit nog kleinere fragmenten. De bergketens van Pyreneeën, Alpen en Karpaten markeren de grens tussen de Zuid- en Midden-Europese platen, terwijl Ardennen en Erzgebirge het resultaat zijn van de botsing tussen Frankrijk en Brabantia.

Om verschillende redenen vormt de Euregio Maas-Rijn (verderop kortheidshalve als «Euregio» aangeduid) een ideale plek om de fascinerende geschiedenis van een willekeurig stukje aardkorst te visualiseren. De bodem van dit samenwerkingsverband binnen de Europese Unie tussen de Duitse Regio Aachen, Nederlands Zuid-Limburg, en de Belgische provincies Limburg en Liège herbergt een schat aan gegevens over een periode, die bijna zeshonderd miljoen jaar teruggaat in de geschiedenis van de aarde. Bovendien vinden we in de Euregio niet alleen de in het recente verleden vaak flexibele grenzen tussen verschillende volkeren, talen en culturen, maar ook die tussen gebieden met hun eigen flora en fauna, bodemopbouw en geologische geschiedenis.



Figuur 3. De continentale platen worden soms vergeleken met houtvlotten op drift over de wereldbol. Wij zullen dat beeld regelmatig gebruiken. Het vlot krijgt daarbij steeds de naam van het continent, waarvan de Euregio op dat moment deel uitmaakte.

Als we ons de Euregio voorstellen als een onderdeel van een houtvlot op drift over de wereldbol (Fig. 3), dan mogen we de gesteenten en fossielen beschouwen als de (fragmentarische) bladzijden van het logboek, dat over die reis is bijgehouden (Fig. 4). Dat vlot werd groter of kleiner naargelang het stukje aardkorst met de huidige Euregio samengesmeed werd met andere continenten of zich hier juist van losscheurde. De door die gebeurtenissen veroorzaakte veranderingen in het landschap kunnen we zichtbaar maken door middel van «paleogeografische» kaarten, die een beeld oproepen van het landschap tijdens een bepaalde periode.

Deze kaarten zijn gebaseerd op de over dat tijdvak beschikbare geologische gegevens. Gesteenten en fossielen verschaffen ons niet alleen informatie over de verdeling van land en zee of over het klimaat, maar ook over oude rivierlopen, moerassen, zandbanken en getijdestromen, het reliëf ter plekke of in het achterland, of de plaats waar de aardkorst op een gegeven ogenblik omhoog kwam of daalde.

De op deze kaarten samengebundelde informatie is meestal niet geheel synchroon, maar eerder een synthese van gegevens over een iets langere periode. Bovendien is er steeds een gecontroleerde geofantasie nodig om met name die milieus, waarvan geen concrete getuigenissen bewaard zijn, in te vullen. Men zou de kaarten dan ook steeds op een enigszins andere wijze kunnen tekenen.

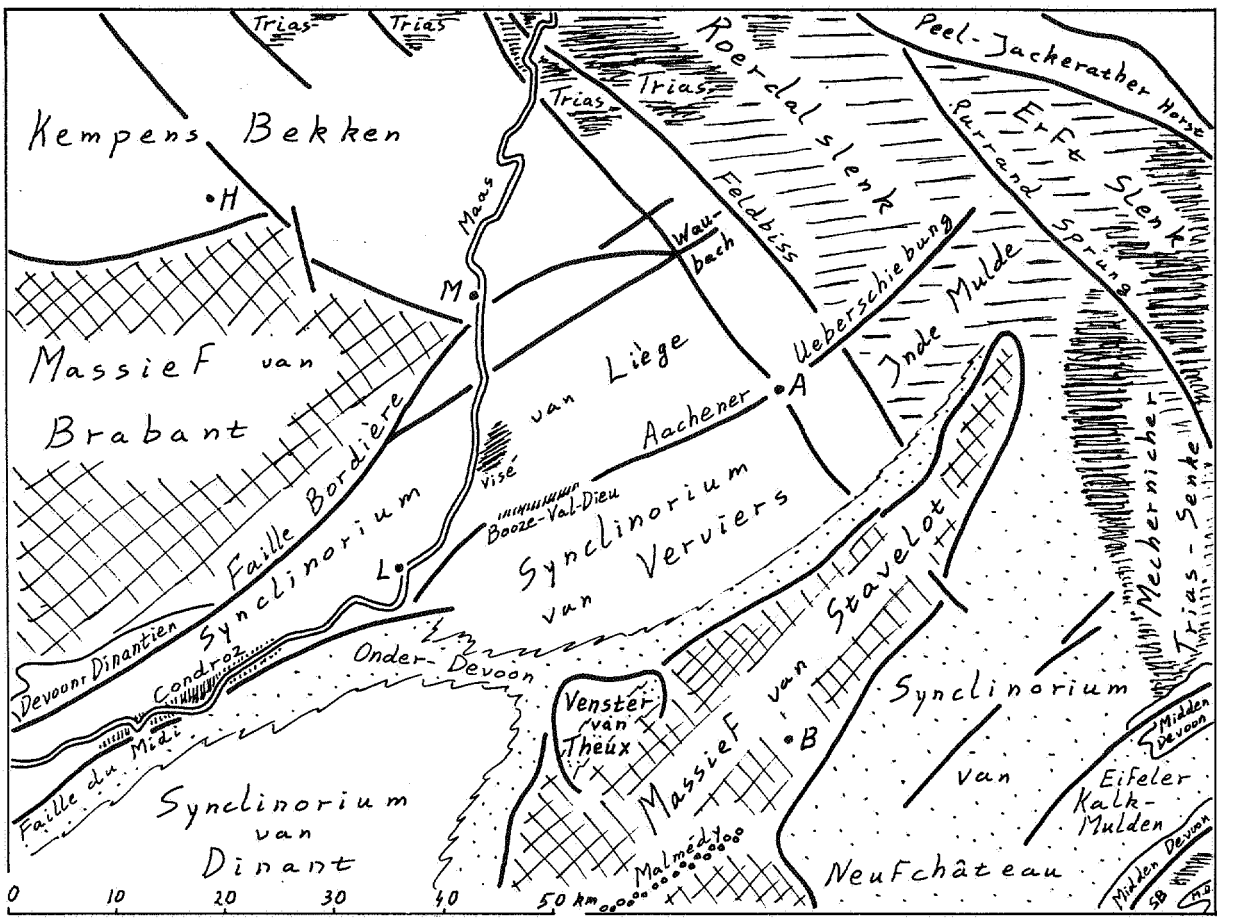
Omdat de gebruiker van deze paleogeografische kaarten veelal behoefte heeft aan een vast referentiekader, hebben we hierop steeds de lokaties aangeduid van de belangrijkste plaatsen in de Euregio. Uiteraard beperkt dit de mogelijkheden om binnen het vaste formaat van de tekeningen de onderlinge verschillen in de ruimtelijke relaties steeds op de juiste schaal aan te duiden. In de praktijk is de onderlinge afstand tussen de Euregionale hoofdsteden (Aachen, Hasselt, Liège en Maastricht) in zijn geheel als onveranderlijk voorgesteld. Alleen de afstand tussen de gebieden ten noorden en zuiden van de lijn Aachen-Liège hebben we op de daarvoor in aanmerking komende kaarten voor het Cambrium tot en met het Carboon groter en kleiner laten worden (hetgeen blijkt uit de afstand tussen Botrange in het zuiden en de Euregionale hoofdsteden in het noorden) om de toen optredende horizontale tektonische bewegingen te illustreren

Figuur 4. De gevolgde route en de wederwaardigheden van een zeereis worden normaliter vastgelegd in een logboek. Op het houtvlot van de Euregio vormen de hier aanwezige gesteenten en fossielen de bladzijden in het logboek. Geologen kunnen die gegevens vertalen om informatie te krijgen over de wereldreis van dit stukje aardkorst. Een groot probleem daarbij vormt de erosie, die hele hoofdstukken uit het logboek heeft laten verdwijnen. De kaars werd ontstoken bij het beschrijven van de eerste bladzijde in het logboek. Hij symboliseert de tijd. Op dit moment dooft de kaars. Het is echter niet eenvoudig om de tijd, die verstreken is, te meten aan de hand van de lengte van een brandende kaars. Variaties in de beschikbare hoeveelheid zuurstof, de lengte van de pit en de diameter hebben de snelheid, waarmee hij opbrandde, beïnvloed. Soortgelijke onnauwkeurigheden treffen we ook aan bij het bepalen van de geologische tijd.

Om deze beperkingen te benadrukken hebben we uitdrukkelijk gekozen voor een schetsmatige opzet en presentatie. Iedere kaart is immers niet meer dan een subjectieve momentopname van een landschap in voortdurende ontwikkeling tijdens een periode, die nu vele tientallen of zelfs honderden miljoenen jaren achter ons ligt. Maar die momentopname helpt ons bij het zoeken naar een logische verklaring voor de verspreiding van sedimenten en fossielen uit die bewuste tijd. Bovendien kunnen we uit de opeenvolgende kaarten aflezen hoe natuurlijke processen tot ingrijpende veranderingen leiden in het landschap van een relatief klein gebied als de Euregio.
Helaas is de discussie over de absolute ouderdom van de verschillende geologische perioden nog steeds niet afgesloten. Toch hebben we graag een getal in handen om althans een vage voorstelling van die ouderdom te krijgen. Daarvoor gebruiken we de geologische tijdschaal voor Nederland, die in 1993 door de Nederlandse Rijks Geologische Dienst is uitgegeven (RGD & NOGEPA, 1993: Encl. A.1). Om het betrekkelijke van die getallen echter te benadrukken illustreren we de tijdrekening regelmatig met behulp van een brandende kaars (Fig. 4). De moeilijk te bepalen lengte van die kaars geeft aan hoeveel miljoenen jaren er nog moesten verstrijken voordat het huidige landschap ontstond.

2. GEOLOGISCHE KAART

De grote geologische structuren en gegevenheden in de huidige Euregio (Fig. 5) vormen de basis voor de vervaardiging van de verschillende paleogeografische kaarten (Kaart 1 - 26). Behalve Botrange (B), het hoogste punt van de Euregio, vormen de provinciale hoofdsteden Aachen (A), Hasselt (H), Liège (L) en Maastricht (M) de referentiepunten om de landschapsreconstructies op de paleogeografische kaarten te vergelijken met de op de geologische kaart aangeduide geologische structuren. De belangrijkste structuren worden hier kort van commentaar voorzien.



Figuur 5. Relevante geologische afzettingen en structuren in de Euregio. A: Aachen; B: Botrange; H: Hasselt; L: Liège; M: Maastricht; M.D.: Midden-Devoon in Dollendorfer Mulde (Eifeler Kalkmulden); SB: Trias-afzettingen tussen Stadtkyll en Blankenheim.

2.1. MASSIEF VAN BRABANT

Het Massief van Brabant bestaat uit gesteenten van het vroeg-Paleozoïcum (Cambrium, Ordovicium en Siluur), die bedekt worden door sedimenten uit het Mesozoïcum en Cenozoïcum (Legrand, 1968: 3). Laat-Paleozoïsche gesteenten (Devoon, Carboon, Perm) vormen de omranding, die in het zuiden geaccentueerd wordt door de «Faille bordière» («Randbreuk»). De oostelijke begrenzing van het massief is recentelijk nader bestudeerd middels geofysisch (seismisch) onderzoek (Dusar & Langenaeker, 1992).

Als gevolg van de laat-Caledonische gebergtevorming werd dit massief op het einde van het Siluur geplooid en opgeheven tot een door kleine bergruggen onderbroken hoogvlakte, die zich uitstrekte van het zuidwesten van Ierland tot in de omgeving van Maastricht. In het Carboon werd dit gebied opnieuw bedekt door een paar duizend meter sediment, dat in het Perm en Trias weer grotendeels door erosie verdween. De definitieve afvlakking van het massief in het midden- en laat-Jura en vroeg-Krijt volgde op de Mid-Kimmerische en Laat-Kimmerische bewegingen (Bouckaert & Dusar, 1987; Van den Haute & Vercoutere, 1990; Verniers & Van Grootel, 1991: 184; Muchez *et al.*, 1995: 196).

2.2. MASSIEF VAN STAVELOT

Het Massief van Stavelot bestaat evenals het Massief van Brabant uit vroeg-Paleozoïsche gesteenten. Door de vroeg-Caledonische (Ardenner) opheffing ontbreken gesteenten uit het laat-Ordovicium en Siluur (Walter, 1980: Fig. 6-7; Walter *et al.*, 1985: 209). De afzetting van sedimenten werd al vroeg in het Devoon hervat, omdat de ondergrond naar het zuiden wegzakte.

Als gevolg van de laat-Hercynische bewegingen gleed een groot deel van de hier aanwezige Devoon- en Carboonafzettingen naar het noorden, waar ze als het «Massief van de Vesder» bleven liggen op de sedimenten van het

Synclinorium van Verviers (Cnudde *et al.*, 1986: Fig. 3; Michot, 1987: Fig. 20). Nog voor het einde van het Perm waren de eventuele restanten van de Devoon- en Carboongesteenten op het Massief van Stavelot door erosie verdwenen (Bless *et al.*, 1991: 61).

Het «Conglomeraat van Malmédy» vormt een overblijfsel van de puinkegels, die tegen het einde van het Perm op de aldus ontstane schiervlakte werden afgezet. De hierin aanwezige rolstenen kwamen voornamelijk uit het zuid-oostelijke achterland (Eifel, Sauerland en Taunus; Smolderen, 1987; Bless *et al.*, 1991a: 61).

Een deel van het Massief van Stavelot (de «Hoge Venen» rond Botrange) ontsnapte aan de afvlakking van de Euregio tijdens het laat-Jura en vroeg-Krijt. De zo ontstane «monadnock» vormde een 100 tot 150 m hoge heuvel op de schiervlakte, die in het laat-Krijt overstroomd werd door de zee (Bless *et al.*, 1991a: 63, Fig. 9-10).

2.3. VENSTER VAN THEUX

Hoewel het Venster van Theux op luchtfoto's als een duidelijke morfologische eenheid herkenbaar is, vormt deze door gesteenten uit het Devoon en Carboon gekenmerkte geologische structuur slechts een onderdeel van het Synclinorium van Verviers (Cnudde *et al.*, 1986: Fig. 2-3).

2.4. KEMPENS BEKKEN

Het Kempens Bekken ontstond door een noordwaartse kanteling van de ondergrond tijdens het Paleozoïcum. Dat blijkt uit de diktetoename van de Carboonafzettingen (Bless *et al.*, 1980a: 56). Door diezelfde kantelbeweging ontsnapten de Paleozoïsche gesteenten in het noorden van het bekken grotendeels aan de erosie in het Perm en Trias. De snelle daling van de slenken langs de noordflank (waaronder de zich ten noorden van de Euregio voortzettende Roerdalslenk) ging gepaard met een verdere kanteling van het bekken tijdens het Mesozoïcum en Cenozoïcum (Legrand, 1968; Bouckaert & Dusar, 1987; Demyttenaere, 1988).

2.5. SYNCLINORIUM VAN LIEGE

De Paleozoïsche afzettingen in het Synclinorium van Liège onderscheiden zich door de relatief hoge inkolingsgraad van het hier aanwezige organisch materiaal (Bless, 1988: 236-237) en de talrijke voorkomens van in hoofdzaak aan het begin van het midden-Jura (160-180 Ma; Redecke, 1992: 140) gevormde lood-zinkertsen (Dejonghe & Jans, 1983: Fig. 2; Bless, 1988: Fig. 6). De hoge inkolingsgraad vormt een aanwijzing voor de grote diepte, waarop de gesteenten hier oorspronkelijk begraven hebben gelegen. In het laat-Carboon is hier een tot 5000 m dik sedimentpakket afgezet (Bless, 1988: Fig. 7 en 10). De thans vlak onder de oppervlakte liggende lood-zinkertsen zijn vermoedelijk gevormd op een diepte van 1000 - 1500 m (Redecke, 1992: 107). Dat betekent dat dit gebied niet alleen is opgeheven in het laat-Carboon, maar ook in het midden-Jura en vroeg-Krijt als gevolg van de Mid-Kimmerische en Laat-Kimmerische opwelvingen.

Met name langs de zuidflank van het synclinorium maakt de veelal geringe zuidwaartse helling (15 - 25°) van de gesteenten plaats voor steil staande en soms zelfs overkiepte anticlines (Michot, 1988: Fig. 3 - 4). Deze anticlines markeren het noordelijke front van de Hercynische of Varistische plooiing.

2.6. ANTICLINE VAN WAUBACH

De reactivering van deze Hercynische opwelving door de Mid-Kimmerische en Laat-Kimmerische bewegingen leidde tot het opstijgen van hydrothermale ertsoplossingen in open spleten. Hieruit sloegen lood-zinkertsen neer in de toen geactiveerde randbreuken van de Roerdalslenk rond deze structuur (M. & R. Teichmüller, 1971: Fig. 2; Kimpe *et al.*, 1978: 50-52, Encl. 4). Ook tijdens het laat-Krijt (Campanien) vonden er nog bewegingen plaats langs de breuken rond de Waubach Anticline (Kimpe *et al.*, 1978: 50; Wrede, 1985: 59-61; Muchez *et al.*, 1995: 196).

2.7. OPWELVING VAN VISE

De Opwelving van Visé ontstond door lokale blokbewegingen in de ondergrond in de tweede helft van het laat-Devoon (Poty, 1982, 1991). De vele karstverschijnselen in de hier eerder in het laat-Devoon (Frasnien) afgezette kalksteen wijzen op het binnendringen van meteorisch water in de door die opwelving veroorzaakte spleten. In het vroeg-Carboon vormde de opwelving een klein eiland of schiereiland in de toen gestadig opdringende zee. De westzijde van dit eiland veranderde in een steile rotskust («falaise»), waarvan enorme blokken losraakten en in zee vielen (Poty, 1982). De op grond van geofysisch onderzoek voorspelde toename van de dikte van de afzettingen uit het Devoon en vroeg-Carboon ten noorden van de Opwelving van Visé (Bless *et al.*, 1980b: 335-336) is later bevestigd door boringen in en bij Maastricht (Bless *et al.*, 1981; Van Tongeren, 1988).

2.8. FAILLE DU MIDI EN AACHENER UEBERSCHIEBUNG

Deze breuken vormen de noordelijke begrenzing van de tijdens de Hercynische gebergtevorming (laat-Carboon) geplooide synclinoria van Dinant, Verviers en Inde. Samen met een groot aantal verder naar het zuiden gelegen breuken fungeerden ze toen als enorme overschuivingsvlakken, waarover de ten zuiden ervan opgehoopte afzettingen vele kilometers naar het noorden schoven tot over de zuidelijke flanken van de synclinoria van Namur en Liège.

Oorspronkelijk waren dit echter geen overschuivingsvlakken, maar afschuivingsvlakken, waarlangs de vroeg-Paleozoïsche gesteenten naar het zuiden wegzakten (Bless *et al.*, 1989: Fig. 6). De discussie over de juiste benaming en het verloop van deze breuken (onder andere in Michot, 1988) is terug te voeren op het feit dat ze deel uitmaken van een reeks grotere en kleinere overschuivingsvlakken, die als dakpannen op en naast elkaar liggen (Bless & Bouckaert, 1988: Fig. 2 en 10). Het overschuivingsfront wordt geaccentueerd door het Massief van de Condroz («Bande de Sambre-Meuse»), waarin gesteenten uit het Ordovicium en Siluur dagzomen, en het Massief van Booze-Val-Dieu («Ride de Booze-Val-Dieu»), waar sedimenten uit het midden-Carboon (Namurien) op die uit het laat-Devoon (Famennien) liggen.

2.9. SYNCLINORIA VAN DINANT, VERVIERS EN INDE

In de loop van het vroeg-Devoon werd het gebied ten zuiden van de Faille du Midi en de Aachener Ueberschiebung heel geleidelijk vanuit het zuiden overspoeld door de zee. Die overstroming was mogelijk omdat de ondergrond hier door breuken in kleinere compartimenten was verdeeld, die achtereenvolgens - het eerst in het zuiden en later in het noorden - langs die breukvlakken naar het zuiden wegzakten en zo onder de zeespiegel verdwenen (Bless *et al.*, 1989: Fig. 6; Bless & Fernández Narvaiza, 1993: Fig. 86-87). Pas in het midden-Devoon overspoelde de zee ook het gebied ten noorden van deze grote breuken. Dit mechanisme weerspiegelt zich in een opmerkelijke afname van de dikte van de sedimenten uit het Devoon van het zuiden naar het noorden (Bless *et al.*, 1989: Fig. 6; Bless & Fernández Narvaiza, 1993: Fig. 86).

In het laat-Westphalien maakten de Asturische bewegingen een eind aan de sedimentatie in het gebied van deze synclinoria. De oorspronkelijk naar het zuiden weggezakte fragmenten van de ondergrond gleden toen weer naar het noorden, waarbij de afglijdingsvlakken in overschuivingsvlakken veranderden (Bless *et al.*, 1989: Fig. 6; Bless & Fernández Narvaiza, 1993: Fig. 86; Von Winterfeld & Walter, 1993; Hollmann & Walter, 1995).

2.10. SYNCLINORIUM VAN NEUFCHATEAU

De Paleozoïsche afzettingen in het Synclinorium van Neufchâteau zijn geplooid en gebroken door de Sudetische en Asturische bewegingen. In de loop van het laat-Carboon (Bless & Streel, 1976; Van der Laar & Fermont, 1989) en Perm (Smolderen, 1987) zorgde de erosie voor het verdwijnen van vrijwel al de sedimenten uit het jongere Paleozoïcum (midden-Devoon tot begin laat-Carboon), waardoor het 3500 - 6000 m dikke pakket gesteenten uit het vroeg-Devoon aan de oppervlakte kwam te liggen (Richter, 1985: Tab. 3; Bless *et al.*, 1991: Fig. 6).

2.11. EIFELER KALKMULDEN

De Eifeler Kalkmulden liggen in een smalle (ongeveer 35 km brede en 65 km lange) strook («Eifeler Nord-Süd-Zone; Wienecke, 1983: 21) tussen Sötenich in het noorden en Mürlenbach in het zuiden (Meyer, 1983: 8-9). In deze soms complexe synclinale structuren nemen de kalkstenen en dolomieten uit het midden-Devoon en (in de Prümer Mulde) laat-Devoon een belangrijke plaats in. Deze sedimenten werden afgezet in een ondiepe, warme zee, die dankzij de klassieke publikatie van Wolfgang Struve (1963) bekend staat als het «Eifeler Korallenmeer». De mariene afzettingen bestonden niet alleen uit kalk, maar ook uit de van het Massief van Brabant en het Caledonisch gebergte afkomstige erosieprodukten (Meyer *et al.*, 1977; Meyer & Stets, 1980).

Op de overgang van het vroeg- naar het laat-Carboon trok de zee zich naar het noorden terug als gevolg van de Sudetische opheffing. In het Namurien verdween een groot deel van de vroeg-Carboonafzettingen als gevolg van de erosie. Dat blijkt uit het massale voorkomen van uit de Eifel afkomstige radiolarietrolstenen in de conglomeraten rond Aachen (Richter, 1985: 70-72). De geringe inkolingsgraad van het organisch materiaal in de gesteenten uit het onder- en midden-Devoon van de Eifel (M. & R. Teichmüller, 1979: 333-337) bewijst dat de dikte van de afzettingen uit het laat-Devoon en Carboon en niet te vergeten Trias en vroeg-Jura hier hooguit een paar honderd meter bedroeg (M. & R. Teichmüller, 1979: Fig. 6).

2.12. ROERDALSLENK EN ERFTSLENK

De Roerdalslenk en de Erftslenk onderscheiden zich van hun omgeving door de enorme dikte van de afzettingen uit het Cenozoïcum (Tertiair en Kwartair). Die kan daar oplopen tot meer dan 1000 m, terwijl ze in de randgebieden (Peel-Jackerather Horst, Kempens Bekken en Synclinorium van Liège) hoogstens enkele honderden meters bedraagt (Bless & Fernández Narvaiza, 1994: 43). Een complex systeem van van het noordwesten naar het zuidoosten lopende breuken begrenst en doorsnijdt deze slenken. Hiertoe behoren de Rurrand Sprung (de grens tussen de Roerdalslenk en de Erftslenk) en de Feldbiss.

Deze slenken ontstonden in het Jura (Ziegler, 1982: 60-61, Encl. 30). Maar in het Paleozoïcum vormde deze streek al een onderdeel van een uitgestrekt dalingsgebied (Bless *et al.*, 1980a: 56; Van Wijhe, 1987: 215). Ten noordoosten van Aachen werd de daling van de slenken al aan het begin van het midden-Jura onderbroken door de Mid-Kimmerische opwelving, die aan het begin van het Krijt gevolgd werd door de Laat-Kimmerische opwelving. In het laat-Krijt (Santonian; Gras, 1995: 125) maakte de daling opnieuw plaats voor een omgekeerde («inverse»), opwaartse beweging (Bless & Fernández Narvaiza, 1994: 40, 42), die (met korte onderbrekingen) voortduurde tot in het vroeg-Tertiair (Paleoceen en Eoceen; Van Wijhe, 1987: 215-218).

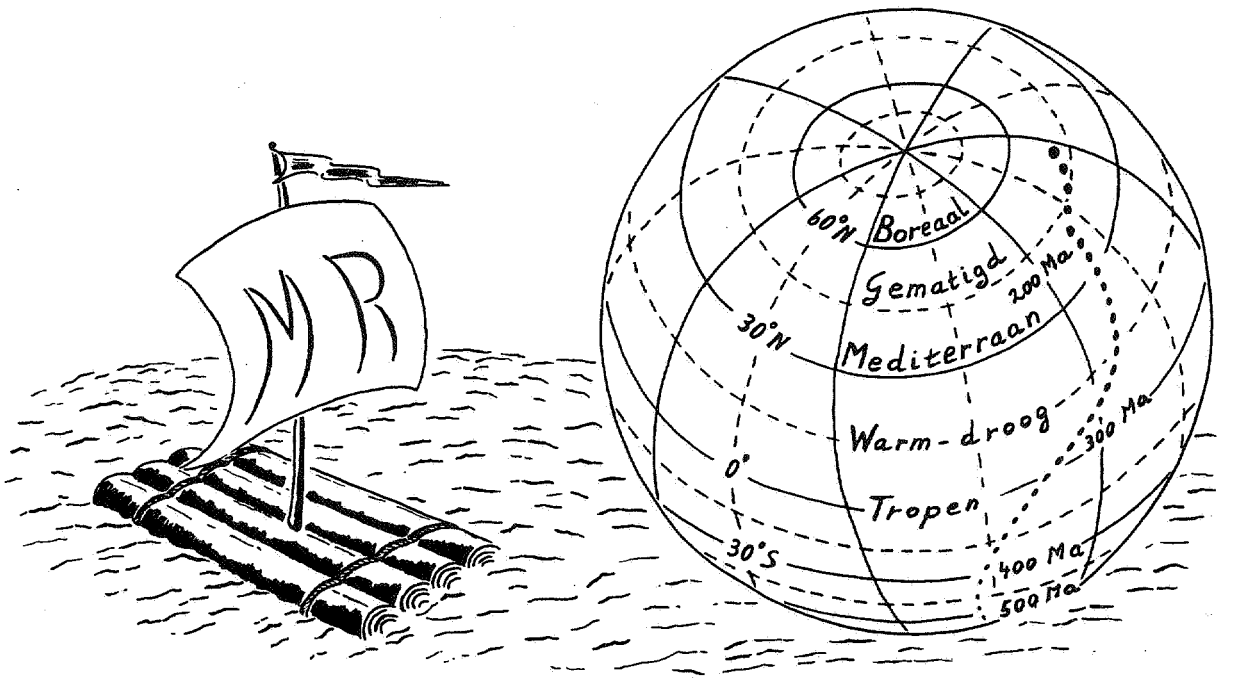
2.13. MECHERNICHER TRIAS-SENKE

Hoewel de afzettingen uit het Trias en vroeg-Jura oorspronkelijk een groot deel van de Euregio bedekt hebben, zijn ze nu beperkt tot het noorden, waar de Roerdalslenk snel naar het noordwesten wegzakt (Patijn & Kimpe, 1961; Bless *et al.*, 1980b: Anl. 4), en het oosten, in de Mechernicher Trias-Senke en in een klein gebied van de Nord-Eifel tussen Stadtkyll en Blankenheim (beide deel uitmakend van de «Eifeler Nord-Süd-Zone»; Wienecke, 1983: 21).

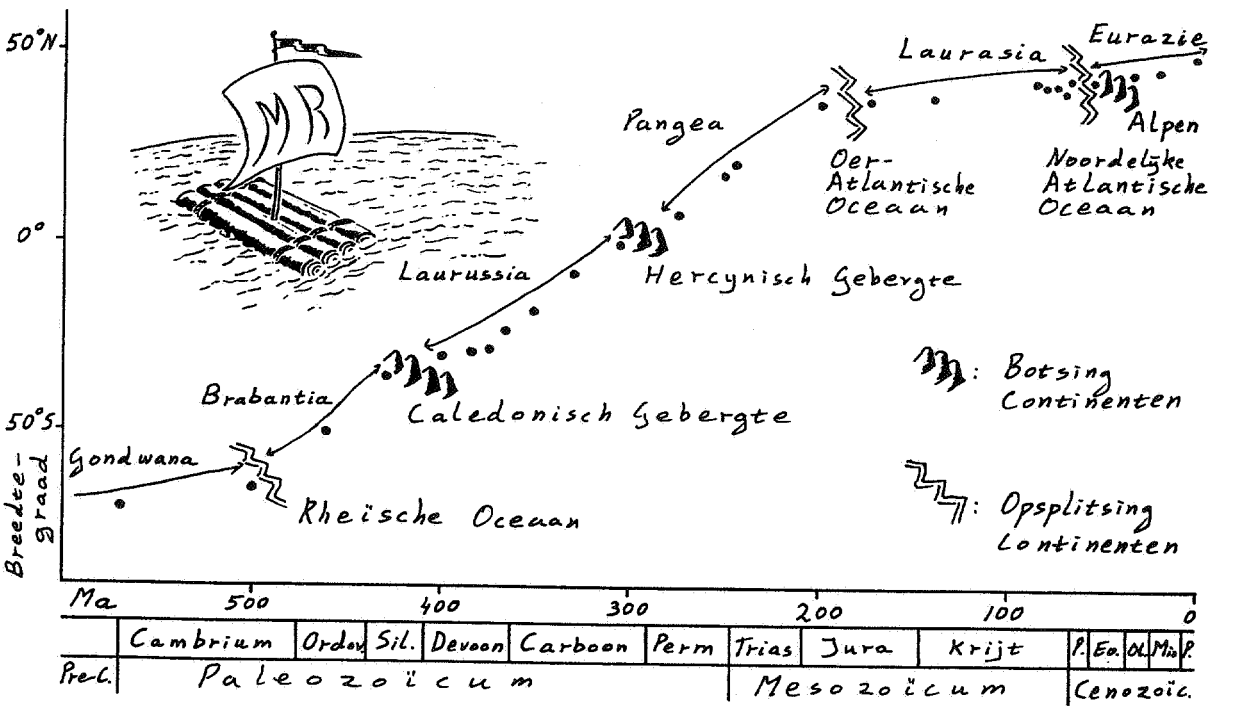
Tijdens de Mid-Kimmerische en Laat-Kimmerische opheffing steeg de ondergrond van de Mechernicher Trias-Senke minder sterk dan de bodem ten zuiden en westen hiervan. Daardoor is de erosie van de in het Trias en vroeg-Jura (Lias) afgezette sedimenten grotendeels beperkt gebleven tot die uit het laat-Trias en Lias (Wienecke, 1983).

3. ZWERFTOCHT VAN DE EUREGIO OVER DE WERELDBOL

De veranderingen in het landschap van de Euregio hangen nauw samen met haar zwerftocht over de aardbol. Met behulp van de thans beschikbare gegevens kunnen we die tocht vanaf het begin van het Paleozoïcum (ongeveer 570 miljoen jaar geleden) reconstrueren. De Euregio lag toen vlak bij de Zuidpool op ongeveer 70° Z.Br. In de loop van 570 miljoen jaar schoof ze naar haar huidige positie op ongeveer 50° N.Br. Zonder rekening te houden met eventuele oost-west verplaatsingen komt dat neer op een afstand van een derde van de omtrek van de aarde,



Figuur 6. Tijdens haar zwerftocht over de wereldbol passeerde de Euregio verschillende klimaatgordels op het zuidelijk en noordelijk halfrond. Die gordels kunnen uiteraard veel breder of smaller zijn geweest dan de huidige. Dat bewijst de enorme uitbreiding van de ijskap tijdens de laatste IJstijd, nog maar nauwelijks tienduizend jaar geleden.



Figuur 7. Tijdens haar noordwaartse verplaatsing maakte de Euregio deel uit van zes verschillende continenten: Gondwana, Brabantia, Laurussia, Pangea, Laurasia en Eurazië. Wanneer zo'n continent in stukken brak, ontstond er tussen de nieuw gevormde platen een oceaan. Maar als dat nieuwe continent het gevolg was van een botsing tussen verschillende platen, dan werd de daarbij gevormde kreukzone gemarkeerd door een of meer bergketens.

oftewel een slordige 13.000 km! Dit impliceert een gemiddelde verschuivingssnelheid van iets meer dan 2 cm per jaar. Dat is vergelijkbaar met de snelheid van de huidige continentverschuivingen.
Als we de baan van die zwerftocht op een wereldbol uitzetten en vergelijken met de nu op aarde voorkomende klimaatgordels (Fig. 6), dan is het duidelijk dat het klimaat in de Euregio aan enorme schommelingen onderhevig moet zijn geweest. Uiteraard moeten we bedenken, dat de breedte van de individuele klimaatgordels niet constant

is. Die is namelijk niet alleen afhankelijk van de - als gevolg van de continentale drift veranderlijke - regionale omstandigheden (verdeling land-zee, aanwezigheid van gebergte of vulkanen, zeestromen, etc.), maar ook van al dan niet periodieke optreden van ijstijden op het noordelijke en/of het zuidelijke halfrond. Die voortdurende wisselingen in het klimaat weerspiegelden zich niet alleen in de flora en fauna (het tropisch regenwoud tijdens het laat-Carboon en de wolharige mammoet op het einde van het Pleistoceen), maar ook in de sedimenten en niet te vergeten de aard en de snelheid van de erosie.

Ook het samensmelten en weer uiteenvallen van de verschillende continenten, waarvan de Euregio deel uitmaakte, heeft direct of indirect zijn weerslag gehad op het hier gevormde landschap. Zo zijn de veranderingen in het reliëf als gevolg van regionale bodembewegingen vrijwel altijd veroorzaakt door het op elkaar botsen of uiteenscheuren van continentale platen. We moeten daarbij niet uit het oog verliezen, dat de Euregio in de loop der tijd een onderdeel heeft gevormd van zeer uiteenlopende continenten (Fig. 7). Om die samenhang beter te kunnen begrijpen worden de relevante bewegingen van de continentale platen steeds vermeld bij de beschrijving van de afzonderlijke paleogeografische kaarten.

4. GEGEVENS

Zowel voor de reconstructie van de zwerftocht van de Euregio over de aardbol als voor het vervaardigen van de paleogeografische kaarten is uitgebreid gebruikt gemaakt van de in de literatuur beschikbare gegevens. Om de literatuurlijst niet onnodig lang te maken worden in veel gevallen publikaties geciteerd, die refereren aan oorspronkelijk onderzoek. Daarnaast hebben we dankbaar gebruik gemaakt van de vele kritische en steeds als opbouwend ervaren opmerkingen en bemerkingen van talloze collega's en vrienden. Het idee voor deze compilatie is afkomstig van Maurice Streel, die met eindeloos geduld de verschillende fasen van de totstandkoming van dit verhaal heeft begeleid. Zonder daarbij anderen te kort te willen doen, vermelden we bovendien met plezier de inbreng van (in alfabetische volgorde) Muriel Fairon-Demaret, Michiel Dusar, Sjeuf Felder, Frans Gullentops, Franz Kockel, Piet Laga, Eva Paproth, Marc Roche, René Schumacker, Philippe Steemans, Jacques Thorez en Michel Vanguestaine. Mede dankzij hen kwam de uiteindelijke versie van dit verhaal tot stand.

5. PALEOGEOGRAFISCHE KAARTEN

Om de vergelijking met de geologische kaart (Fig. 5) te vergemakkelijken wordt in de paleogeografische reconstructies steeds de ligging aangegeven van Botrange (B), het hoogste punt van de Euregio, en de Euregionale hoofdsteden Aachen (A), Hasselt (H), Liège (L) en Maastricht (M). Vanwege de in het geologisch verleden opgetreden grote verschuivingen tussen de gebieden ten noorden en zuiden van de Faille du Midi en de Aachener Ueberschiebung (cf. Hoofdstuk 2.8.) wijkt de afstand tussen Botrange en de andere plaatsen af van de huidige situatie in de reconstructies voor het vroeg-Cambrium tot en met het laat-Carboon (Kaart 1 - 11). Daarbij is overigens geen poging gedaan om de werkelijke afstand tussen deze plaatsen aan te geven vanwege het regelmatig ontbreken van gegevens.

Bergen, plateaus en rivieren zijn uiteraard niet op schaal getekend. Ook de summier aangeduide helling van de gesteenten correspondeert niet noodzakelijkerwijs met de realiteit. In gebieden, waar deze helling over het algemeen minder dan 30° bedraagt, is gekozen voor een subhorizontale weergave zonder rekening te houden met lokaal steil staande lagen. Dat geldt vooral voor de Devoon- en Carboongesteenten ten noorden van de Faiile du Midi en de Aachener Ueberschiebung, en voor de afzettingen uit het Mesozoïcum (Kaart 12 - 17). In alle andere gevallen is schematisch aangeduid, dat de lagen veelal geplooid zijn, zonder rekening te houden met de mate van plooiing of de richting, waarin de lagen hellen. Dat geldt in principe voor de gesteenten uit het Cambrium, Ordovicium en Siluur (Kaart 3 - 17), en voor de Devoon- en Carboongesteenten ten zuiden van de Faille du Midi en de Aachener Ueberschiebung (Kaart 11 - 17).

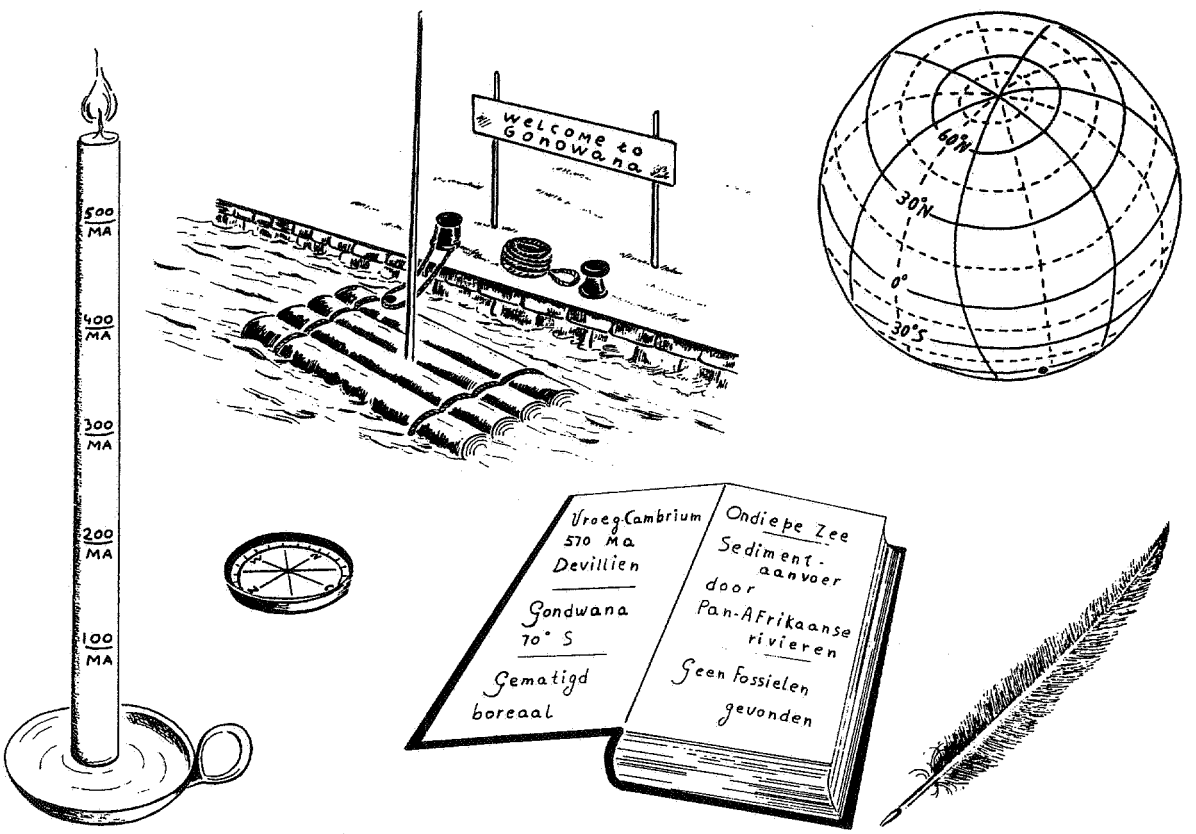
Er zijn slechts vier kleuren gebruikt bij het vervaardigen van de kaarten:
- **blauw** voor water, zonder rekening te houden met de vraag of dit zoet, brak of zout, diep of ondiep, tijdelijk (bijvoorbeeld alleen in de regentijd of tijdens vloed of springvloed) of permanent was (ondiepten in rivieren en in zee, zoals zandbanken, wadden of koraalriffen, die kortere of langere tijd droog konden vallen, zijn gestippeld);

- **bruin** voor vulkanen (alleen op Kaart 4);
- **geel** voor land; en
- **groen** voor moerasgebieden met een veelal weelderige vegetatie en extreem hoge grondwaterstand, zonder rekening te houden met de vraag of dit aanleiding gaf tot een (blijvende) veenvorming.

5.1. VROEG-CAMBRIUM; 570 Ma (Devillien)

5.1.1. Paleogeografische positie

± 70° Z.Br. (Fig. 8; Scotese & McKerrow, 1990: Fig. 5; Scotese & Barrett, 1990: Fig. 5). De Euregio maakte toen deel uit van de zuidelijke rand van het continent «Gondwana» (Scotese & McKerrow, 1990: 3-4; André, 1991: 131). Gondwana bestond uit de huidige continenten Zuid-Amerika, Afrika, Australië en Antarctica, alsmede uit fragmenten van Noord-Amerika (waaronder Florida), Midden- en Zuid-Europa (waaronder Zuid-Ierland, Zuid-Engeland en België, Frankrijk en Bohemen, het Iberisch schiereiland, Italië en de Balkan) en Azië (waaronder Turkije, Arabië, India, Afghanistan, Tibet, Indochina en stukken van China; Fig. 9). Gondwana dreef toen naar het zuiden in de richting van de Zuidpool (Scotese & McKerrow, 1990: 5; Scotese & Barrett, 1990: Fig. 13).



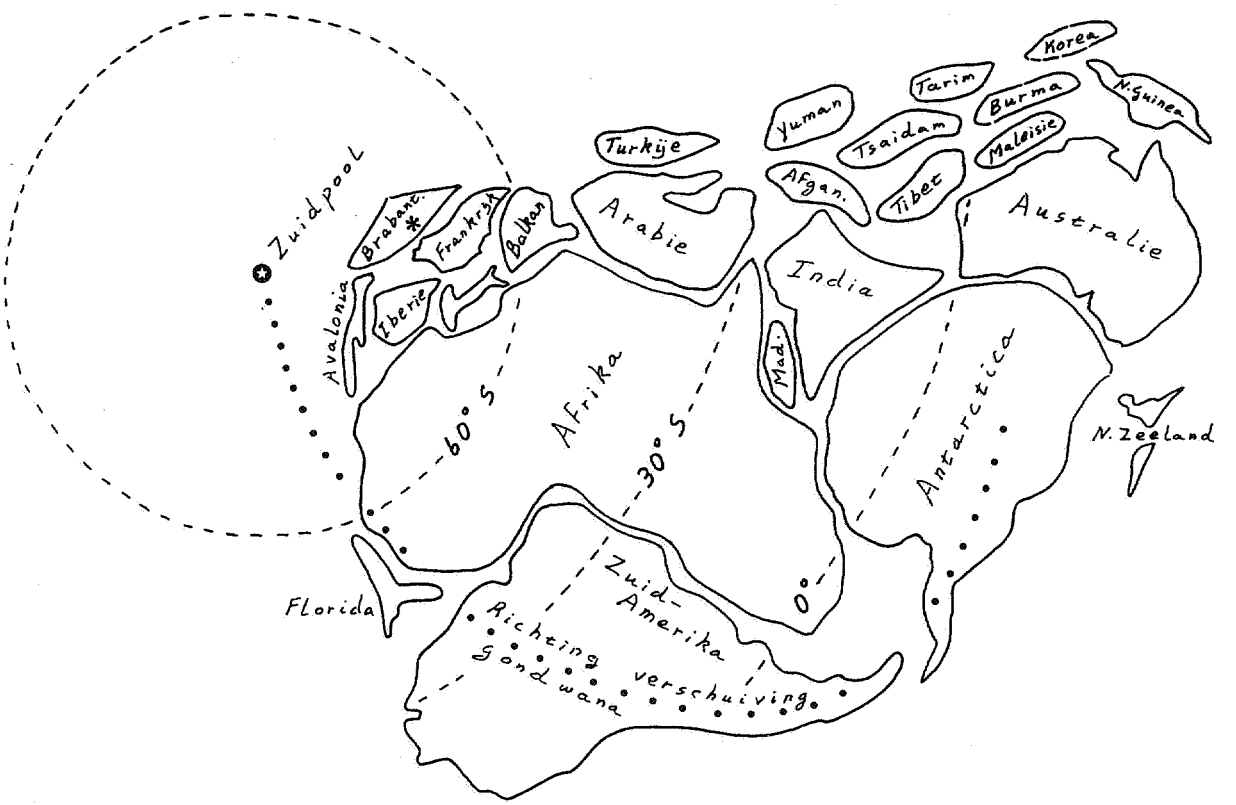
Figuur 8.

5.1.2. Klimaat

Waarschijnlijk gematigd-koel of polair (op grond van de paleogeografische positie).

5.1.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 1)

De Euregio was toen helemaal overspoeld door een ondiepe, kust-nabije zee met zandbanken (Van Hoegen *et al.*, 1985: 232-233). De sedimenten in het zuidoosten (**Hauts-fonds de Stavelot**) waren door «Pan-Afrikaanse» ri-



Figuur 9. Het megacontinent Gondwana, zoals het er aan het begin van het Cambrium moet hebben uitgezien (gebaseerd op gegevens van Scotese & McKerrow, 1990; Scotese & Barrett, 1990; Cocks & Fortey, 1990; Bergström, 1990; Burrett *et al.*, 1990). De stippellijn illustreert de draaiende beweging, waarmee Gondwana in de loop van het Paleozoïcum over de Zuidpool schoof. Een aantal kleine continentale platen (waaronder Avalonia en Brabantia) zou zich nog tijdens het Paleozoïcum van dit continent losmaken. Pas laat in het Mesozoïcum begon Gondwana uiteen te vallen, waardoor de huidige continenten op het zuidelijk halfrond ontstonden. De positie van de Euregio is gemarkeerd door een ster.

vieren uit Oost-Afrika aangevoerd (André, 1991: 131). Maar de sedimenten in het noordwesten van de Euregio (**Brabants Wad**) kwamen mogelijk uit het noorden (Mortelmans, 1955: 201-202; Walter, 1980: 17) of het westen (bijvoorbeeld de Engelse Midlands; André, 1991: 129). Om de tegengestelde herkomst van de sedimenten in het noordwesten en zuidoosten van de Euregio te verklaren kan men aannemen dat deze gebieden toen gescheiden werden door een ondiepte of een eiland (Walter, 1980: Fig. 3) of door een zee van onbekende afmetingen (André, 1991: 129). Dit laatste (hier gekozen) model suggereert dat de Euregio uit verschillende kleine continentale platen is opgebouwd, die in de loop van het Precambrium en vroeg-Paleozoïcum tot een geheel werden samengevoegd. Een en ander betekent ook, dat het **Détroit de Dinant** aanmerkelijk breder kan zijn geweest dan op de kaart is aangegeven.

5.1.4. Leven

Elders op de wereld bevatten afzettingen uit deze tijd trilobieten, sponzen, wormen, kwallen en primitieve schelpdieren (Moody, 1981: 42-45). In de Euregio heeft men echter alleen maar kruipsporen gevonden. Het is denkbaar, dat dit mede veroorzaakt is door het koude klimaat op deze breedtegraad.

5.2. VROEG-ORDOVICIUM; 490 Ma (Arenigien)

5.2.1. Paleogeografische positie

± 65° Z.Br. (Scotese & McKerrow, 1990: Fig. 6; Scotese & Barrett, 1990: Fig. 6). De Euregio maakte in deze periode nog steeds deel uit van Gondwana (Cocks & Fortey, 1990: 97, Fig. 1), dat nu langzaam in noordoostelijke richting over de Zuidpool draaide (Scotese & Barrett, 1990: Fig. 6). In Noordwest-Afrika kwam het in de loop van het Ordovicium daarom verschillende keren tot de vorming van een ijskap met gletsjers (Stanley, 1989: 72-

75; RGD & NOGEPA, 1993: Encl. 1.A.). Deze glaciaties leidden telkens tot een wereldwijde («eustatische») daling van de zeespiegel, waardoor grote gebieden (inclusief de Euregio) droog vielen. Dit tijdelijk terugtrekken van de zee is herkenbaar aan onderbrekingen in de (mariene) sedimentatie.

5.2.2. Klimaat

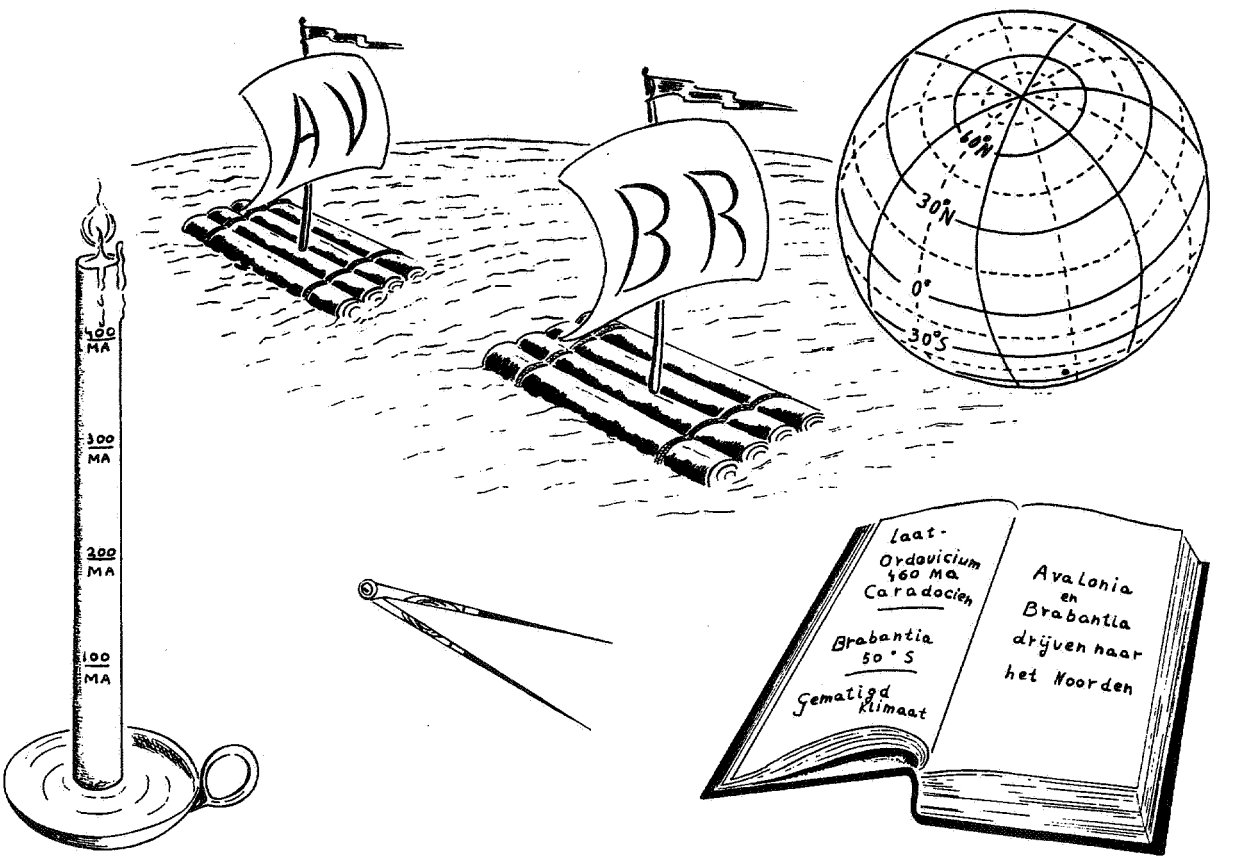
Gematigd-koel (Berry & Wilde, 1990: Fig. 1) tot mogelijk zelfs polair op grond van paleogeografische positie.

5.2.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 2)

Op het einde van het Tremadocien trok de zee zich kortstondig terug uit de Euregio (Vanguestaine, 1992: Fig. 10). Maar al kort na het begin van het daarop volgende Arenigien drong ze het gebied weer binnen via de **Konzener Bucht** in het zuidoosten (Robaszynski & Dupuis, 1983: 15). De door zandbanken afgesloten lagunes illustreren het ondiepe karakter van de **Konzener Bucht** tijdens het laat-Salmien in de omgeving van Konzen (X KO; Von Hoegen *et al.*, 1985: 232-233; Vanguestaine, 1992: 13). Zo'n **Etang eurégional** was qua grootte wellicht vergelijkbaar met de strandmeren («hafen») langs de huidige Oostzee tussen Gdansk in Polen en Klaipeda in Litouwen. De **Konzener Bucht** was waarschijnlijk een rustige binnenzee, net zoals de Oostzee. Pas aan het begin van het laat-Ordovicium zou de zee opnieuw het **Brabants Land** overstromen (Vanguestaine, 1992: Fig. 10).

5.2.4. Leven

Tot de meest opmerkelijke mariene organismen behoren de «Acritarchen». Deze uitgestorven micro-organismen zijn uitstekende gidsfossielen voor het herkennen van de verschillende laagpakketten van het oudere Paleozoïcum (cf. Vanguestaine, 1992).

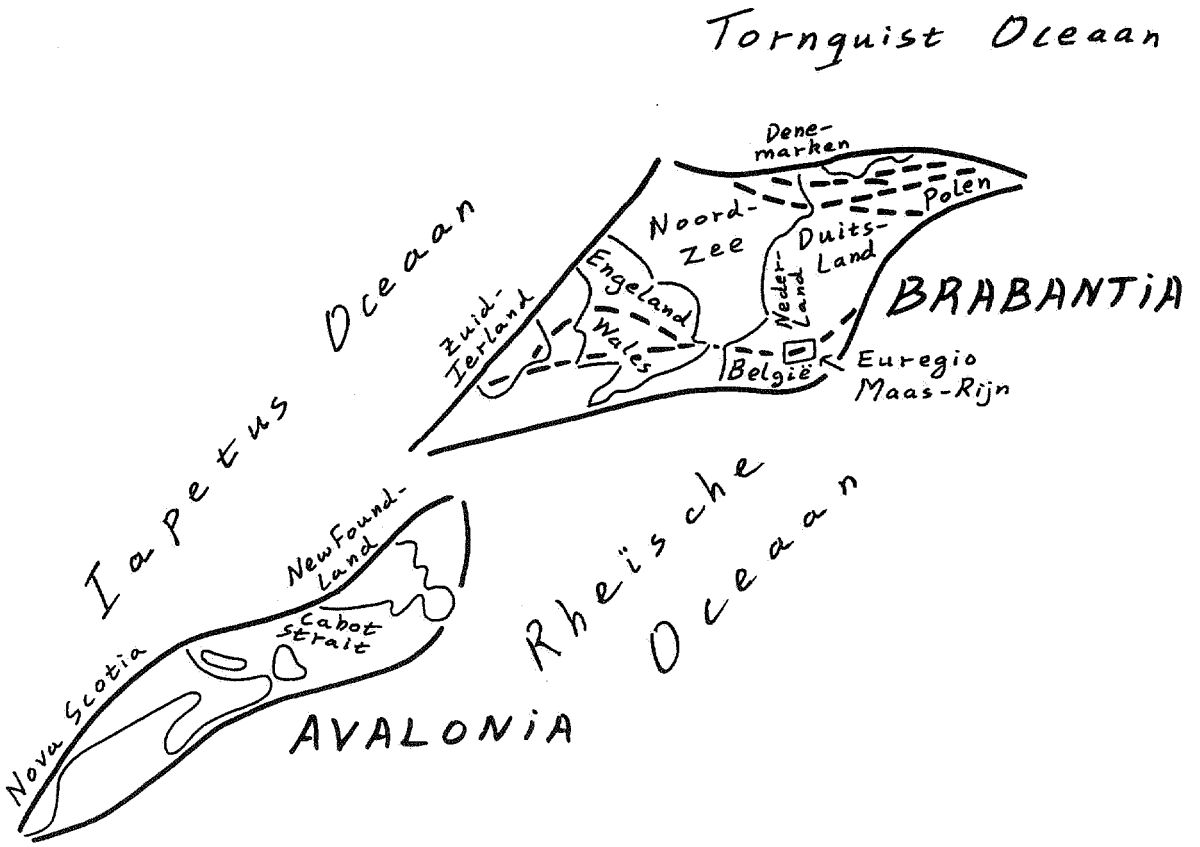


Figuur 10.

5.3. LAAT-ORDOVICIUM; 460 Ma (Caradocien)

5.3.1. Paleogeografische positie

± 50° Z.Br. (Fig. 10; Scotese & McKerrow, 1990: Fig. 8). Tegen het einde van het vroeg-Ordovicium zou een kleine continentale plaat van Gondwana losscheuren en zelfstandig zijn weg naar het noordoosten vervolgen (Scotese & McKerrow, 1990: Fig. 7). Dit microcontinent zou op zijn beurt in twee stukken uiteenvallen: «Avalonia» in het westen en «Brabantia» in het oosten (André, 1991: 130-131). Avalonia omvatte het oostelijke deel van Newfoundland en het zuidelijke stuk van Nova Scotia. De Euregio lag in het zuidoosten van Brabantia, waartoe ook Zuid-Ierland en Zuid-Engeland behoorden (Fig. 11; Cocks & Fortey, 1990: 100; Katzung *et al.*, 1995).



Figuur 11. Reconstructie van de continentale platen Avalonia en Brabantia tijdens het laat-Ordovicium (volgens Cocks & Fortey, 1990, fig. 4). De dikke stippellijnen markeren de mogelijke grenzen van kleine continentale platen (microcontinenten of «terranes»), die in de loop van het Cambro-Siluur zijn samengevoegd in het continent Brabantia (gebaseerd op André, 1991, fig. 1; Erdtmann, 1991, fig. 4; Pharaoh *et al.*, 1991, fig. 18; Franke, 1991, fig. 1). In veel gevallen ging de botsing tussen deze microcontinenten gepaard met het ontstaan van vulkanische eilandbogen, die vergelijkbaar waren met de huidige vulkanische eilandbogen bij de Filippijnen en Japan (Windley, 1986, p. 251-266).

De nieuwgevormde «Rheïsche Oceaan» tussen Gondwana in het zuiden en Avalonia en Brabantia in het noorden zou in de daarop volgende periode steeds breder worden (Bergström, 1990: Fig. 4-7). Tezelfdertijd werd de oorspronkelijk 3000 - 5000 km brede «Tornquist Oceaan» (Krauss, 1994: Fig. 3) tussen Brabantia en het verder naar het noorden gelegen Baltica (Scandinavië en het Europese deel van Rusland) snel kleiner (Bergström, 1990: Fig. 2-5). Hetzelfde geldt voor de «Iapetus Oceaan», die het in het noordwesten gelegen Laurentia (Noord-Amerika en Groenland) scheidde van Baltica en Brabantia (Bergström, 1990: Fig. 2-6).

5.3.2. Klimaat

Gematigd-koel tijdens glaciaties (Berry & Wilde, 1990: 132, Fig. 2) tot gematigd-warm in interglaciale perioden (naar analogie met de situatie in de Euregio tijdens het Pleistoceen).

5.3.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 3)

In de loop van het laat-Ordovicium kwam het opnieuw tot een ingrijpende wijziging in de verdeling van land en zee. Tijdens een voorfase van de Ardenner bodembewegingen kwam de **Plaine de Stavelot** omhoog. Daardoor kwam er een eind aan de sedimentatie in het gebied van het Massief van Stavelot (Vanguestaine, 1992: Fig. 10). Het noordwesten (massieven van Brabant en Condroz) zou echter tot laat in het Siluur vrijwel steeds onder de zeespiegel (**Brabantse Zee**) blijven (Walter, 1980: Fig. 6-7; Vanguestaine, 1992: Fig. 10). Maar ook hier was de bodem onrustig, zoals blijkt uit het opstijgen van magma bij Horion-Hozémont (Robaszynski & Dupuis, 1983: 17). De veelal fijnkorrelige sedimenten (klei en silt) werden via modderstromen («turbidieten»; Herbosch *et al.*, 1991: 204-205; Servais, 1991) naar het diepere deel van de **Brabantse Zee** getransporteerd. Die modderstromen ontstonden tijdens zware stormen, waarbij de golven het sediment in het ondiepe deel van de zee omwoelden (Herbosch *et al.*, 1991: 206).

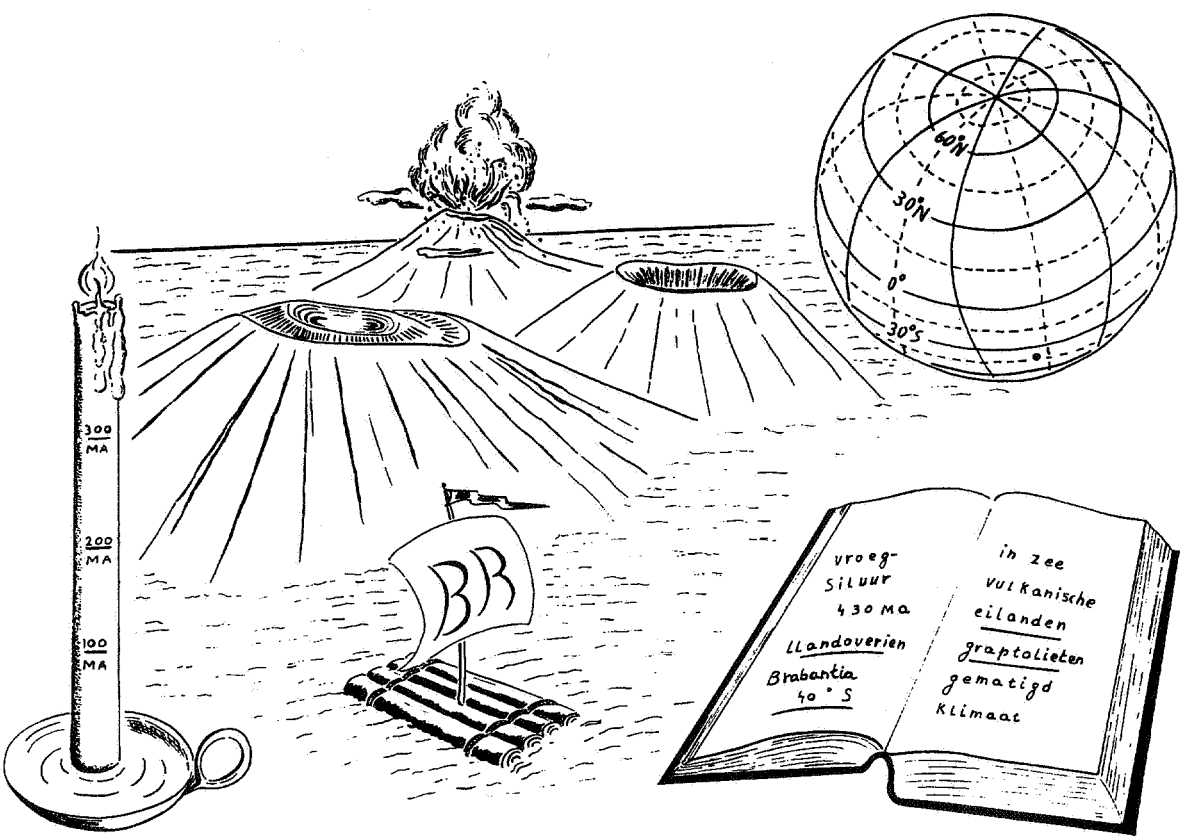
5.3.4. Leven

De kleiïge sedimenten in de **Brabant Zee** vormden de ideale omgeving voor de fossilisatie van allerlei micro-organismen, zoals «Chitinozoa» en de al eerder genoemde Acritarchen. Bovendien zijn hierin ook talloze «Graptolieten» bewaard gebleven.

5.4. VROEG-SILUUR; 430 Ma (Llandoverien)

5.4.1. Paleogeografische positie

± 40° Z.Br. (Fig. 12; Scotese & McKerrow, 1990: Fig. 9-10; Torsvik *et al.*, 1990: Fig. 10). Tegen het einde van het Ordovicium was de afstand tussen Brabantia en Baltica zo klein geworden, dat een groot aantal aan het leven in



Figuur 12.

de ondiepe kustwateren aangepaste organismen (waaronder bepaalde groepen Trilobieten en Brachiopoden) van het ene continent naar het andere kon migreren (Cocks & Fortey. 1990).

De nadering tussen deze continenten ging gepaard met het op en onder elkaar schuiven van allerlei kleine oceanische en continentale platen, waarbij het - net zoals nu - tot de vorming van vulkanische eilandbogen kwam (Windley, 1986: 251-266; Krauss, 1994: Fig. 3). Ook in Engeland en België (zuidelijke rand van het Massief van Brabant) ontstonden zulke vulkanische eilanden (Woodcock, 1991: Fig. 4a; Pharaoh *et al.*, 1991: 86, Fig. 18; André, 1991: 117-118, Fig. 1). Ze bewijzen dat Brabantia een samenraapsel was van microcontinenten of «terranes» (Fig. 11; Franke, 1994: Fig. 1).

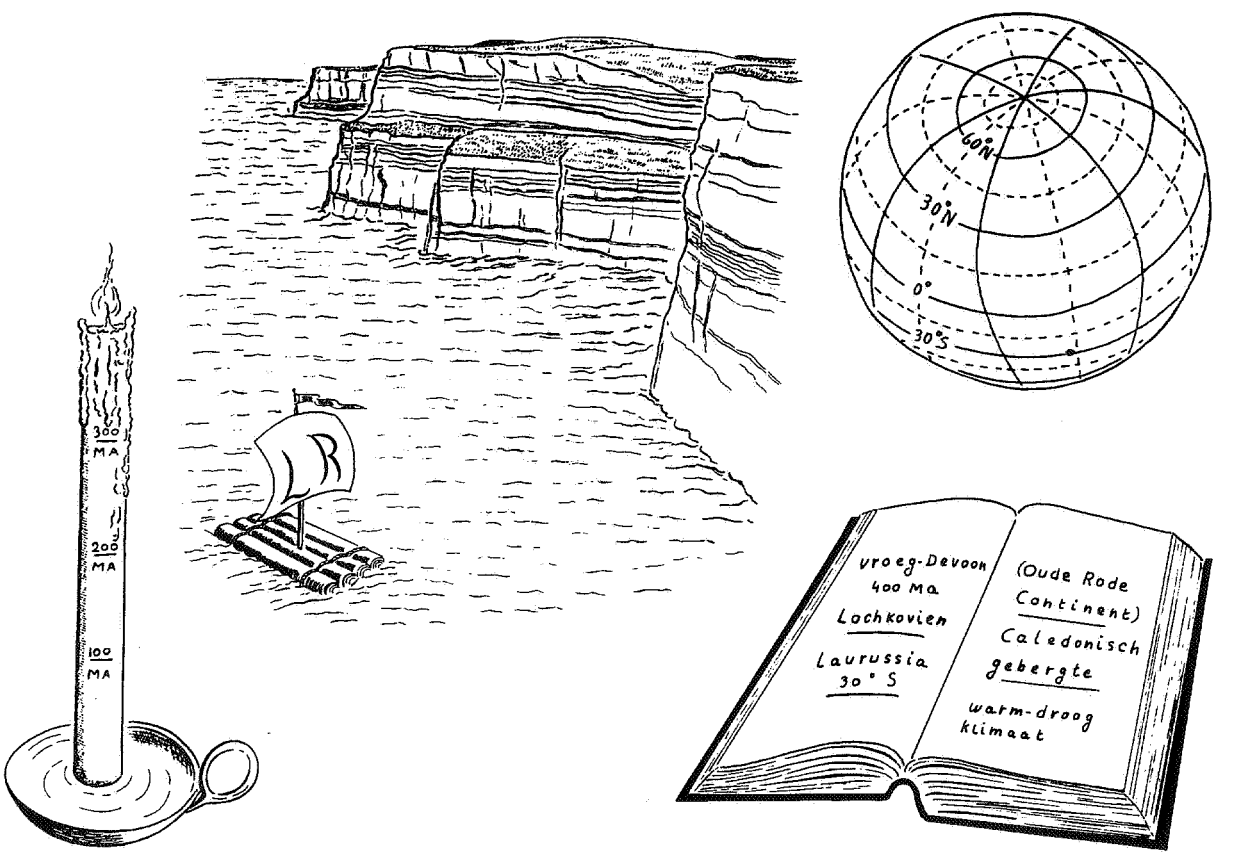
Overigens is het niet zo, dat al deze vulkanen even oud zijn. De Engelse vulkanen kwamen al in het vroeg-Ordovicium tot ontwikkeling (Pharaoh *et al.*, 1991: 80). Het vulkanisme in het gebied ten zuiden van Brussel begon pas in het laat-Ordovicium en in het noordwesten van de Euregio zelfs niet eerder dan het vroeg-Siluur (Robaszynski & Dupuis, 1983: 17).

5.4.2. Klimaat

Gematigd (Berry & Wilde, 1990: Fig. 2-3).

5.4.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 4)

Als gevolg van de Ardenner bodembewegingen op het einde van het Ordovicium veranderde de Plaine de Stavelot in een 800 - 1100 m boven de zeespiegel gelegen hoogvlakte (**Haut-plateau de Stavelot**), die in de loop van het Siluur door de erosie werd afgevlakt. Op sommige plaatsen leidde dit tot de totale verwijdering van het 800 - 1100 m dikke sedimentpakket, dat hier tijdens het Ordovicium was afgezet (Richter, 1985: 22, Tab. 3). Daardoor was de erosie aan het begin van het vroeg-Devoon al doorgedrongen tot de hieronder gelegen gesteenten uit het Cambrium (Richter, 1985: 22). De erosiesnelheid zal overigens niet meer dan 1 mm per 30 jaar hebben bedragen.



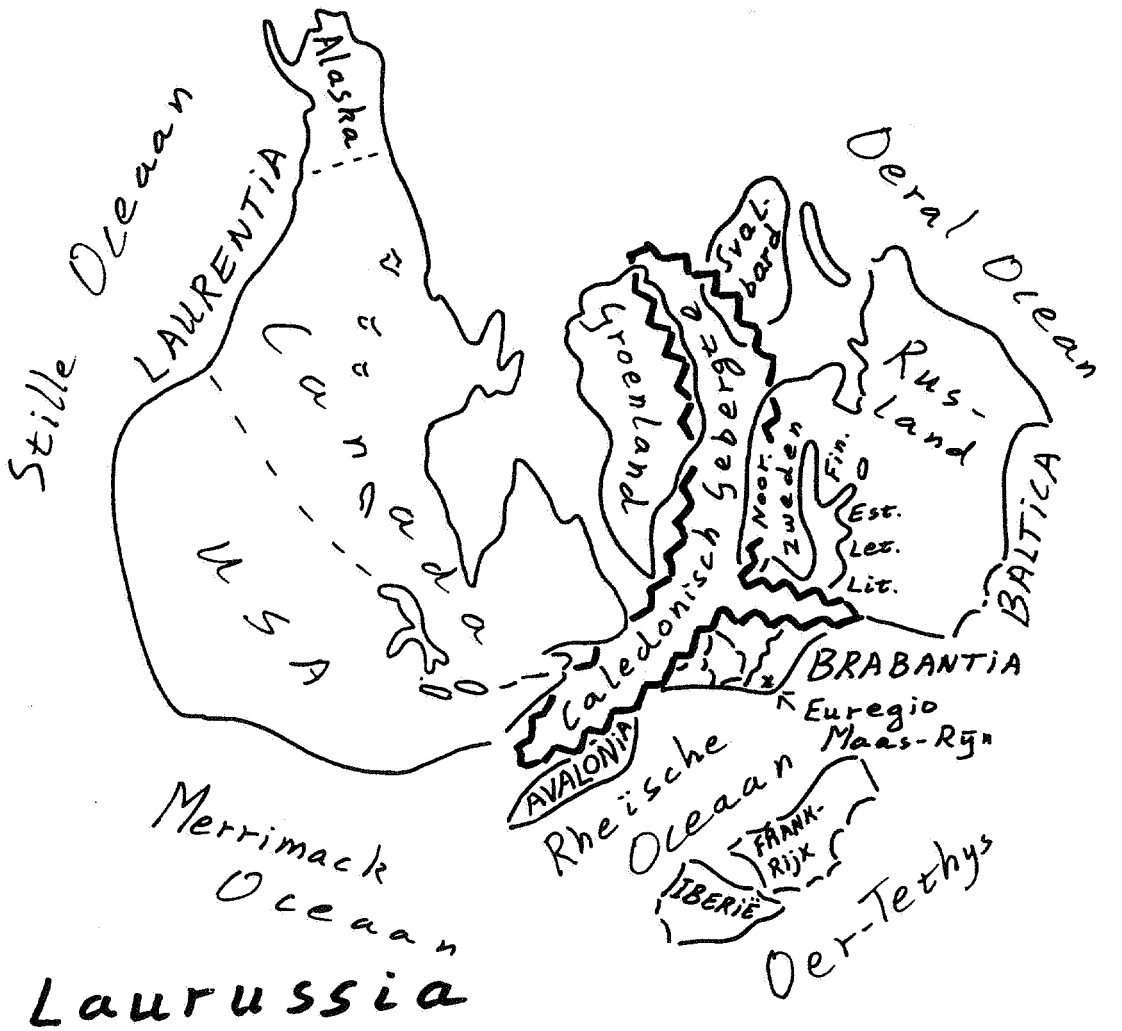
Figuur 13.

De afbraakprodukten van het **Haut-Plateau de Stavelot** werden weer grotendeels afgezet in het **Détroit de Dinant** (Massief van Condroz; Walter, 1980: 22-23, Fig. 2). Deze zeestraat werd in het noorden begrensd door een aantal vulkanische eilanden (**Puy de Wodon, Puy de Pitet, Puy de Jeneffe, Puy de Voroux** en **Puy d'Hermalle**; Robaszynski & Dupuis, 1983: Fig. 11; Poty, 1991: 269-270), die de voortzetting vormden van de eilandenbogen in Engeland en West-België (Pharaoh *et al.*, 1991: 80). De sedimenten in de **Golf van Brabant** zijn waarschijnlijk niet afkomstig van het **Haut-Plateau de Stavelot** (Walter, 1980: 22-23). Het is onduidelijk of er een open verbinding bestond tussen de **Golf van Brabant** en de **Aachener Bucht**, of dat daartussen ook vulkanische eilanden lagen.

5.5. VROEG-DEVOON; 400 Ma (Lochkovien)

5.5.1. Paleogeografische positie

± 30° Z.Br. (Fig. 13; Scotese & McKerrow, 1990: Fig. 13; Torsvik *et al.*, 1990: Fig. 10). Tegen het einde van het Siluur ontstond het continent Laurussia door het samenvoegen van de continentale platen van Laurentia (Noord-Amerika en Groenland), Baltica (Scandinavië en het Europese deel van Rusland), Svalbard (Spitsbergen en Franz-Josef-Land), Avalonia en Brabantia (Fig. 14; Scotese & McKerrow, 1990: Fig. 12-13; Ziegler, 1989: Pl. 3-4). Dit proces zou, voorzover het Avalonia betreft, pas halverwege het Devoon worden voltooid.



Figuur 14. Tegen het einde van het Siluur werden de continentale platen van Laurentia (Noord-Amerika en Groenland), Baltica (Scandinavië en het Europese deel van Rusland), Svalbard (Spitsbergen en Franz-Josef-Land), Avalonia en Brabantia samengevoegd tot een nieuw continent: Laurussia. De hier gepresenteerde reconstructie is gebaseerd op Scotese & McKerrow (1990, Fig. 12) en Ziegler (1989, Pl. 3). De kreukzone, die als gevolg van de botsing tussen deze continentale platen ontstond, werd gemarkeerd door de enkele duizenden kilometers lange bergketen van de Caledoniden. Tezelfdertijd naderde vanuit het zuiden een nieuwe continentale plaat, bestaande uit Iberië en Frankrijk, waardoor de pas tijdens het laat-Ordovicium gevormde Rheïsche Oceaan snel kleiner werd.

De Iapetus Oceaan tussen Laurentia en Baltica en de Tornquist Oceaan tussen Baltica en Brabantia maakten plaats voor de enkele duizenden kilometers lange bergketen van de Caledoniden, die de door de botsing ontstane kreukzone markeerde. Ook in het zuidelijke deel van het voormalige Brabantia vormden zich kleine uitlopers van dit gebergte, waaronder de **Hoeseltse Bergen** in de Euregio. De snelle afbraak van deze bergketen zorgde voor enorme hoeveelheden zand, grind en klei, die via periodiek watervoerende rivieren (Allen, 1979: 77) over het continent en zijn randgebieden verspreid werden.

Ten zuiden van het voormalige Brabantia naderde intussen de volgende (Iberisch-Franse) continentale plaat als voorbode van de komst van Gondwana. Nog voor het einde van het vroeg-Devoon zou deze plaat al voor de eerste keer langs Laurussia schampen en daarmee een aanzet geven tot de vorming van de Hercynische bergketen (Ziegler, 1989: 13-14).

5.5.2. Klimaat

Warm, semi-aride klimaat met korte perioden van overvloedige regenval (door ijzer-oxide roodgekleurde sedimenten; Witzke, 1990: Fig. 5), hetgeen een snelle erosie en de afvoer van afbraakprodukten via periodiek watervoerende woestijnrivieren («flash floods» en «wadi's») bevorderde (Allen, 1979: 65).

5.5.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 5 - 5a)

Tegen het einde van het Siluur hadden de Caledonische bewegingen de Euregio veranderd in een uitgestrekt plateau, waar een paar kleine bergruggen bovenuit staken. Maar vanaf het begin van het vroeg-Devoon gleden de vroeg-Paleozoïsche gesteenten ten zuidoosten van de **Hoeseltse Bergen** - mede onder invloed van hun eigen gewicht - naar het zuiden in de vorm van tientallen kilometers brede en soms duizenden meters dikke «schilfers» (Bless *et al.*, 1989: Fig. 6). Dat gebeurde in een bepaalde volgorde, waarbij de zuidelijke schilfers het eerst wegzakten en de noordelijke het laatst (Bless *et al.*, 1989: Fig. 6). De zee overstroomde daarom eerst het zuidoosten van de Euregio (Dreesen *et al.*, 1985: 239; Steemans, 1989: 118). Pas in de loop van het midden-Devoon zou ze verder naar het noorden opdringen. De ZZW-NNO gerichte breukvlakken, waarlangs deze schilfers weggleden, vormden steile randen in het plateaulandschap («cuesta's»).

Het afwateringssysteem van de **Hoeseltse Bergen** en de **Old Red Woestijn** volgde in eerste instantie de loodrecht hierop staande NNW-ZZO gerichte breuken (Richter, 1985: 22; Paproth *et al.*, 1986: Fig. 4-5), waardoor het **Plateau de Dinant**, het **Plateau de la Vesdre** en de **Inde-Tafel** in het gebied ten zuiden van de lijn Liège-Aachen al in het vroeg-Devoon als zelfstandige tektonische eenheden in de morfologie van het landschap herkenbaar waren. Het massatransport van modder en stenen vond plaats via periodiek watervoerende wadi's en een complex netwerk van intermitterende, vlechtende waterlopen, die het verweringspuin naar de kustvlakte (**Rotter Tiefebene**) en het hoogst waarschijnlijk ondiepe (Dreesen *et al.*, 1985: 239) **Eifeler Meer** transporteerden.

Als gevolg van de snelle bodemdaling werd er op sommige plaatsen in het **Eifeler Meer** een meer dan 5000 m dik pakket zand, grind en klei afgezet (Meyer & Stets, 1980: Fig. 3-6; Richter, 1985: 21-22). Gesteenten uit het begin van het vroeg-Devoon (Lochkovien) dagzomen bij Nonceveux (X NO), het stuwmeer van de Gileppe (X GI), Gdoumont (X GD), Monschau (X MO), Lammersdorf (X LA), Rott (X RO) en Zweifall (X ZW).

De opwelving van de **Hoeseltse Bergen** door opstijgend, intrusief magma verliep in twee fasen: de laat-Caledonische bewegingen tegen het einde van het Siluur en de Bollandse bewegingen tegen het einde van het vroeg-Devoon (midden-Emsien volgens Michot, 1988: 109). De totale opheffing als gevolg van deze bewegingen bedroeg ruim 4000 m. Dat komt overeen met de dikte van de gesteenten uit het Ordovicium en Siluur (Walter, 1980: Fig. 2), die in het oostelijke deel van het Massief van Brabant door erosie verdwenen zijn voor het begin van het midden-Devoon.

Het grote aantal rolstenen van Cambrische kwartsieten in het deels van de **Hoeseltse Bergen** afgeleide Vichtconglomeraat uit het begin van het midden-Devoon (Richter, 1985: 46-47) ondersteunt de gedachte, dat de grootste opwelving plaatsvond aan het einde van het Siluur. De toppen van de **Hoeseltse Bergen** staken toen wellicht zo'n 2000 tot 3500 m boven hun omgeving uit. De extreem hoge erosiesnelheid (mogelijk méér dan 1 mm per 5 jaar) werd bevorderd door het semi-aride klimaat en de totale afwezigheid van een beschermend plantendek om de gevormde bodems vast te houden. Kaart 5 toont de overstroming van grote delen van de Euregio tijdens overvloedige regenval, terwijl kaart 5a de situatie weergeeft in tijden van langdurige droogte.

5.5.4. Leven

In de loop van het Siluur en het vroeg-Devoon begonnen de planten het land te veroveren. Aanvankelijk toonde de flora een voorkeur voor het leven in ondiepe kustwateren en de getijdenzone. Vandaar migreerde ze via de rivierlopen landinwaarts (Schweitzer, 1983: 16-31). Ook allerlei soorten vissen (met name de «Pantservissen» of «Placodermi») volgden dezelfde weg om zich aan het zoetwatermilieu aan te passen (Young, 1990: 241). De rijkgeschakeerde fauna in het **Eifeler Meer** omvatte verder allerlei soorten Trilobieten, Brachiopoden, Slakken, Tweeklepppigen, Inktvissen, Wormen, Zeelelies, Koralen en Mosselkreeftjes (Richter, 1985: 24).

5.6. MIDDEN-DEVOON; 385 Ma (Eifelien)

5.6.1. Paleogeografische positie

± 29° Z.Br. (Torsvik *et al.*, 1990: Fig. 10). De samenvoeging van Laurussia en Avalonia kwam pas aan het begin van het midden-Devoon tot stand door de Acadische bewegingen (Ziegler, 1989: 19). Bovendien bleven de vroegere platen Baltica en Laurentia langs elkaar schuren (Ziegler, 1989: 22). Het Caledonisch Gebergte met zijn vele kleine uitlopers moet tijdens het vroeg-Devoon echter al verregaand zijn afgevlakt, zoals blijkt uit de sterke afname van de hoeveelheden erosiepuin in het midden-Devoon (Meyer & Stets, 1980: Fig. 9; Bless *et al.*, 1989: Fig. 9-10).

In de Euregio hadden de Bollandse bewegingen tegen het einde van het vroeg-Devoon (Michot, 1988: 109) voor een regionale accentuering van het reliëf gezorgd. Dankzij een reeks wereldwijde («eustatische») zeespiegelstijgingen zou de zee in de loop van het midden- en laat-Devoon een steeds groter deel van Laurussia overspoelen (Ziegler, 1989: 24).

5.6.2. Klimaat

Warm, semi-aride klimaat met korte perioden van overvloedige regenval; vergelijkbaar met het klimaat tijdens het vroeg-Devoon (Witzke, 1990: Fig. 5).

5.6.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 6)

In de loop van het vroeg-Devoon waren de verschillende schollen van vroeg-Paleozoïsche afzettingen zover weggezakt, dat het plateau-/cuestalandschap veranderd was in een uitgestrekte kustvlakte, die met een steeds grotere regelmaat overstroomd werd door de vooral vanuit het zuidwesten opdringende zee (Meyer & Stets, 1980: 737). De **Old Red Woestijn** in het noorden kon zich echter tot het einde van het midden-Devoon handhaven.
De Bollandse bewegingen tegen het einde van het vroeg-Devoon (midden-Emsien; Michot, 1988: 109) hadden het reliëf van de **Hoeseltse Bergen** opnieuw geaccentueerd. Mede daardoor had de erosie bij de aanvang van het midden-Devoon al de in de diepste dalen van deze bergen ontsloten Cambrische kwartsieten aangetast. Dat blijkt uit de samenstelling van het Conglomeraat van Vicht bij Remouchamps (X RE) en Vicht (X VI; Richter, 1985: 48-49). In de loop van het midden-Devoon zouden de **Hoeseltse Bergen** tot een plateau worden afgevlakt.

Door de herhaalde overstromingen, die onder andere in de afzettingen bij Remouchamps (X RE) zijn vastgelegd (Bultynck *et al.*, 1991: 93), wijzigde de kustlijn zich voortdurend. De kustmoerassen (**Marais maritime** en **Küstenmoor**) hadden dan ook steeds een tijdelijk karakter. Eventuele veenlagen werden vrijwel onmiddellijk weggespoeld. De plantenresten bij Goé (X GO; Gerrienne, 1994: 116) en Schmidthof (X SC; Bultynck *et al.*, 1991: 87) werden tijdens de periodiek optredende overstromingen naar hun uiteindelijke ligplaats afgevoerd.

Het opdringen van de zee in de **Golfe de Dinant** kunnen we afleiden uit de (aanvankelijk zandige; Reijers, 1984: Fig. 4) mariene sedimenten (Formation de Rivière), die in de omgeving van Namen voorkomen (Bultynck *et al.*, 1991: 65-66). Al spoedig na het begin van het midden-Devoon groeiden de eerste koraalriffen in de **Eifeler Meeresstrasse** (Struve, 1963; Struve, 1982: 424).

5.7. LAAT-DEVOON; 375 Ma (Frasnien)

5.7.1. Paleogeografische positie

± 28° Z.Br. (Torsvik *et al.*, 1990: Fig. 10). Tijdens de eerste helft van het laat-Devoon (Frasnien) bereikte de zeespiegel zijn hoogste stand (Ziegler, 1989: 31-32). Op veel plaatsen resulteerde dat in een spectaculaire verschuiving van de kustlijn. Grote delen van Noord-België, Nederland en Noord-Duitsland, die sinds het einde van het Siluur waren drooggevallen, verdwenen opnieuw onder water (Paproth, 1991: Fig. 1-6). Het vaak ondiepe karakter van deze zich over de laagste delen van het continent uitstrekkende («epicontinentale») zeeën blijkt uit de vele koraalriffen en de lokale vorming van indampingsgesteenten (steenzout, anhydriet, gips).

5.7.2. Klimaat

Warm (koraalriffen; Cnudde *et al.*, 1986: Fig. 16; Schmidt, 1994) en droog (lokaal voorkomen van evaporieten in de mariene sedimenten; Witzke, 1990: Fig. 6).

5.7.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 7)

De overstroming van de Euregio als gevolg van de zeespiegelstijging moet tegen het einde van het Frasnien vrijwel compleet zijn geweest. Het **Ile de Booze** zou uiteindelijk onder de zeespiegel verdwijnen. Dat blijkt uit de gegevens van een boring bij Bolland (X BO), die vrijwel zeker ook van toepassing zijn op de omgeving van Val-Dieu (X VD; Poty, 1991: Fig. 6-7). Hetzelfde geldt waarschijnlijk voor het **Ile du Condroz**. Minder duidelijk is de situatie van het **Ile du Brabant**. Sommige delen, zoals het **Hoeselts Klif**, vormden wellicht kleine eilanden tijdens de hoogste stand van de zeespiegel. Tegen het einde van het Frasnien reikte de **Hasseltse Baai** in ieder geval tot Booischot (ongeveer halverwege tussen Hasselt en Antwerpen; Bless *et al.*, 1980a: Fig. 23). Huy (X HU) en Hermalle-sous-Argenteau (X HE) lagen aan het begin van het laat-Devoon al enige tijd onder water (Bless *et al.*, 1980a: Fig. 23; Poty, 1991: Fig. 6-7).

De kleine koraalbanken (**Hauts-Fonds de la Vesdre**) ten zuiden van het **Ile de Booze** (Cnudde *et al.*, 1986: Fig. 13-17; Dejonghe & Mamet, 1988: Fig. 5; Schmidt, 1994: Fig. 19) vormden de natuurlijke scheiding tussen de **Mer de Dinant** en het **Aachener Meer**. Ze wijzen op geringe verschillen in de bewegingen van de ondergrond langs NNW-ZZO georiënteerde breuken (Reijers, 1984, Fig. 8; Paproth *et al.*, 1986: Fig. 4-5; Schmidt, 1994). Overigens groeiden er ook koraalriffen in de **Mer de Dinant** en het **Aachener Meer** (Kasig, 1980a), zodat dit onderscheid relatief is.

Door cyclische zeespiegelschommelingen werd de rifvorming regelmatig onderbroken (Kasig, 1980a, Fig. 3; Schmidt, 1994). Grote delen van de zee veranderden dan in uitgestrekte lagunes met een hoge watertemperatuur en een extreem hoog zoutgehalte, waarin slechts weinig organismen konden leven (Kasig, 1980a: 28; Reijers, 1984: Fig. 12).

5.7.4. Leven

Door de herhaalde zeespiegelstijgingen sinds het begin van het midden-Devoon ontstonden er nieuwe leefmilieus voor talloze mariene organismen. Met name rifbouwers, zoals Algen, Koralen en Stromatoporen, vervulden een belangrijke rol in deze mariene leefgemeenschappen (Tsien, 1971). Van tijd tot tijd vormden ze zelfs echte barrièreriffen, zoals we die nu kennen langs de oostkust van Afrika en de oostkust van Australië. Pas tegen het einde van het Frasnien kwam er wereldwijd een eind aan de rifvorming (Dreesen *et al.*, 1985: 244: Fig. 5).

5.8. LAAT-DEVOON; 365 Ma (laat-Famennien)

5.8.1. Paleogeografische positie

± 23° Z.Br. (Torsvik *et al.*, 1990: Fig. 10). De Bretonse bewegingen op het einde van het Devoon waren het gevolg van de eerste fase van de botsing tussen Laurussia en Gondwana, die uiteindelijk zou leiden tot de vorming van het megacontinent Pangea (Ziegler, 1989: 27, Pl. 1d). Dat proces nam bijna honderd miljoen jaren in beslag. Net zoals indertijd bij de vorming van Laurussia was er namelijk geen sprake van een frontale botsing,

maar van het kloksgewijs langs elkaar schuren van twee continentale platen, waarbij Laurussia met de wijzers van de klok mee draaide en Gondwana daar tegenin ging (Ziegler, 1989: 27, Pl. 1d-f).

De drastische veranderingen in de landkaart van de Euregio hangen echter niet alleen samen met deze bewegingen, maar ook en vooral met de wereldwijde («eustatische») daling van het zeeniveau als gevolg van de vorming van een ijskap in Zuid-Amerika, dat toen nog steeds deel uitmaakte van Gondwana (Loboziak *et al.*, 1992: 225). Als gevolg van de sterke zeespiegeldaling tegen het einde van het laat-Devoon nam het relatieve reliëf toe. Dat leidde weer tot een intensivering van de erosie en de afzetting van dikke lagen zand en klei (Paproth *et al.*, 1986: 179).

5.8.2. Klimaat

Semi-aride klimaat met korte perioden van heftige regenval (stormen en orkanen; Dreesen *et al.*, 1985: 256; Paproth *et al.*, 1986: 175).

5.8.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 8 - 8a)

Tegen het einde van het laat-Devoon was het noorden van de Euregio veranderd in een uitgestrekte kustvlakte, die tijdens periodiek optredende (cyclische?) zeespiegelstijgingen onder water liep (Paproth *et al.*, 1986: Fig. 3). Alleen de hogere delen, zoals het **Hoeselts Plateau**, het **Rocher de Visé** en de **Ride de Condroz** bleven hiervoor gespaard. Door het uiterst geringe reliëf transporteerden de periodiek watervoerende rivieren («flash floods») in hoofdzaak fijn zand en klei (Paproth *et al.*, 1986: 179; Thorez & Dreesen, 1986: 301). Maar tijdens zware regenbuien werd er zo nu en dan ook fijn grind meegevoerd, dat onder andere in de boring Maastricht-Kastanjelaan (X KA; Bless *et al.*, 1981: 353-354) bewaard is.

De passaatwind stuwde het (warme) zeewater in de **Eifeler Meeresstrasse** van het noordoosten naar het zuidwesten (Paproth *et al.*, 1986: 179). Deze kuststroom bepaalde ook de lengteas van de zandbanken in de **Hauts-fonds sableux de Beverire** en de **Walheimer Sandriffe** bij Walheim (X WA; Richter, 1985: 180-182).

Als de zeespiegel verder daalde, veranderden de uit muien en zandbanken bestaande kustwateren in deels met elkaar in verbinding staande lagunes of strandmeren (**Etang du Hoyoux, Etang d'Evieux, Etang de Val-Dieu** en **Stolberger Haf**), die aan de zeezijde afgeschermd werden door langgerekte zandplaten (Thorez & Dreesen, 1986: Fig. 26-29), die alleen bij springtij onder water liepen. Resten van zulke zandplaten dagzomen bij La Gombe (X GO). De NNW-ZZO georiënteerde grenzen tussen deze lagunes volgden de al op het einde van het Siluur gevormde breukvlakken in de diepe ondergrond (Paproth *et al.*, 1986: Fig. 4-5).

In de regentijd (Kaart 8) vormden de voormalige muien in deze lagunes in een complex netwerk van vlechtende waterlopen, die de ene lagune met de andere verbonden. Deze waterlopen zorgden voor een natuurlijke sortering van het door de flash floods aangevoerde sediment (Jacques Thorez, persoonlijke mededeling).

Tijdens aanhoudende droogte (Kaart 8a) verdampte het water in de lagune, zodat er kleine plassen met een bijzonder hoog zoutgehalte overbleven. Een deel van de hierin aanwezige zouten sloeg soms neer in de vorm van dolomiet, anhydriet en gips (Thorez & Dreesen, 1986: 295).

Door minimale bodembewegingen werden de in de eerste helft van het laat-Devoon (Frasnien) in de buurt van **Visé** afgezette kalklagen opgewelfd tot een boven het landschap uitstekende rotsmassa, waarin zich door toedoen van het periodiek binnendringend regenwater grotten en dolines vormden (Poty, 1982: Fig. 3; Poty, 1991: 268-270).

De zandbanken in het uiterste zuidoosten van de Euregio illustreren de uitbreiding van het landoppervlak van het eiland «Istaevonia» tegen het einde van het laat-Devoon (Paproth, 1991: 47-48). De Eifeler Meeresstrasse was toen wellicht slechts 50-60 km breed.

5.8.4. Leven

De overvloedige regenval in het natte seizoen bevorderde de plantengroei langs de rivieren en in de laagste delen van de kustvlakte (Paproth *et al.*, 1986: 179), zoals blijkt uit de wortelbanken in de afzettingen van Maastricht-Kastanjelaan (X KA; Bless *et al.*, 1981: 354) en de talrijke plantenresten, waaronder zelfs takken en stammen, in

de getijgeulen bij Val-Dieu (X VD; Ancion, 1960: XXXIX-XL). De zeespiegeldaling resulteerde bovendien in een enorme uitbreiding van het landoppervlak en dus ook van het aantal potentiële leefmilieus voor allerlei soorten planten. Dit stimuleerde de ontwikkeling van de eerste zaaddragende planten (Paproth *et al.*, 1986: 180-181).

5.9. VROEG-CARBOON; 355 Ma (Tournaisien)

5.9.1. Paleogeografische positie

± 18° Z.Br. (Torsvik *et al.*, 1990: Fig. 10). In de tweede helft van het laat-Devoon had Gondwana Laurussia zo dicht genaderd, dat de hiertussen liggende Iberisch-Franse plaat steeds verder in de verdrukking kwam. Tijdens de Bretonse bewegingen ontstond hier dan ook de kern van het Hercynisch of Varistisch Gebergte, dat met name in de loop van het laat-Carboon zijn stempel zou drukken op de veranderingen in het landschap van de Euregio. Tijdens het laat-Devoon en vroeg-Carboon bleef de invloed van de Hercynische gebergtevorming beperkt tot vertikale bodembewegingen langs enkele oude breukvlakken (Thorez & Dreesen, 1986: 314-317; Poty, 1991: Fig. 7-8). Het smelten van de ijskap op Gondwana zorgde bovendien voor een stijging van het zeeniveau, waardoor een groot gedeelte van de Euregio opnieuw onder water liep.

5.9.2. Klimaat

Semi-aride subtropisch klimaat (lokaal voorkomen van evaporieten in de mariene afzettingsgesteenten; Witzke, 1990: Fig. 6).

5.9.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 9)

De snel opdringende zee overspoelde in grote lijnen hetzelfde deel van de Euregio, dat in de eerste helft van het laat-Devoon (Frasnien) onder water stond. De kustlijn van het **Ile du Brabant** leek dan ook sterk op die uit het Frasnien. Het voormalige Hoeselts Plateau was echter verder afgevlakt door de erosie in het laat-Devoon. Bovendien vormde de omgeving van Booze nu een bij het **Ile du Brabant** behorend schiereiland: het **Presqu'île de Booze** (Poty, 1991: 266-268, Fig. 7).

De tegen het einde van het laat-Devoon opgewelfde kalkrotsen van Visé vormden een klif (**Falaise de Visé**) op de noordelijke punt van het **Presqu'île de Booze** (Poty, 1982: Fig. 4-5; Poty, 1991: Fig. 8). La Folie (X FO) en Bolland (X BO) lagen tegen de rand van dit schiereiland, terwijl Val-Dieu (X VD) iets verder landinwaarts te vinden was (Poty, 1991: 271, Fig. 7).

Tijdens de eerste fase van het vroeg-Carboon (vroeg-Tournaisien) werd er vrijwel geen klei afgezet in de ondiepe (onrustige) kustwateren van het **Ile du Brabant** en ook niet in de vermoedelijk eveneens ondiepe **Aachener Meeresstrasse** tussen het **Presqu'île de Booze** en het **Hack Insel**. Het slib op de zeebodem bestond hier in hoofdzaak uit kalk en dolomiet, zoals blijkt uit de afzettingen bij 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: Encl. 4), Brandenburg (X BR; Kasig, 1980b: Encl. 4), Eilendorf (X ED; Kasig, 1980b: Encl. 4), Hastenrath (X HA; Kasig, 1980b: Encl. 4) en Schöntal-Hack (X SC; Kasig, 1980b: Encl. 4).

De vele onderbrekingen in de sedimentatie bij Schöntal-Hack (Kasig, 1980b: Encl. 4) weerspiegelen lokale bodembewegingen rond het **Hack Insel**. Iets verder uit de kust kon er ook klei bezinken in het diepere deel van de zee, waar het water rustiger was. In de **Hasseltse Baai** zien we dat in de boring Maastricht-Kastanjelaan (X KA; Bless *et al.*, 1981: 348-354). In de **Mer de Dinant** komt dit tot uiting in de afzettingen bij Moha (X MO; Bless *et al.*, 1980c: 59), Royseux (X RO; Van Steenwinkel, 1980: Fig. 1), Chanxhe (X CH; Van Steenwinkel, 1980: Fig. 1), Rivage (X RI; Van Steenwinkel, 1980: Fig. 1) en Soumagne (X SO; Bless *et al.*, 1980c: Encl. 5). Het zuivere kalkslib bij Theux (X TH; Robaszynski & Dupuis, 1983: 93) wijst mogelijk op een lokale ondiepte in de **Mer de Dinant**.

In het ondiepe **Eifeler Wattenmeer** ging de sedimentatie door tot het einde van het vroeg-Carboon (Viséen). Daar bezonk toen klei met heel veel organisch materiaal en «Radiolariën» (eencelligen met een sterk versierd kiezelskelet). Die afzettingen zijn weliswaar ter plaatse door erosie verdwenen, maar als rolstenen omgewerkt in conglomeraten uit het Namurien (begin laat-Carboon) ten oosten van Aachen (Richter, 1985: 70-72, 196). Restanten van de kalkafzettingen uit de eerste helft van het vroeg-Carboon (Tournaisien) zijn als rolstenen bewaard in het uit het laat-Perm (Zechstein) stammende Conglomérat de Malmédy ten zuiden van Botrange (Smolderen, 1987: 72).

5.10. LAAT-CARBOON; 330 Ma (vroeg-Namurien)

5.10.1. Paleogeografische positie

± 8° Z.Br. (Torsvik *et al.*, 1990: Fig. 10). De Sudetische fase op de overgang van vroeg- naar het laat-Carboon vormde een van de hoogtepunten in de Hercynische gebergtevorming (Ziegler, 1989: 44). De laatste resten van de Rheïsche Oceaan tussen Laurussia en de Iberisch-Franse plaat maakten plaats voor de zich nu snel naar het noorden uitbreidende Hercyniden (Ziegler, 1982: Encl. 9-10; Ziegler, 1989: Pl. 7-8).

Door de noordwaartse druk van de Iberisch-Franse plaat (die op zijn beurt weer door Gondwana werd opgeduwd) gleden de gesteenteschollen of -schilfers langs de zuidrand van het voormalige Brabantia, die in het Devoon naar het zuiden waren weggezakt, weer een voor een naar het noorden (Bless *et al.*, 1989: Fig. 6 en 11). Hierdoor begon de erosie opnieuw in gebieden, waar sinds het vroeg-Devoon een soms vele duizenden meters dik sedimentpakket was afgezet. Dit terugglijden verliep - net zoals het wegzakken - in verschillende fasen. Zo steeg de bodem in de Eifel al aan het begin van het Namurien, terwijl hij verder naar het noorden nog daalde (Bless *et al.*, 1989: Fig. 6).

5.10.2. Klimaat

Tropisch, warm-vochtig (uitgestrekte regenwouden; Witzke, 1990: Fig. 7).

5.10.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 10)

Ondanks de Sudetische bodembewegingen was de verdeling land-zee in het noordwesten van de Euregio in grote lijnen vergelijkbaar met de situatie aan het begin van het laat-Devoon en het begin van het vroeg-Carboon. Het nu sterk afgevlakte **Ile du Brabant** en **Ile de Booze** staken nog steeds boven de zeespiegel uit. Hetzelfde gold voor de uit het laat-Devoon stammende opwelving van het **Ile de Visé**. Maar door de herhaalde zeespiegelstijgingen en de tot het einde van het Carboon voortdurende daling van de ondergrond verdwenen deze eilanden tenslotte in zee (Bless *et al.*, 1980a: 60-62).

In de wadachtige kuststrook bleef de sedimentatie beperkt tot wat kleïige modder, die de basis vormt van de afzettingen uit het Namurien bij Java (X JA; Bless *et al.*, 1980a: Fig. 39 en 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) en Val-Dieu (X VD; Ancion, 1960: XL).

De noordelijke uitlopers van de **Eifeler Hochfläche** reikten tot het zuidoosten van de Euregio. De afbraak van de jongste afzettingen uit het vroeg-Carboon (Viséen) kwam hier vrijwel onmiddellijk op gang, zoals blijkt uit de samenstelling van de conglomeraten uit het vroeg-Namurien bij Stolberg-Büsbach (X ST; Richter, 1985: 196) en Walhorn (X WA; Van Leckwijck, 1964, Fig. 3-4).

Langs de rand van de **Eifeler Hochfläche** hoopte het erosiemateriaal zich op in een brede kustvlakte, die al spoedig begroeid werd door een weelderige tropische vegetatie. Door de snelle bodemdaling werden de in deze kustmoerassen (**Marais maritimes** of **Küstenmoore**) gevormde veenlagen vrij snel door andere sedimenten bedekt, waardoor ze uiteindelijk in steenkool veranderden. Deze oudste steenkoollagen in de Euregio dagzomen bij Clavier (X CL; Van Leckwijck, 1964: Fig. 3), Theux (X TH; Van Leckwijck, 1964: Fig. 4) en Lontzen (X LO; Van Leckwijck, 1964: Fig. 3-4).

In de hierop volgende periode breidde deze kustvlakte zich verder naar het noorden uit ten koste van de **Golfe de Dinant** en de **Aachener Bucht** (Van Leckwijck, 1964: Fig. 1-10). Alleen in de **Hasseltse Baai** kon de zee zich iets langer handhaven.

5.10.4. Leven

Ondanks het beperkte aantal vindplaatsen kennen we toch enkele tientallen soorten planten uit de hier toen aanwezige kustflora. Ook de dierenwereld in de rivieren en de zee toonde een grote variatie. De riviermondingen vormden het ideale leefmilieu voor allerlei soorten Zoetwatermosselen, terwijl Zeeëgels en Zeelelies, Schelpdieren en Inktvissen, Kreeftachtigen en Trilobieten, Wormen, Vissen een grote verscheidenheid aan micro-organismen de zee bevolkten (Van Leckwijck, 1964: 30-36).

5.11. LAAT-CARBOON; 305 Ma (laat-Westphalien)

5.11.1. Paleogeografische positie

± 0° (Fig. 15; Ziegler, 1989: Pl. 9; Scotese & McKerrow, 1990: Fig. 19; Torsvik *et al.*, 1990: Fig. 10). De voortschrijdende opheffing en erosie van de Hercyniden zorgden voor gigantische massa's afbraakpuin, die naar het noorden en zuiden werden afgevoerd. In Noord-Europa hoopten ze zich op in een sedimentatiebekken, dat zich uitstrekte van Ierland tot Polen, en van Noord-Frankrijk tot Schotland (Ziegler, 1982: Encl. 11). Daarin vormden zich enorme delta's, die qua omvang vergelijkbaar waren met de huidige delta's van Ganges, Mississippi, Orinoco of Amazone.

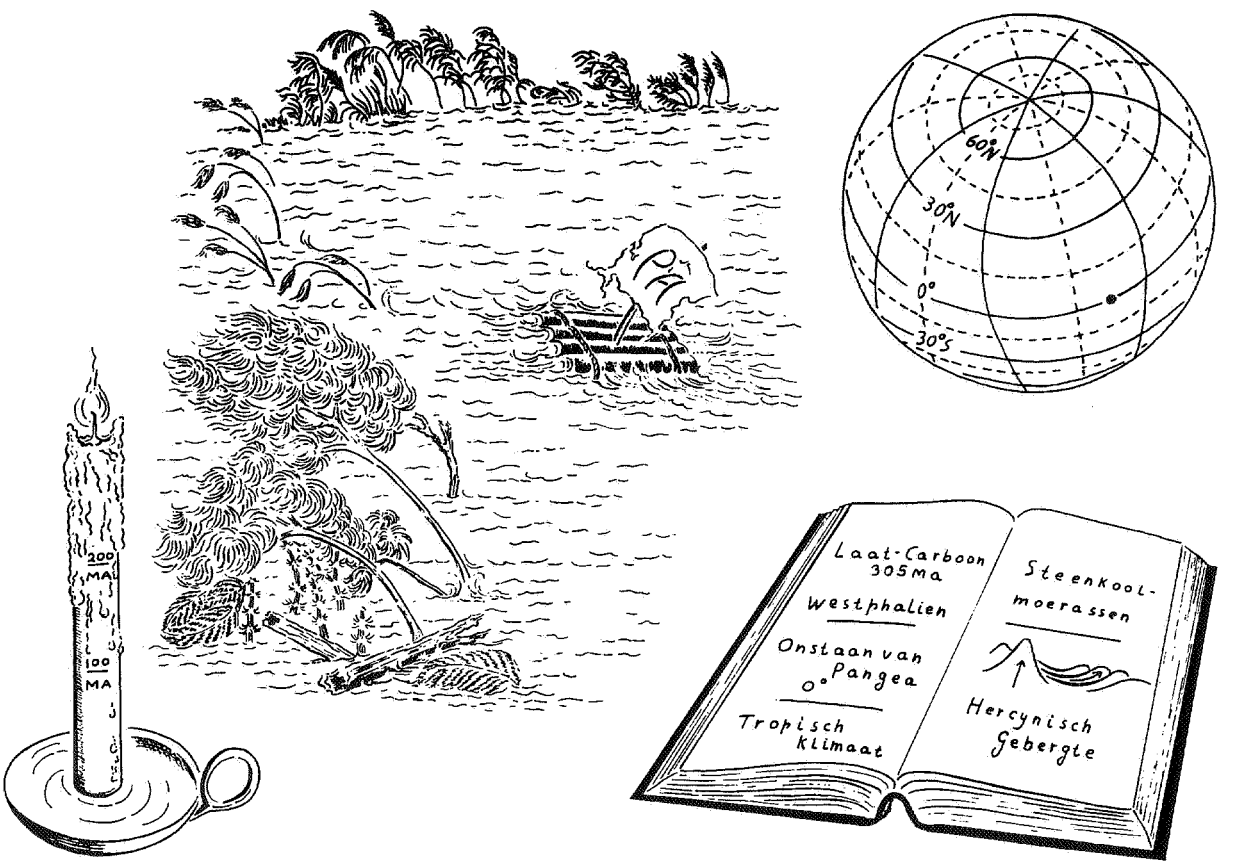
Door de voortdurende bodemdaling, de inklink van de sedimenten en de cyclisch optredende zeespiegelstijgingen als gevolg van een reeks ijstijden op Gondwana kon de zee dit gebied regelmatig binnendringen, waardoor de snelle veenvorming in deze delta's telkens onderbroken werd (Ziegler, 1989: 45; Heckel, 1994: 83-84; Paproth *et al.*, 1996).

5.11.2. Klimaat

Tropisch, warm-vochtig (uitgestrekte regenwouden; Bless *et al.*, 1984: 192; Witzke, 1990: Fig. 8).

5.11.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 11)

Een uitgestrekt **Regenwoud** (**Fôret pluviale** of **Regenwald**) bedekte het grootste deel van de Euregio. De **Eifeler Hochfläche** in het zuidoosten vormde het enige reliëf van betekenis. De erosie van gesteenten op de **Eifeler Hochfläche** is weerspiegeld in het voorkomen van «omgewerkte» plantesporen uit oudere aardlagen (Devoon tot vroeg-Westphalien) in de sedimenten van het laat-Westphalien bij Limbricht (X LI), Kemperkoul (X KE) en Jabeek (X JA; Bless & Streel, 1976; Van de Laar & Fermont, 1989: 50-51).



Figuur 15.

Een in hoofdzaak vlechtend riviersysteem voerde het erosiepuin van de Hercyniden (waarvan de hoogste toppen zich ver ten zuiden van de Euregio in midden-Frankrijk bevonden) en de **Eifeler Hochfläche** naar het noorden (Dreesen *et al.*, 1995: Fig. 12). In de omgeving van Hasselt stroomden de rivieren veelal naar het noorden en noordoosten (Dreesen, 1993: Fig. 34), terwijl de richting in het gebied ten noorden van Maastricht en Aachen varieerde tussen het noordwesten en noordoosten (Bless, 1973: Fig. 23-24; Bisschoff & Ritzerfeld, 1981: Fig. 4; Peters, 1981: Fig. 8).

5.11.4. Leven

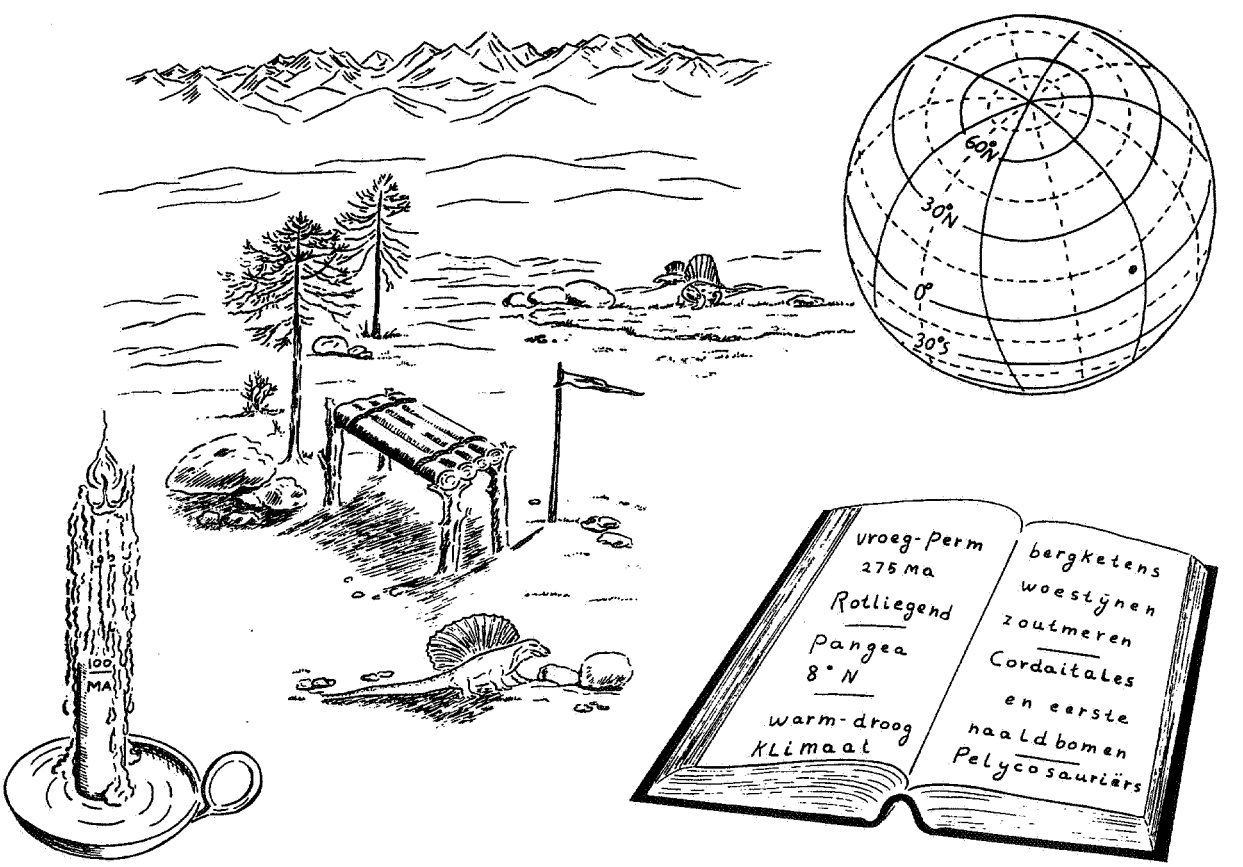
Het tropisch regenwoud herbergde een zeer diverse flora en fauna. Honderden soorten Varens (Filicales), Zaadvarens (Pterospermophyta) en Paardestaarten (Sphenopsida, zoals *Calamites* en *Sphenophyllum*) bedekten de bodem. Daarbovenuit torenden Cordaitales (de voorlopers van de Naaldbomen) en vele meters hoge, boomvormige Wolfsklauwen (Lycopsida), waarvan de Schub- en Zegelbomen (*Lepidodendron* en *Sigillaria*) het bekendst zijn.

Het insektenleven was al even gevarieerd. Reusachtige Libellen met een spanwijdte van soms een halve meter spreken daarbij het meest tot de verbeelding. Het laat-Carboon staat ook bekend als de «Tijd van de Kakkerlakken», omdat er inmiddels al meer dan duizend soorten van beschreven zijn (Spencer, 1966: 561). Er leefden ook allerlei Amfibiën en primitieve Reptielen, waarvan we meestal alleen de pootafdrukken vinden (Fichter, 1982). Op enkele plaatsen in Ierland, Engeland en Tsjechië heeft men echter ook skeletresten aangetroffen (Boyd, 1984: 367).

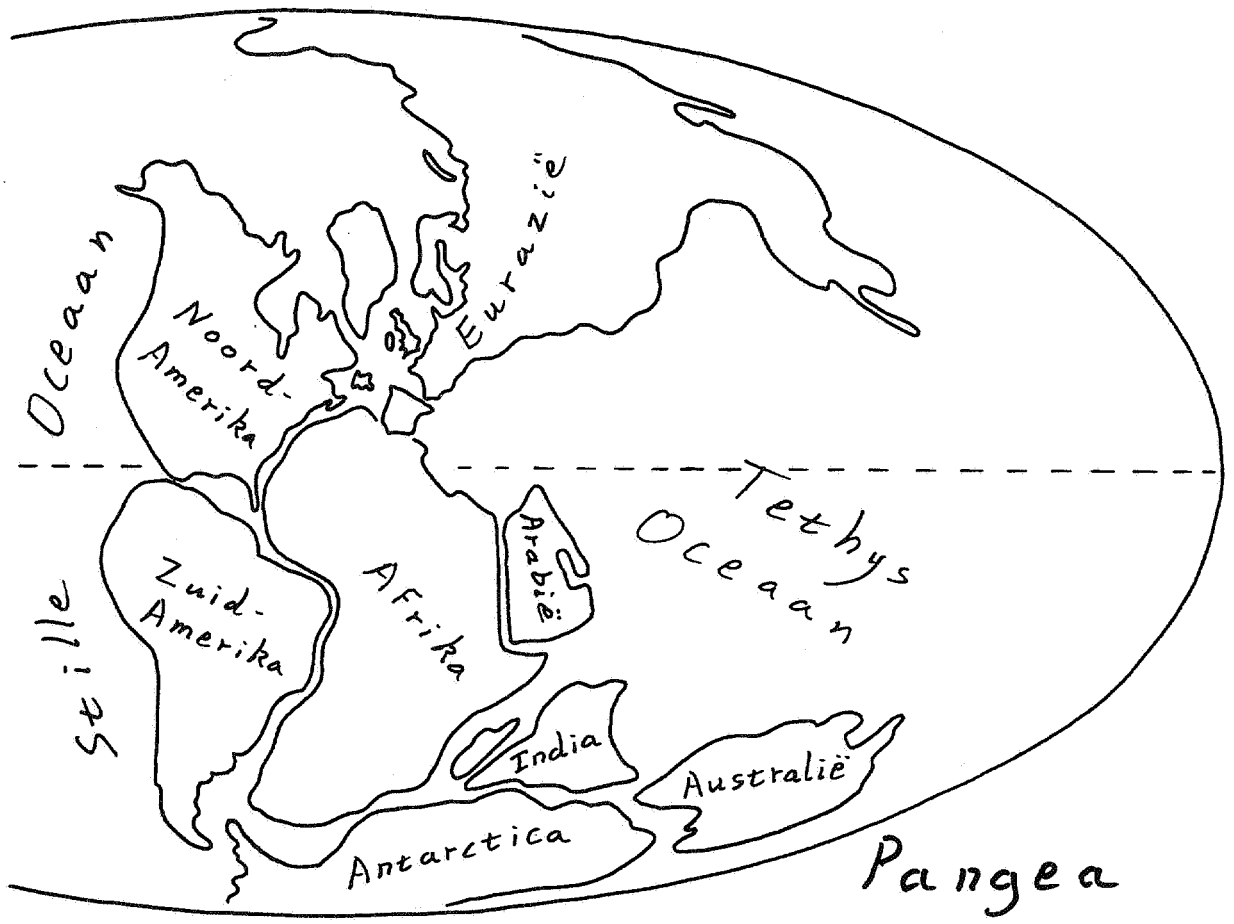
5.12. VROEG-PERM; 275 Ma (Rotliegend)

5.12.1. Paleogeografische positie

± 8° N.Br. (Fig. 16; Scotese & McKerrow, 1990: Fig. 20; Torsvik *et al.*, 1990: Fig. 10). Op de overgang van het Carboon naar het Perm werden Gondwana en Laurussia samengesmeed tot het megacontinent Pangea (Fig. 17).



Figuur 16.



Figuur 17. De huidige continenten waren tijdens het Perm en Trias verenigd in het megacontinent Pangea. De sterk vereenvoudigde reconstructie is gebaseerd op Smith *et al.* (1994, map 31). Om het beeld niet onnodig te compliceren zijn allerlei kleine platen weggelaten.

Een ruim 8000 km lange bergketen markeerde de door de daarbij ontstane kreukzone, die zich uitstrekte van de Ouachita Mountains in het zuidoosten van de Verenigde Staten tot de Hercyniden in Zuid- en Midden-Europa (Ziegler, 1989: Pl. 10).

Vooral in Europa ontwikkelden zich zowel binnen als buiten deze gebergten nieuwe slenken, die opgevuld werden met de van de bergen en plateaus afkomstige erosieprodukten. Op plaatsen, waar de breuklijnen van de verschillende slenken elkaar kruisten, kon het daarbij tot vulkanische uitbarstingen komen (Ziegler, 1982: 40, Encl. 12). Omdat er in Noord-Europa steeds grotere gebieden bij de daling betrokken werden, ontstonden er enorme sedimentatiebekkens. Het Zuidelijk Perm-Bekken tussen Engeland en Polen was veruit het grootste in zijn soort met een lengte van bijna 1500 km en een breedte van ruim 300 km (Ziegler, 1982, Encl. 13). Door de toevoer van stenen, zand en klei tijdens de onregelmatig optredende zware regenbuien veranderde dit bekken in een uitgestrekte zandwoestijn met in het centrum ervan een zoutmeer van ongekende omvang. Deze zandwoestijn werd omgeven door rotsplateaus, waarin de erosie diepe kloven had uitgesneden.

5.12.2. Klimaat

Warm-droog woestijnklimaat (Witzke, 1990: Fig. 10), waarin de wind hoofdzakelijk uit het oosten en noordoosten blies (Ziegler, 1982: 45). De afvoer van erosieprodukten was beperkt tot de onregelmatig voorkomende perioden van overvloedige regenval.

5.12.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 12 - 12a)

De Euregio lag op een uitgestrekt (licht naar het noorden hellend) rotsplateau tussen de Hercyniden in het zuiden en de zandwoestijn van het Zuidelijk Perm-Bekken in het noorden. Aan de hand van de inkolingsgraad van het organisch materiaal in de verschillende sedimenten kunnen we ons een idee vormen van de dikte van het gesteentepakket, dat hier na de Hercynische bewegingen door erosie verdwenen is. De inkolingsgraad wordt voornamelijk

bepaald door de maximale diepte, waarop een bepaalde afzetting in de loop van de geologische geschiedenis heeft gelegen. Die diepte bepaalde de temperatuur, waaraan het sediment werd blootgesteld.

In de Euregio is de inkolingsgraad het hoogst in het Massief van Stavelot (waar de gesteenten van het Cambro-Ordovicium dagzomen) en in een smalle strook onmiddellijk ten noorden van de Faille du Midi en de Aachener Ueberschiebung tussen Liège, Maastricht en Aachen (Bless & Bouckaert, 1988: Fig. 5-6). De gesteenten lagen daar onder 4000-5000 m sediment begraven (Bless & Bouckaert, 1988: Fig. 7). Een deel hiervan (ongeveer 1000-1500 m) is pas tijdens het Jura en vroeg-Krijt door erosie verdwenen, zoals blijkt uit de reconstructie van de bodembewegingen in die tijd.

In het gebied van Stavelot gleed bovendien een gesteentepakket met een dikte van een paar duizend meter door zijn eigen gewicht naar het noorden, waar het als het «Massif de la Vesdre» bleef liggen op de gesteenten van het Synclinorium van Verviers (Robaszynski & Dupuis, 1983: 39-40, 92-95; Michot, 1988: Fig. 20; Bless *et al.*, 1991a: 59-61).

Een en ander betekent, dat er in de loop van het Perm en het Trias in die twee gebieden een maximaal 2000-3000 m dik gesteentepakket door erosie en aardverschuivingen zou verdwijnen. De op andere plaatsen in de Euregio beduidend lagere inkolingsgraad (M. & R. Teichmüller, 1979: Fig. 1 en 5; Muchez *et al.*, 1987: Fig. 11) toont aan, dat daar veel minder sediment door erosie verdwenen is en dat het reliëf dienovereenkomstig lager moet zijn geweest. Op grond van al deze overwegingen mogen we aannemen dat het Rotliegend-landschap in de Euregio beheerst werd door de met diepe canyons doorsneden **Chaîne de Stavelot** en het **Maastrichts Plateau**.

Het warm-droge woestijnklimaat zorgde voor een selectieve erosie van de gesteenten, waardoor spectaculaire rotspartijen ontstonden. Het landschap leek daardoor op de huidige woestijngebieden van Utah, California en Arizona in het westen van de Verenigde Staten van Amerika. De veelal subhorizontaal liggende gesteenten uit het laat-Carboon ten noorden van de lijn Liège-Aachen werden gereduceerd tot tafelbergen («mesa's») en getuigebergen («buttes») met vrijwel vertikale wanden en afgevlakte toppen. Zij domineerden het **Plateau du Brabant** en het **Maastrichts Plateau**.

De asymmetrisch gevormde «cuesta's» ontstonden met name in de plooiingsgebieden ten zuiden van de lijn Liège-Aachen, zoals langs de noordflank van het **Plateau de Dinant** en het **Plateau de Verviers** (waar de toen dagzomende afzettingen van het laat-Carboon veelal iets naar het zuiden helden), in de **Chaîne de Stavelot** (waar naast de vroeg-Paleozoïsche gesteenten plaatselijk ook nog geplooide afzettingen uit het Devoon en Carboon dagzoomden) en de **Eifeler Hochfläche** (waar geplooide gesteenten uit het Devoon en vroeg-Carboon aan de oppervlakte lagen).

Tijdens overvloedige regenval werd het uit al deze gebieden afkomstige erosiemateriaal via de modderstromen van de **Kempense Bajada's** naar het noorden afgevoerd (Kaart 12). Maar dit transport stokte volledig tijdens de regelmatig optredende perioden van aanhoudende droogte (Kaart 12a).

5.12.4. Leven

Alhoewel de intensieve erosie alle levenssporen in de Euregio heeft vernietigd, mogen we aannemen, dat er zich op vochtige en schaduwrijke plekken langs de plateauranden een (spaarzame) vegetatie ontwikkelde, waarin vooral de op het eind van het Perm uitgestorven Cordaitales met hun lancetvormige bladeren en de daaruit voortgekomen Coniferen (Naaldbomen) opvielen. Zulke oases vormden ook een gunstige biotoop voor sommige Pelycosauriërs, zoals de vleesetende *Dimetrodon* en de herbivore *Edaphosaurus*, die dankzij de opvallende zeilkam op hun rug in staat waren om hun lichaamstemperatuur te reguleren in dit warm-droge milieu.

5.13. LAAT-PERM; 250 Ma (Zechstein)

5.13.1. Paleogeografische positie

± 18° N.Br. (Scotese & McKerrow, 1990: Fig. 21). Door de voortdurende uitbreiding van het dalingsgebied in Noord-Europa vervaagden de grenzen tussen het Zuidelijk en het Noordelijk Perm-Bekken, zodat er in het laat-Perm een reusachtig sedimentatiegebied (het Noord-Europese Bekken) ontstond. De zuidelijke rand van dit steeds groter wordende bekken schoof daarbij langzaam in de richting van de Euregio.

Dankzij herhaalde zeespiegelstijgingen kon de zee via nieuwgevormde slenksystemen in Polen en tussen Groenland en Noorwegen tot vijf maal toe in dit bekken binnendringen (Ziegler, 1982: 46, Encl. 14). Zodra de zeespiegel weer daalde, zorgde het warm-droge woestijnklimaat voor de totale verdamping van het in het bekken achtergebleven zeewater, waardoor er telkens kalk, gips en zout werden afgezet (Ziegler, 1982: 47).

5.13.2. Klimaat

Warm-droog woestijnklimaat (Ziegler, 1982: 47).

5.13.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 13 - 13a)

In het Rotliegend was het landschap in de Euregio in belangrijke mate afgevlakt. Tijdens het Zechstein maakte de erosie dan ook weer tijdelijk plaats voor sedimentatie. Ten zuiden van de **Ride de Stavelot** kwamen de vanuit de Eifel en Taunus afkomstige modderstromen van de **Eifeler Bajadas** tot stilstand en vormden onder andere het «Conglomérat de Malmédy» (Smolderen, 1987: 74; Bless *et al.*, 1991a: 61). Restanten van deze bedekking vinden we bij Stavelot (X ST), Malmédy (X MA), Golbach (X GO) en Dahlem (X DA; Wienecke, 1983: 24-25, 40; Richter, 1985: 76-77, Fig. 7; Smolderen, 1987: Fig. 1).

Ten noorden van de **Ride de Stavelot** en de **Aachener Höhenzug** gingen de bajada's over in intermitterende, vlechtende waterlopen («flash floods»), die via de **Kempense Kustvlakte** de **Permzee** bereikten. De in hoofdzaak uit silt en klei bestaande afzettingen bij Gruitrode (X GR) en Opglabbeek (OP X) tonen aan, dat slechts één van de vijf in het Noord-Europese Bekken geregistreerde Zechstein-transgressies (Ziegler, 1982: 46) tot deze contreien doordrong (Dusar *et al.*, 1987: 59-82). Kaart 13 toont de situatie gedurende de korte perioden van overvloedige regenval. Maar meestal stonden de waterlopen vrijwel droog (Kaart 13a).

5.13.4. Leven

De **Kempense Kustvlakte** met haar veranderlijke waterlopen vormde waarschijnlijk het leefmilieu voor Naaldbomen (*Ulmannia*, *Pseudovoltzia*, *Quadrocladus*; Dusar *et al.*, 1987: 92). Wellicht trok deze vegetatie ook Dicynodonten aan. Pootafdrukken en skeletten van deze herbivore, zoogdierachtige reptielen komen voor in de zandstenen uit het laat-Perm van Schotland, die onder vergelijkbare omstandigheden zijn afgezet (Benton & Walker, 1985).

5.14. VROEG-TRIAS; 245 Ma (Buntsandstein)

5.14.1. Paleogeografische positie

± 21° N.Br. (Smith *et al.*, 1994: Map 31). De verbinding tussen het Noord-Europese Bekken en de zee via de slenken tussen Groenland en Noorwegen werd weliswaar tijdelijk verbroken, maar vooral via de Poolse Slenk konden de warme wateren van de Tethyszee toch bij tijd en wijle in het Noord-Europese Bekken doordringen. Het warm-droge bevorderde dan het ontstaan van grote zoutmeren (Rötzout) zodra de zee zich weer terugtrok (Ziegler, 1982: 49-51, Encl. 15). De voortdurende daling van het Noord-Europese Bekken ging gepaard met de vorming van nieuwe slenken en dalingsgebieden. Het **Trierer Tal** is hier een voorbeeld van (Ziegler, 1982: 50-51, Encl. 15). Deze daling veroorzaakte een accentuering van het relatieve reliëf in aangrenzende gebieden en versterkte dus ook de erosie, zoals blijkt uit de grote hoeveelheden afbraakpuin.

5.14.2. Klimaat

Warm-droog (Richter, 1985: 78) met (korte) jaarlijkse regenperiode (moessons; Pearson, 1978: 150-151).

5.14.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 14 - 14a)

Buntsandsteinafzettingen zijn bewaard in het noorden en oosten van de Euregio. In het noorden zijn ze aangeboord bij Helchteren (X HE; Demyttenaere, 1987: Fig. 3.2.), Gruitrode (X GR; Dusar *et al.*, 1987: 93-96), Rotem (X RO; Demyttenaere, 1988: Fig. 3.2.) en Geleen (X GE; Patijn & Kimpe, 1961). In het oosten dagzomen ze in de omgeving van Dahlem (X DA; Wienecke, 1983: 41) en in de Mechernicher Senke tussen Maubach (X MA), Kall (X KA) en Mechernich (ME X; Ribbert, 1992).

Via het **Trierer Tal** transporteerden modderstromen zand, klei en grind naar de **Limburgse Woestijn**. Hoewel het grootste deel van de erosieprodukten uit de onmiddellijke omgeving, zoals de **Crête de Stavelot** en het Rheinisches Schiefergebirge, afkomstig was (Richter, 1985: Fig. 7), moeten ook verder naar het zuiden gelegen plateaus (waaronder het tussen Frankfurt en Mannheim gelegen Odenwald en zelfs het Massif Central in Frankrijk) erosiemateriaal hebben geleverd (Ziegler, 1982: 51; Richter, 1985: 79-80).

Het ligt voor de hand om de herkomst van de afzettingen in het noorden van de Euregio vooral in het **Maastrichts Plateau** en het **Plateau du Brabant** te zoeken. Alleen tijdens de natte moesson zal er water gestroomd hebben door de rivierbeddingen in de **Val de Namur**, **Val de Dinant** en **Val de Verviers**. Dan kwamen ook grote delen van de **Limburgse Woestijn** en het **Trierer Tal** blank te staan (Kaart 14). De natte moesson vormde de kortstondige periode voor het sedimenttransport, dat telkens weer stokte tijdens aanhoudende droogte (Kaart 14a).

5.14.4. Leven

De (waarschijnlijk spaarzame) vegetatie werd overheerst door Coniferen, Paardestaarten en Varens (Richter, 1985: 84-86). In de Mechernicher Trias-Senke heeft men ook een paar resten gevonden van primitieve reptielen, waaronder pootafdrukken en een schedel (Richter, 1985: 84).

5.15. VROEG-JURA; 200 Ma (Lias)

5.15.1. Paleogeografische positie

± 37° N.Br. (Smith *et al.*, 1994, Map 28). De Vroeg-Kimmerische bewegingen op het einde van het Trias en het begin van het Jura typeren de vele onrustige perioden, die aan de eigenlijke opsplitsing van Pangea voorafgingen (Ziegler, 1982: 58, Encl. 38). Tijdens deze aanloopfase vormden zich complexe slenksystemen, die de voorlopers vormden van de latere Atlantische Oceaan (Ziegler, 1982: Fig. 8). Ondanks de beperkte omvang van deze bewegingen zijn ze herkenbaar aan regionale onderbrekingen in de sedimentatie en het massale voorkomen van omgewerkte pollen en sporen in sommige Lias-afzettingen (Herngreen & De Boer, 1974: 360-361; Roche, 1994).

5.15.2. Klimaat

Warm-vochtig, subtropisch (Windley, 1984: Fig. 15.4; Frakes, 1986: 36) met zeewatertemperatuur van 18-25°C (Pearson, 1978: 144-145).

5.15.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 15)

Alhoewel de mariene kalkstenen en zwarte schalies van het Lias nu uitsluitend voorkomen in de Roerdalslenk, moet de **Noordzee** in die tijd een groot deel van de Euregio hebben overspoeld (Ziegler, 1982: Encl. 18). De sedimenten tussen Drove (X DR) en Bürvenich (X BU; Richter, 1985: 90), en onmiddellijk ten noorden van de kaart bij Neeroeteren (X NE; Demyttenaere, 1988: Fig. 3.2.), zijn namelijk vrijwel zeker in open zee op enige afstand van de kust afgezet.

Het **Plateau de Huy** in het zuidwesten van de Euregio vormde de oostelijke begrenzing van een eiland («Londen-Brabant Massief» van Ziegler, 1982: Encl. 18), dat zich tot in de omgeving van Londen uitstrekte. Dit eiland moet als gevolg van de Vroeg-Kimmerische bewegingen iets omhoog gekomen zijn. De hoogste delen werden daardoor onderworpen aan een oppervlakkige erosie (Ziegler, 1982: 60), die tot uiting komt in het opvallend grote aantal omgewerkte Carboon-sporen in Lias-afzettingen langs de noordelijke rand van het Bekken van Parijs (Roche, 1994). Dat betekent, dat we mogen aannemen, dat er op het **Plateau de Huy** toen nog gesteenten van het laat-Carboon (vroeg-Westphalien) dagzoomden.

5.15.4. Leven

De kustwateren van de Euregio vormden een ideaal leefmilieu voor allerlei soorten reptielen, waaronder Ichtyosauriërs, Krokodillen en Plesiosauriërs. Resten van deze dieren zijn gevonden in Yorkshire en Luxemburg en bij Holzmaden (Godefroit, 1994: 69-75).

5.16. MIDDEN-JURA; 175 Ma (Dogger)

5.16.1. Paleogeografische positie

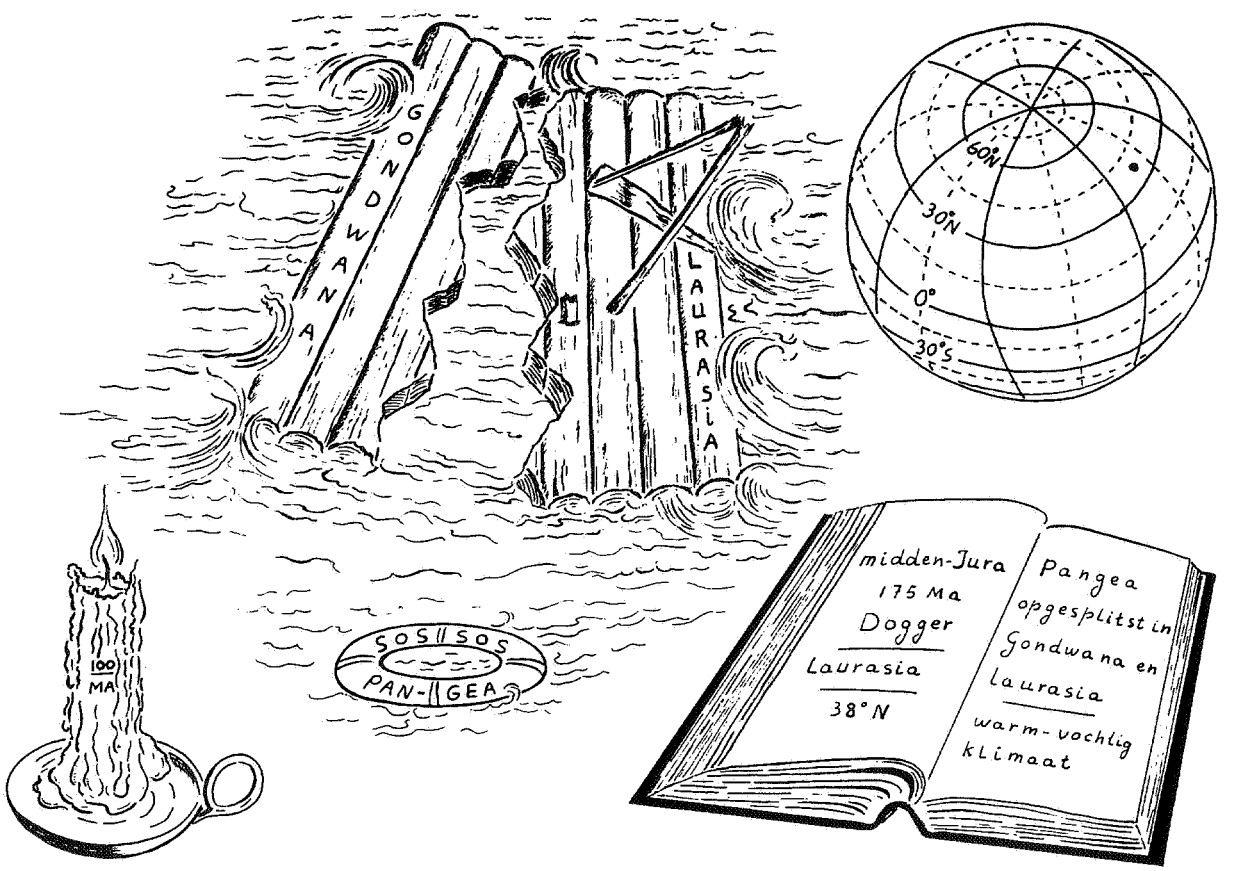
± 38° N.Br. (Fig. 18; Smith *et al.*, 1994: Map 24-25). De opsplitsing van Pangea in Gondwana en Laurasia tijdens het midden-Jura leidde tot de vorming van het centrale deel van de Atlantische Oceaan (Ziegler, 1982: 58). De hiermee samenhangende Mid-Kimmerische bewegingen uitten zich in de opwelving en erosie van het centrale deel van de Noordzee (Ziegler, 1982: 63; Van Wijhe, 1987: 213). Bovendien werd het slenkensysteem langs de noordrand van het Massief van Brabant (waaronder de Roerdalslenk) geactiveerd (Ziegler, 1982: 65, Encl. 38), zodat de bodem hier relatief snel begon te dalen. Deze daling werd gecompenseerd door de opwelving van het London-Brabant Massief, die in het gebied ten zuiden van Brussel het begin vormde van een tot het einde van het vroeg-Krijt durende erosie van een ruim 3000 m dik gesteentepakket (Van den Haute & Vercoutere, 1990).

5.16.2.Klimaat

De erosie van een gesteentepakket van ongeveer 3000 m dikte op het London-Brabant Massief in de periode van het midden-Jura tot het vroeg-Krijt (180-95 Ma; Van den Haute & Vercoutere, 1990) impliceert een semi-aride klimaat met grote verschillen tussen droge en natte seizoenen (optimaal voor een snelle afvoer van erosiemateriaal).

5.16.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 16 - 16a)

De Mid-Kimmerische opwelving veranderde het London-Brabant Massief in een (in het centrale deel ten zuiden



Figuur 18.

van Brussel) tot 1000 - 1500 m hoog plateau. Dat is de dikte van het gesteentepakket, dat voor het einde van het Jura (145 Ma) door erosie is verdwenen (Van den Haute & Vercoutere, 1990, Fig. 4).

In de Euregio activeerden de Mid-Kimmerische en Laat-Kimmerische bewegingen niet alleen de randbreuken van de Roerdalslenk, maar ook sommige Hercynische structuren, zoals de Anticline van Waubach. Met name op plaatsen, waar deze breuksystemen elkaar kruisen, ontstonden open spleten, waarin hydrothermale ertsoplossingen omhoog stegen. Op een diepte van 1000-1500 m sloegen hieruit lood-zinkertsen neer in karstholten en open spleten van de **Rurtaler Felsen**, de **Bleibergen** en de **Chaîne liégeoise** (M. & R. Teichmüller, 1971: 70-71; Kimpe *et al.*, 1978: 50, Encl. 4; Dejonghe & Jans, 1983: 18-19; Redecke, 1992: 107 en 140).

De opwelving in het gebied van de **Bleibergen**, **Rurtaler Felsen** en de **Chaine liégoise** was overigens minder dramatisch dan in de streek ten zuiden van Brussel. Tussen het midden-Jura en vroeg-Krijt verwijderde de erosie hier 1000 tot 1500 m sediment. Dat leiden we af uit de diepte, waarop de nu vlak onder de oppervlakte voorkomende post-Hercynische lood-zinkertsen gevormd zijn (Redecke, 1992: 107). Ongeveer de helft hiervan verdween vóór de Laat-Kimmerische bewegingen. Aan het begin van het midden-Jura staken de **Bleibergen**, **Rurtaler Felsen** en de **Chaine liégoise** dus hoogstens 500 tot 750 m boven hun omgeving uit. De opwelving had tot gevolg dat de zee zich helemaal uit de Euregio terugtrok.

De erosie van de **Rurtaler Felsen** zal in eerste instantie de gesteenten uit het Lias en Trias hebben aangetast. In de **Bleibergen**, **Chaine liégoise** en **Crête de Stavelot** werden voornamelijk Paleozoïsche gesteenten door de erosie getroffen.

In de Eifeler Nord-Süd-Zone in het zuidoosten van de Euregio (Trias-voorkomen tussen Blankenheim en Stadtkyll) bedroeg de opheffing tijdens Jura en vroeg-Krijt hoogstens een paar honderd meter (Wienecke, 1983: 152-153). Hier verdween niet meer dan 100 m gesteente uit het Trias en vroeg-Jura (Lias) na de Mid-Kimmerische bewegingen.

Het semi-aride klimaat bevorderde de selectieve erosie van de gesteenten, net zoals dit tijdens het Perm en vroeg-Trias het geval was. Daardoor werden de Paleozoïsche structuren opnieuw geaccentueerd in de morfologie van het landschap, dat net zoals in het Perm en vroeg-Trias gekenmerkt werd door mesa's, buttes en cuesta's. Tijdens de korte perioden van overvloedige regenval transporteerden intermitterende waterlopen («wadi's» en «flash floods») en de modderstromen van de **Limburgse Bajada's** en **Eifeler Bajadas** het erosiemateriaal naar het noorden, oosten en zuiden, waarbij de waterscheiding ongeveer de lijn Liège-Aachen volgde (Kaart 16). Maar deze tijdelijke waterlopen vielen helemaal droog tijdens langdurige droogte (Kaart 16a).

5.17. VROEG-KRIJT; 140 Ma (Valanginien)

5.17.1. Paleogeografische positie

± 39° N.Br. (Smith *et al.*, 1994: Map 19). De Laat-Kimmerische bodembewegingen aan het begin van het vroeg-Krijt vormden de inleiding tot het ontstaan van het zuidelijke deel van de Noord-Atlantische Oceaan als gevolg van het uit elkaar drijven van New Foundland en het Iberisch Schiereiland (Fig. 19; Ziegler, 1982: 67). De Laat-Kimmerische bewegingen vielen samen met een belangrijke zeespiegeldaling, die tegen het einde van het vroeg-Valanginien zijn laagste niveau bereikte (RGD & NOGEPA, 1993: Encl. A.1).

Deze zeespiegeldaling werd versterkt door de kortstondige vorming van een noordelijke ijskap tijdens deze periode (Kemper, 1987: 24 en 84). De verlaging van het zeeniveau resulteerde in een versterking van het reliëf langs de randen van het Noordwest-Europese bekken en in een daarbij horende intensivering van de erosie (Kemper, 1987: 84). De invloed van de Laat-Kimmerische bewegingen op het reliëf van het Londen-Brabant Massief kunnen we afleiden uit de toenemende hoeveelheden zand en klei in de bekkens ten noorden en zuiden ervan (Ziegler, 1982: 69-73).

5.17.2. Klimaat

Gematigd-koel tijdens het vroeg-Valanginien, gevolgd door een afwisseling van warm-vochtige (mediterraan) en gematigd-koele perioden tijdens het laat-Valanginien en Hauterivien (Kemper, 1987: 84, Fig. 20).

5.17.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 17)

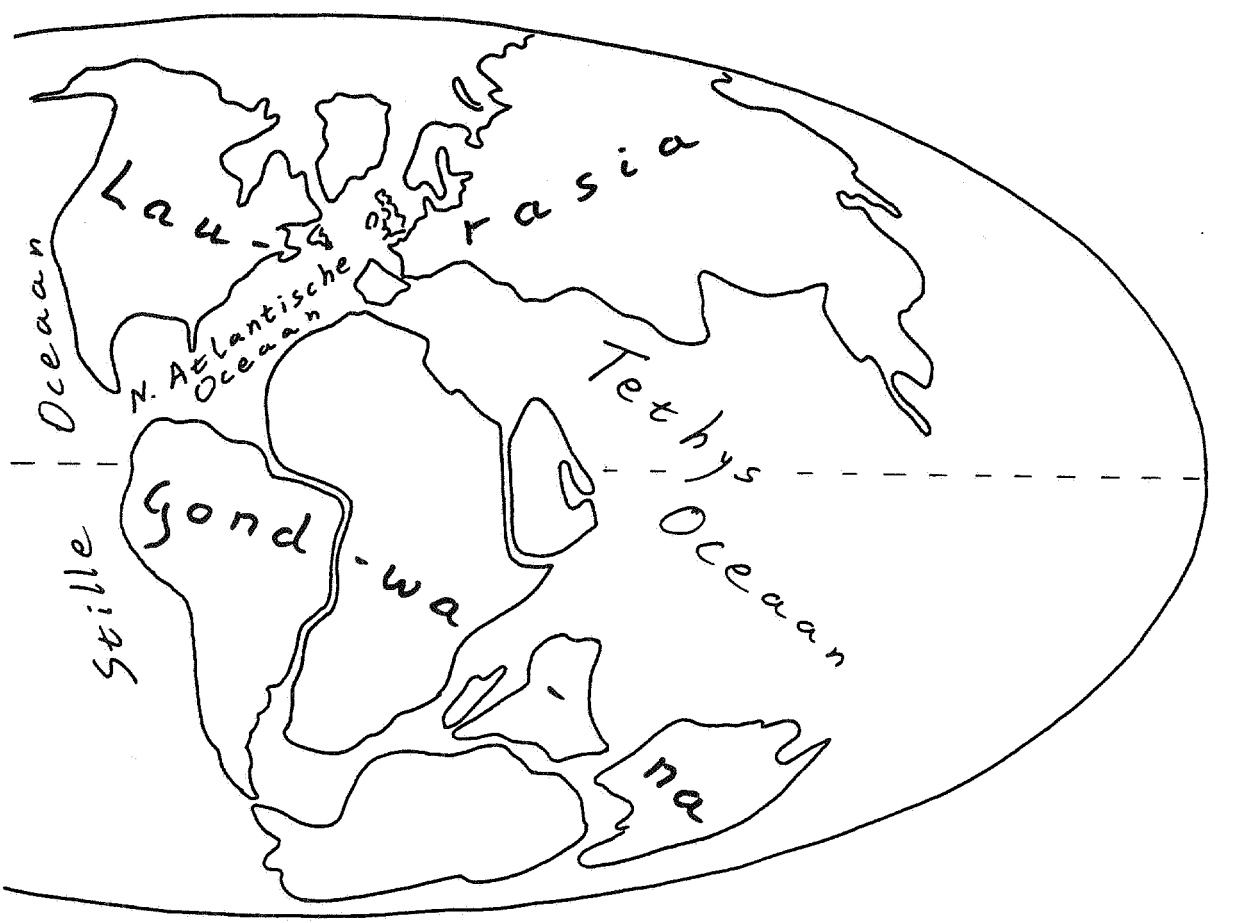
De opwelving van het Londen-Brabant Massief als gevolg van de Laat-Kimmerische bewegingen kan in het gebied ten zuiden van Brussel 1500 - 2000 m hebben bedragen. Dat komt overeen met de dikte van de gesteenten, die hier in het vroeg-Krijt door erosie verdwenen (Van den Haute & Vercoutere, 1990: Fig. 4). In de Euregio bedroeg deze stijging slechts 500 - 750 m.

De selectieve erosie tastte vooral de Paleozoïsche gesteenten aan, waardoor de oude Hercynische breuken en plooien geaccentueerd werden in de morfologie van het landschap. De lengteas van de **Vallée de Namur** werd bepaald door de grote breuken van de Faille Bordière en de Faille du Midi.

De afgeplatte tafelbergen of «mesa's» van de **Brabantse Rotsen, Rochers de Liège** en **Wurmer Felsen** hadden hun vorm te danken aan de relatief vlak liggende (helling veelal minder dan 25°, met uitzondering van enkele steil staande of zelfs overkiepte anticlines) zandstenen en schalies uit het laat-Carboon (Fig. 20).

Omdat de gesteenten van het Devoon en Carboon langs de noordflank van de **Vallée de Dinant**, de **Vallée de Verviers** en het **Inde-Tal** zich onderscheidden door hun vaak steil staande lagen, plooien, breuken en overschuivingsvlakken, zullen zich hier vooral asymmetrische «cuesta's» gevormd hebben. Hetzelfde geldt voor de **Crête de Stavelot** met zijn grauwe gesteenten uit het Cambrium en Ordovicium en de uit vroeg-Devonische gesteenten opgebouwde **Rochers de Neufchâteau** met hun donkerrode tinten.

De roze-rood gekleurde zandstenen en conglomeraten van de Buntsandstein zullen echter nauwelijks opgevallen zijn, omdat de **Mechernicher Felsen** nauwelijks boven hun omgeving uitstaken. Ze lagen immers aan de rand van het gebied dat door de Laat-Kimmerische bewegingen omhoog was gekomen (Wienecke, 1983: 152-153).



Figuur 19. De in het midden-Jura begonnen opsplitsing van Pangea in Laurasia (bestaande uit het latere Noord-Amerika en Eurazië) en Gondwana (waartoe niet alleen Zuid-Amerika, Afrika, Antarctica en Australië behoorden, maar ook Arabië, India en grote delen van Zuidoost-Azië) kreeg tijdens het vroeg-Krijt duidelijk gestalte door de opening van het zuidelijk deel van de Noord-Atlantische Oceaan. De sterk vereenvoudigde reconstructie is gebaseerd op Smith *et al.* (1994, map 19). Allerlei kleinere platen zijn weggelaten om het beeld niet onnodig te compliceren.

Figuur 20.

De «weelderige vegetatie» (Casier, 1960: 88) bevorderde de bodemvorming tijdens de warm-vochtige perioden. Evenals in het midden- en laat-Jura voerden rivieren en modderstromen (waaronder de **Limburgse Bajada's**) het afbraakpuin naar het noorden, oosten en zuiden. Het massatransport via bajada's zal daarbij in de warm-vochtige perioden steeds plaats gemaakt hebben voor sedimentafvoer via een complex netwerk van vlechtende rivieren.

5.17.4. Leven

In de Euregio kwamen wellicht dezelfde planten en dieren voor, die men kent uit de Wealden-afzettingen van Bernissart, de beroemde vindplaats van de Iguanodonten (Casier, 1960). Deze herbivore Dinosauriërs leefden samen met Krokodillen, Zoetwaterschildpadden, de vleesetende *Megalosaurus* en de vliegende Pterosauriërs (deze laatste zijn bekend uit de Engelse Wealdenafzettingen) in een landschap met een «weelderige vegetatie» van grote Varens, Paardestaarten en verspreid staande Naaldbomen (Casier, 1960).

5.18. LAAT-KRIJT; 85 Ma (Santonien)

5.18.1. Paleogeografische positie

± 43° N.Br. (Smith *et al.*, 1994: Map 12). De Sub-Hercynische bodembewegingen werden veroorzaakt door de botsing tussen Afrika en Europa, die in het Tertiair zou leiden tot het ontstaan van de Alpen (Ziegler, 1982: Encl. 38). Door deze botsing werd de continentale plaat van Europa letterlijk samengedrukt. Dit resulteerde in een grootschalige omkering van de tektonische bewegingen («tektonische inversie») in NW-Europa (Van Wijhe, 1987; Gras, 1995). De daling van de slenken kwam tot stilstand en werd soms zelfs omgebogen in een opwaartse beweging (onder andere in de Roerdalslenk), terwijl de bodem elders langzaam begon te dalen. En dat had weer zijn invloed op de verdeling van land en zee. Pas tijdens het Oligoceen zou er een eind komen aan deze tektonische inversie (Van Wijhe, 1987: 217-218).

5.18.2. Klimaat

Overwegend warm-droog (Kemper, 1987: 105).

5.18.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 18)

Als gevolg van de tektonische inversie veranderde het vroegere dalingsgebied van de Roerdalslenk en Erftslenk in een laag plateau (**Roerland**) met een bescheiden erosie (Gras, 1995: 125). Voor de afwatering en het transport van de erosieprodukten zorgden kreken, prielen en getijdegeulen, omdat het **Roerland** waarschijnlijk te klein en te vlak was voor de totstandkoming van een uitgebreid fluviatiel systeem.

Het is onduidelijk of er tijdens deze periode al sedimenten werden afgezet in de **Erkelenzer Mündung** (Arnold *et al.*, 1978: Fig. 6). Maar langs de zuidwestelijke rand van het Roerland hoopten zand en klei (Afzettingen van Aachen) zich op in het **Estuaire d'Hergenrath**, dat door de **Puther Plaat** was afgeschermd van de vanuit het noordwesten opdringende **Noordzee**. De rotsmassa van Carboongesteenten in het oostelijke deel van de **Puther plaat** kwam omhoog als gevolg van lokale bodembewegingen aan het begin van de tektonische inversie en zou pas tijdens het laat-Maastrichtien door de zee overspoeld worden (Kimpe *et al.*, 1978: profiel H op Encl. 3). Door de sterke getijstromen bezonken er vrijwel geen sedimenten in de omgeving van Maastricht.

De **Mont de Botrange** was een echte «monadnock»: een aan de erosie ontsnapte heuvel van gesteenten uit het Cambrium en Ordovicium, die 100 - 150 m boven de in de loop van het vroeg-Krijt gevormde schiervlakte uitstak (Bless *et al.*, 1991b: 88). Kustmoerassen (**marais maritimes**) vormden de scheiding tussen de zee en de schiervlakten van de **Plaine de Landen**, het **Eifeler Flachland** en het **Roerland**. Aan het begin van het Santonien omzoomden ze ook het **Estuaire de Hergenrath**, zoals blijkt uit de overwegend niet-mariene microflora's in de Hergenrath Klei (Batten *et al.*, 1988: 99).

5.18.4. Leven

De vegetatie in de kustmoerassen bestond uit een rijkgeschakeerde vegetatie, waarin de Angiospermen met hun bloemen en bloesems een grote rol speelden (Collinson, 1990). Ook groeiden er 10 tot 20 m hoge Naaldbomen (waaronder verwanten van de huidige *Sequoia* of Mammoetboom) en Varens (Richter, 1985: 95). Vooral tegen het einde van het Santonien kwamen er regelmatig bosbranden voor als gevolg van langdurige droogte en bliksemінslag. Wellicht vormde deze omgeving ook een gunstige biotoop voor de 10 tot 20 m lange Titanosauriërs, waarvan men resten heeft gevonden in Spanje en Zuid-Frankrijk.

5.19. LAAT-KRIJT; 80 Ma (vroeg-Campanien)

5.19.1. Paleogeografische positie

± 42° N.Br. (Smith *et al.*, 1994: Map 11).

5.19.2. Klimaat

Overwegend warm-droog (Kemper, 1987: 105).

5.19.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 19)

In de loop van het vroeg-Campanien overspoelde de **Noordzee**, die zich op de overgang van het Santonien naar het Campanien kortstondig had teruggetrokken, het grootste deel van de Euregio als gevolg van de stijging van de zeespiegel (RGD & NOGEPA, 1993: Encl. A.1). Behalve een klein deel van het **Roerland** en het **Eifeler Flachland** bleven alleen het **Puther Klif** en de **Presqu'île de Botrange** boven water. De invloed van deze boven zee uitstekende gebieden blijkt uit de verschillen in dikte en korrelgrootte van de sedimenten. Aan de voet van het **Presqu'île de Botrange** vormden zich bijvoorbeeld keienstrandjes, terwijl de dikte en korrelgrootte van het Vaalser Groenzand toenemen naarmate men dichter bij het **Roerland** komt.

Het opdringen van de zee maakte de afzetting van mariene sedimenten mogelijk in de **Erkelenzer Bucht** (Arnold *et al.*, 1978: Fig. 6) en het **Petit Estuaire** (Bless *et al.*, 1991b: Fig. 16). Getijstromen verhinderden de sedimentatie op de ondiepe **Hauts-fonds de Warnant**, waardoor afzettingen uit deze tijd ontbreken bij Velm (X VE) en Warnant (X WA).

5.20. LAAT-KRIJT; 75 Ma (laat-Campanien)

5.20.1. Paleogeografische positie

± 42° N.Br. (Cepek *et al.*, 1985, Fig. 10).

5.20.2. Klimaat

Warm-droog (Kemper, 1987: 105).

5.20.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 20)

Met kortstondige onderbrekingen zou de **Noordzee** ook in het laat-Campanien het grootste deel van de Euregio overspoelen. De erosie had het **Roerland** nu zo sterk afgevlakt, dat het van het **Roerland** afkomstige zand en slib alleen nog maar vlak onder de kust werd afgezet (Bless & Fernández Narvaiza, 1994: 151). Verderop in zee hoopte zich fijn kalkslib op, dat hoofdzakelijk bestond uit de kalkskeletjes van miljarden micro-algen («Coccolieten»). Waarschijnlijk was dit het gevolg van een jaarlijks terugkerende algenbloei (Bless & Fernández Narvaiza, 1994: 122).

Het **Mamelisser Wad** vormde de scheiding tussen de kuststrook met zijn zandige modderbodem en de open zee, waarin zich vrijwel zuiver kalkslib verzamelde. Dit wad ontstond in de luwte tussen de getijgeul van het **Kunrader Diep** en andere kust-parallelle ebstromen vanaf het wad ten oosten van de **Ile de Botrange**. Door hun lage reliëf ontsnapten het **Puther Klif** en het **Ile de Botrange** aan de erosie. De afzetting van zandige sedimenten rond het **Ile de Botrange** bleef daarom beperkt tot een uiterst smalle strook langs de kust (Bless *et al.*, 1991b: Fig. 12 en 14). In de loop der tijd is er veel gespeculeerd over de vermoedelijke diepte van de **Noordzee** in de Euregio tijdens het laat-Campanien. Vermoedelijk bedroeg die niet meer dan zo'n 45 tot 65 m (Bless, 1991b).

5.20.4. Leven

Ondanks het warm-droge klimaat en het relatief warme zeewater (gekarakteriseerd door het veelvuldig voorkomen van de «warmwater» ostracode *Cytherelloidea*; Bless *et al.*, 1991b: 79) kwam het hier niet tot een massale immigratie van «mediterrane» organismen uit de subtropische tot tropische wateren van de Tethys. Hun afwezigheid is vaak uitgelegd als een «bewijs» voor een gematigd «boreaal» klimaat. Maar het is heel goed mogelijk, dat de hier jaarlijks terugkerende algenbloei deze immigratie in de weg stond (Bless & Fernández Narvaiza, 1994: 178).

5.21. LAAT-KRIJT; 70 Ma (vroeg-Maastrichtien)

5.21.1. Paleogeografische positie

± 40° N.Br. (Smith *et al.*, 1994: Map 10).

5.21.2. Klimaat

De kortstondige zeespiegeldaling tijdens de overgang van het Campanien naar het Maastrichtien was verbonden met een «koele» periode (Kemper, 1987: Fig. 33). Maar in het vroeg-Maastrichtien overheerste er in de Euregio een warm (mediterraan) klimaat, hetgeen de immigratie van «mediterrane» elementen, zoals Zeeschildpadden en Mosasauriërs, mogelijk maakte.

5.21.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 21)

Tegen het einde van het Campanien viel een groot deel van de Euregio droog als gevolg van een zeespiegeldaling. Maar tijdens het vroeg-Maastrichtien werden de randgebieden van de Roerdalslenk weer overspoeld door de

gestadig opdringende **Noordzee**. Het zeeniveau bereikte echter nog niet hetzelfde peil als in het laat-Campanien. Grote stukken van de uitzonderlijk vlakke Euregio veranderden daardoor in een soort waddengebied, dat alleen tijdens vloed of springvloed onder water liep.

Door de sterke getijstromen in het uitgestrekte wad bleef de sedimentatie van mariene kalklagen in hoofdzaak beperkt tot het **Vijlener Diep** (Felder & Bless, 1994), dat zich mogelijk uitstrekte tot in de omgeving van Baronheid (X BH; herinterpretatie van gegevens uit Bless *et al.*, 1991b: 83). Diezelfde getijstromen voerden schelpresten en belemnietenrostra naar de rand van het wad (bijvoorbeeld bij Mamelis - X MA), waar ze bezonken in zogenaamde «belemnietenkerkhoven» of «belemnietenslagvelden» (Bless & Fernández Narvaiza, 1994: 110), in glauconietrijke sedimenten (Felder & Bless, 1994) of in grindlaagjes met afgerold fossielgruis, zoals op de Lousberg (X LB) bij Aachen (Bless & Fernández Narvaiza, 1994: 78-81).

In het door het **Puther Klif** van zee afgeschermde **Kunrader Zwin** werd de sedimentatie tijdelijk onderbroken (Felder & Bless, 1989, Fig. 4). Het onregelmatige afzettingsmilieu in de **Erkelenzer Bucht** kenmerkte zich in de omgeving van de Sophia-Jacoba-mijn (X SJ) door de afwisseling van mariene en limnische omstandigheden (Arnold *et al.*, 1978: 20).

5.21.4. Leven

Het wad rond het **Vijlener Diep** vormde een ideale paaigrond voor Inktvissen (Belemnieten). De opeenhopingen van belemnietenrostra in de talrijke «belemnietenslagvelden» of «belemnietenkerkhoven» hangen mogelijk samen met een al dan niet door predatie veroorzaakte massasterfte in de paaitijd (Doyle & Macdonald, 1993: Fig. 7 en 10).

5.22. LAAT-KRIJT; 67 Ma (laat-Maastrichtien)

5.22.1. Paleogeografische positie

± 44° N.Br. (Cepek *et al.*, 1985: Fig. 11).

5.22.2. Klimaat

Warm (subtropisch; Liebau, 1978) op grond van talrijke «mediterrane» elementen, zoals van Palmbomen afkomstige monocolpate pollen (Normand, 1993; Streel *et al.*, 1994: Fig. 31), Zeeschildpadden en Mosasauriërs (Bless, 1991a). Tegen het einde van het laat-Maastrichtien was er in de Euregio mogelijk sprake van een tropisch klimaat, dat gekarakteriseerd werd door het binnendringen van grote tropische Foraminiferen, Koralen en Rudisten (Liebau, 1978).

5.22.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 22)

Halverwege het laat-Maastrichtien verdween de Euregio vrijwel helemaal onder de golven van de **Noordzee** toen de wereldwijde stijging van de zeespiegel zijn hoogtepunt bereikte. In het zuidoosten vinden we resten van Krijtafzettingen bij Irnich (IR X; Arnold *et al.*, 1978: Fig. 5) en Weisser Stein (X WS; Demoulin, 1987: 150). De zee overstroomde ook de Roerdalslenk (Bless *et al.*, 1992; Bless & Fernández Narvaiza, 1994: 177; Gras, 1995: 125).

De hoogste punten van het vroegere reliëf waren wellicht zichtbaar als ondiepten, die bij eb of springtij droogvielen. Dat verklaart de afwezigheid van mariene sedimenten uit deze periode in de omgeving van Botrange op de Hoge Venen (Bless *et al.*, 1991b: 88). We mogen echter niet vergeten, dat de in het Santonien nog 100 tot 150 m boven de schiervlakte uitstekende monadnock van Botrange sinds het begin van het Campanien langzaam bedolven was onder de Krijtafzettingen (Bless *et al.*, 1991b: 91), waardoor het oorspronkelijke reliëf grotendeels versluierd werd.

5.22.4. Leven

Grote Zeeschildpadden, Plesiosauriërs en verschillende soorten Mosasauriërs behoorden tot de meest opvallende zeedieren (Roos, 1965; Bless, 1991a).

5.23. LAAT-PALEOCEEN; 55 Ma (Landenien)

5.23.1. Paleogeografische positie

± 43° N.Br. (Smith *et al.*, 1994: Map 8-9). De Laramische bewegingen aan het begin van het Paleoceen vormden de inleiding tot het ontstaan van het noordelijk deel van de Atlantische Oceaan tussen Groenland en Noorwegen, waardoor Noord-Amerika en Eurazië definitief van elkaar gescheiden werden (Ziegler, 1982: 83-84, Encl. 38). Deze fase viel samen met een belangrijke daling van het zeeniveau halverwege het vroeg-Paleoceen (Dano-Montien), waardoor de zee zich tijdelijk terugtrok uit de Euregio. Vanaf het midden-Paleoceen (Heersien) begon het zeeniveau weer te stijgen, waardoor de Noordzee opnieuw een deel van de Euregio overspoelde.

5.23.2. Klimaat

Gematigd-warm (De Saporta & Marion, 1873: 85) tot warm (Albers, 1981: 496), mogelijk met warme tot zeer warme zomers en koele tot koude winters.

5.23.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 23)

Als gevolg van een minimale kantelbeweging van de ondergrond naar het noordwesten, die mogelijk al op het einde van de Krijt-tijd inzette, bleef de overstroming door de **Noordzee** beperkt tot het noordwesten van de Euregio. In de door diezelfde kanteling iets omhooggekomen **Plaine du Sud** verdwenen de hier tijdens het laat-Krijt afgezette kalklagen als gevolg van erosie en verwering. Een deel van deze kalk werd tijdens het midden-Paleoceen (Heersien) door de rivieren in zee gespoeld, zoals blijkt uit de aanwezigheid van geremaniëerde coccolieten in de mariene sedimenten bij Gelinden (X GL; Streel *et al.*, 1977: 61).

Elders zorgde met humuszuren aangerijkt regenwater ervoor dat de kalk in de loop van het Paleoceen en Eoceen helemaal werd opgelost (Albers & Felder, 1981: 477-479). Op die plaatsen bleef er een onoplosbaar residu achter van deels gebleekte leem met vuurstenen («vuursteeneluvium» of «terra rossa» bodem, die zich bij voorkeur ontwikkelt als verweringsprodukt van kalkstenen in een mediterraan klimaat). Resten van dit vuursteeneluvium vinden we in de omgeving van Botrange op de Hautes Fagnes (Bless *et al.*, 1991a: 63).

In de kuststrook loste alleen het bovenste deel van de kalk op, zodat er tussen Liège en Aachen onder het vuursteeneluvium nog kalk aanwezig is (Albers & Felder, 1981: 478). Deze gedeeltelijke oplossing hangt mogelijk samen met de toenmalige grondwaterstand en het binnendringen van zeewater in de daar aanwezige kustmoerassen (**marais maritime**). Het bestaan van deze moerassen in het midden-Paleoceen (Heersien) kan worden afgeleid uit de talrijke in zee gespoelde plantenresten (Streel *et al.*, 1977: 64) en in het laat-Paleoceen (Landenien) uit de bruinkoollenzen en plantenresten in de Zanden van Dormaal (De Geyter, 1988: 355). De Zanden van Dormaal vormen ook een duidelijk bewijs voor de noordwaartse verplaatsing van de kustlijn in het laat-Paleoceen.

Een dun bruinkoollaagje tussen Satzvey en Antweiler (net ten oosten van het kaartblad; Richter, 1985: 114 en 257) bewijst dat er vanaf het laat-Paleoceen (Landenien) ook verder landinwaarts moerasgebieden, zoals het **Antweiler Moor**, voorkwamen.

5.23.4. Leven

De vegetatie vertoonde in het Paleoceen al een grote gelijkenis met de hedendaagse flora's in de valleien van de Himalaya, de berggebieden van Japan en de Mexicaanse hoogvlakte (De Saporta & Marion, 1877: 99; Streel *et al.*, 1977: 66). Ze omvatte verwanten van de Eik (*Quercus*), Tamme Kastanje (*Castanea*), Laurier (*Laurus*), Wilg (*Salix*), Cypres (*Chamaecyparis*), Sneeuwbal (*Viburnum*), *Aralia*, Klimop (*Hedera*) en Koningsvaren (*Osmunda*). Resten van deze en vele andere planten zijn in het midden-Paleoceen (Heersien) door de rivieren naar zee gespoeld en daar bewaard in de kalkige sedimenten (Mergel van Gelinden) op de zeebodem (De Saporta & Marion, 1873, 1877). Gelinden (X GL) en Houthalen (X HH) vormen twee bekende vindplaatsen van deze omgewerkte flora.

5.24. VROEG-OLIGOCEEN; 35 Ma (Rupelien)

5.24.1. Paleogeografische positie

± 45° N.Br. (Smith *et al.*, 1994: Map 5-6). De Pyreneïsche bodembewegingen vormden een hoogtepunt in de gebergtevorming in Zuid-Europa (Pyreneeën, Alpen, Karpaten; Ziegler, 1982: Encl. 38). In NW-Europa veroorzaakte deze fase slechts geringe «inverse» bewegingen van de ondergrond (Van Wijhe, 1987: 218). Misschien hangen ze samen met het tijdelijke terugkantelen van de ondergrond in de Euregio, wat tot een bescheiden daling van de bodem in het zuidoosten leidde. Dat had weer tot gevolg dat de zee nog eenmaal een groot deel van dit gebied kon overspoelen.

5.24.2. Klimaat

Gematigd-droog (Albers, 1981: 497-498).

5.24.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 24)

De in het Paleoceen-Eoceen optredende (beperkte) opheffing van de bodem in de zuidoostelijke helft van de Euregio moet tijdelijk ongedaan zijn gemaakt door het terugkantelen van de ondergrond. Voor de laatste maal overspoelde de **Noordzee** vrijwel de gehele Euregio. Alleen het **Eifeler Flachland** in het uiterste zuidoosten ontsnapte aan deze overstroming. De kustlijn van dit uiterst vlakke land (Arnold *et al.*, 1978: 21) werd gemarkeerd door zandbanken en zandstranden (onder andere bij Baraque Michel - X BM, en Weisser Stein - X WS). Het in dit zand voorkomende mineraal andalusiet kan van lokale herkomst zijn (Demoulin, 1989: 219) of vermoedelijk zelfs uit de Vogezen komen (Demoulin, 1987: 84).

Deze laatste (hier gevolgde) veronderstelling impliceert een primitief afwateringssysteem van de Vogezen naar het noorden, waarbij de breed uitwaaierende, oppervlakkige stromen van de **Pré-Meuse** voor het transport van deze fijnkorrelige sedimenten zorgden. Pas in de loop van het midden- of laat-Oligoceen differentieerde dit afwateringssysteem zich in de dalen van de Moezel, de Semois en de Franse Meuse (Pissart, 1975: 106. Fig. 2). Weer een hele tijd later (midden-Pleistoceen) zou de Moezel de Franse Meuse bij Toul door aantapping beroven van haar in de Vogezen gelegen bronnengebied (Pissart, 1975: 112-114; Bosch, 1992: 60).

5.25. MIDDEN-MIOCEEN; 15 Ma

5.25.1. Paleogeografische positie

± 46° N.Br. (Smith *et al.*, 1994: Map 27).

5.25.2. Klimaat

Gematigd-vochtig tot warm-vochtig (Boenigk, 1981: 255) met gemiddelde jaartemperatuur van 16-18°C en een jaarlijkse neerslag van meer dan 1000 mm (Hager, 1981: Fig. 3).

5.25.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 25)

In het noordoosten (met name in de Roerdalslenk en Erftslenk) daalde de bodem sinds het midden-Oligoceen (Gliese & Hager, 1978: Fig. 13). Daar vormde zich een uitgestrekt veen (**Morken-Moor**) langs een zuidoostelijke uitloper van de **Noordzee** (Gliese & Hager, 1978: Fig. 11). Dit gebied werd onder andere doorsneden door een meanderende (Boersma *et al.*, 1981: 297) voorloper van de latere Rijn (de **Prä-Rhein** volgens Gliese & Hager, 1978: Fig. 10, en Hager, 1981: Fig. 1).

Een hernieuwde minimale kantelbeweging van de ondergrond naar het noordwesten veroorzaakte bovendien opnieuw een langzame stijging van de bodem in het zuidoosten, waar het **Plateau ardennais** en mogelijk ook de plateaus van de **Condroz** en **Herve** gestalte kregen. Als gevolg van deze opheffing kwam ook de afwatering van dat gebied op gang, hetgeen de aanzet gaf tot de vorming van de huidige waterlopen. De opheffing was echter nog zo gering, dat er geen diepe dalen werden uitgesneden.

De voorloper van de Maas (de **Oer-Maas**; Kuyl, 1980: 123; Felder & Bosch, 1989) stamt eveneens uit deze tijd (Juvigné & Renard, 1992: 182; Demoulin, 1994: 36-38). Het stroomgebied van deze **Oer-Maas** beperkte zich aanvankelijk tot België (Pissart, 1975: Fig. 2). Pas tegen het einde van het Mioceen werd de Franse Meuse door de **Oer-Maas** aangetapt. Dat bewijzen de uit de Vogezen afkomstige rolstenen («Kiezeloölieten») in de laat-Miocene Maasafzettingen («Grind van Waubach»; Kuyl, 1980: 75; Felder & Bosch, 1989).

Ook de **Jeker** of **Geer** stamt uit het Mioceen (Pissart, 1975: Fig. 2). Een zijtak van dit riviertje heeft er mogelijk voor gezorgd dat de Maas uiteindelijk door aantapping gedwongen werd om vanaf Liège naar het noorden te stromen.

5.25.4. Leven

Reusachtige (tot 50 m hoge) bomen, die nauw verwant zijn aan de nu nog levende Mammoetbomen (*Sequoia*, *Sequoiadendron* en *Metasequoia*), Japanse Ceder (*Cryptomeria*), Moerascypres (*Taxodium*) en Parasolboom (*Sciadopitys*), kenmerkten de moerasvegetaties (Van der Brelie & Wolf, 1981), waartussen ook Palmbomen (*Palmoxylon*) groeiden (Richter, 1985: 119-120).

Tot de meest opvallende nieuwkomers in de plantenwereld behoorden de Grassen of Gramineeën (Thomasson & Voorhies, 1990). Wellicht maakten de heide- en varenvelden op de plateaus daarom gedeeltelijk plaats voor golvende prairies met kleine kudden van herbivore zoogdieren.

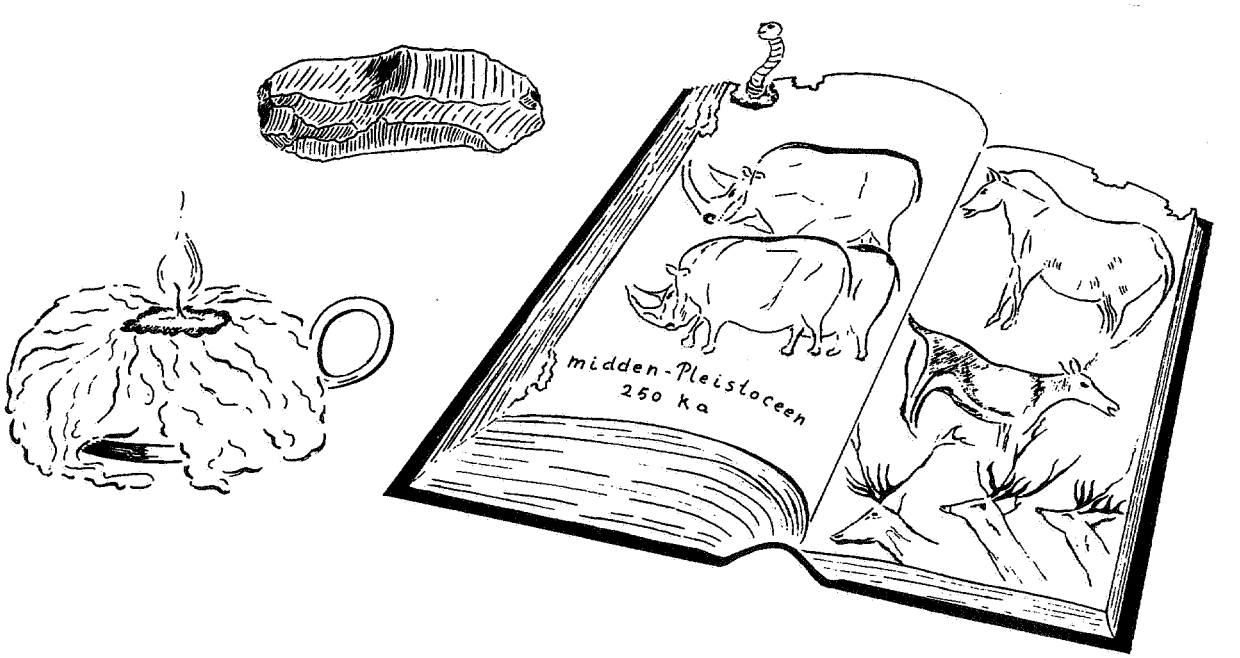
5.26. MIDDEN-PLEISTOCEEN; 250 ka

5.26.1. Paleogeografische positie

± 50° N.Br., vergelijkbaar met huidige situatie.

5.26.2. Klimaat

Gematigd, warm-vochtig «interglaciaal» klimaat (gemiddelde Juli-temperatuur ruim 17-18°C; Van Kolfschoten, 1985: 69) tussen de koude perioden van het Holsteinien en het Saalien (Van Kolfschoten & Roebroeks, 1985: 120). Een koud en droog klimaat tijdens het Weichselien (Van Kolfschoten, 1985: 72).



Figuur 21.

5.26.3. Euregio Maas-Rijn (Kaart 26)

De opheffing van de **Eifel** en **Hautes Fagnes** had zich sedert het Plioceen versneld doorgezet. Daarom sneden de rivieren diepe dalen uit in de plateaus (Juvigné & Renard, 1992: 184). Tegen het einde van het midden-Pleistoceen waren rivierlopen en reliëf in grote lijnen vergelijkbaar met de hedendaagse situatie. Sinds het vroeg-Pleistoceen liep de **Maas** ruwweg parallel aan de huidige rivierbedding (Felder & Bosch, 1989). Op de plaats, waar de **Jeker** in de Maas stroomde, ontstond een vlechtende, ondiepe rivier met snel wisselende geulen en zandbanken (Vandenberghe *et al.*, 1985: 13-14).

5.26.4. Leven

Tijdens de gematigd-warme periode tussen het Holsteinien en het Saalien leefden Olifanten, Steppeneushoorn (*Dicerorhinus*) en Reuzehert (*Cervus giganteus*) in een rivierenlandschap met open grasvlakten en loofbossen, waarvan Els (*Alnus*), Es (*Fraxinus*), Eik (*Quercus*) en Beuk (*Fagus*) deel uitmaakten (Meijer, 1985: 96; Van Kolfschoten, 1985: 70). Tijdens het koudere klimaat van het Weichselien veranderde de Euregio in een steppeachtig toendralandschap, waarin Mammoet (*Mammuthus primigenius*), Paard (*Equus*), Wolharige Neushoorn (*Coelodonta antiquitatis*), Bison (*Bison priscus*), Rendier (*Rangifer tarandus*) en Edelhert (*Cervus elephas*) gedijden (Van Kolfschoten, 1985: 70).

Deze landschappen vormden een ideaal jachtgebied voor onze verre voorouder, *Homo erectus*, of zijn opvolger, *Homo sapiens neanderthalensis* (Fig. 21). Regelmatig kampeerde hij op de zandbanken langs de Maas ten noorden van Maastricht (groeve Belvedère - X B) en vervaardigde daar zijn stenen werktuigen (schrapers en bijlen van het Levallois-type; Roebroeks, 1985). In warme jaren rekte hij zijn verblijf zelfs tot het invallen van de winter (Van Kolfschoten, 1985: 70).

6. BIBLIOGRAFIE

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-Südlimburg. *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. 4me Congr. Strat. Géol. Carbonifère Heerlen 1958*, 1: XXXVII-XLI.

ANDRE, 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.

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. 47 p., Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld.

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. Mus. Maastricht 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.

BERGSTROEM, 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 Steinkohlenflözen. *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 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. & FERNANDEZ 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. & FERNANDEZ NARVAIZA, M.C., 1994. Met loep en lepel rond Aachen, Gulpen en Maastricht, op zoek naar het Krijt in de Euregio Maas-Rijn. 240 p., ISBN 90-801523-3-1, Afd. Limburg Nederlandse Geol.Ver.
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., BOONEN, P., BOUCKAEERT, J., BRAUCKMANN, C., CONIL, R., DUSAR, M., FELDER, P.J., FELDER, W.M., GOEKDAG, 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, 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., DUERBAUM, H.J., KOCKEL, F., PAPROTH, E., QUERFURTH, H. & VAN ROOYEN, P., 1980b. Geophysikalische Untersuchungen am Ost-Rand 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., JUVIGNE, E., KRAMM, U., OZER, A., PISSART, A., ROBASZYNSKI, F., SCHUMACKER, R., SMOLDEREN, A., SPAETH, G., STEEMANS, PH., STREEL, M., VANDENVEN, G., VANGUESTAINE, M., WALTER, R. & WOLF, M., 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., 1992. Lithology and biostratigraphy of Upper Cretaceous-Paleocene carbonates in the Molenbeersel borehole (NE Belgium). *Geol. Mijnbouw*, 71: 239-257.
BOENIGK, W., 1981. Die Gliederung der tertiären Braunkohlendeckschichten in der Ville (Niederrheinische 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.
BURRETT, C., LONG, J. & STAIT, B., 1990. Early-Middle Paleozoic biogeography of Asian terranes derived from Gondwana. *In*: McKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (eds.), Paleozoic Palaeogeography and Biogeography, *Geol. Soc. Mem.*, 12: 163-174.
CASIER, E., 1960. Les Iguanodons de Bernissart. 134 p., Instit. Roy. Sci. Nat. Belgique, Brussel.
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.
CNUDDE, 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 Sc. 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 Synclynorium, Belgium. *Canadian Soc. Petrol. Geol., Mem.* 14: 599-606.
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*, 41: 1-112.
DOYLE, P. & MACDONALD, D.I.M., 1993. Belemnite battlefields. *Lethaia*, 26: 65-80.

DREESEN, R., BOSSIROY, D., DUSAR, M., FLORES, R.M. & VERKAEREN, P., 1995. Overview of the influence of syn-sedimentary 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.
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, 63E 224. *Prof. Pap. Geol. Dienst België*, 230: 235 p.
EMMONS, W.H., THIEL, G.A., STAUFFER, C.R. & ALLISON, I.S., 1955. Geology, principles and processes. 638 p., McGraw-Hill Book Co., New York, LCCC 54-11756.
ERDTMANN, B.D., 1991. The post-Cadomian early Paleozoic tectonostratigraphy of Germany (attempt at an analytical review). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 114: 19-43.
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. & 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.

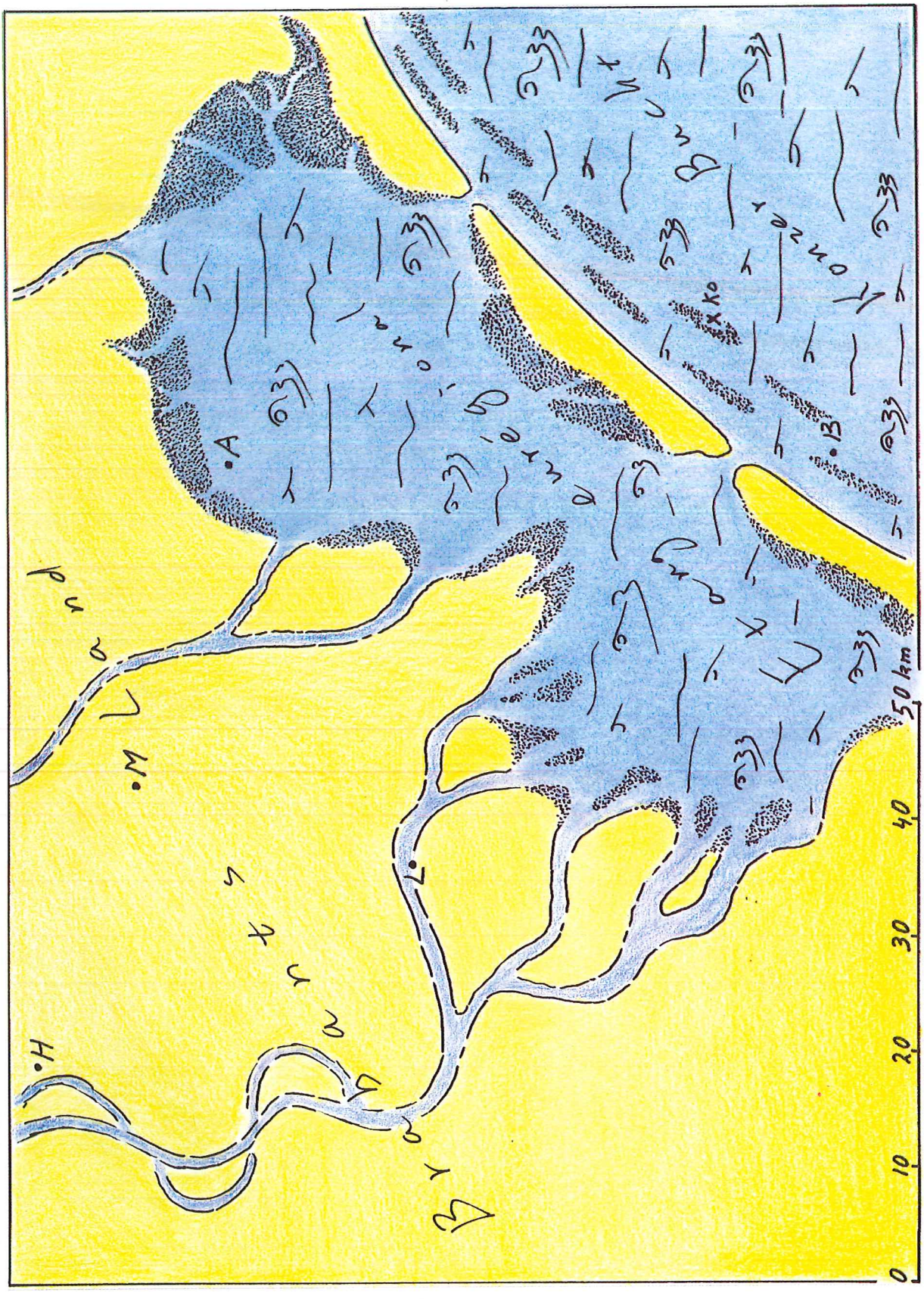
FICHTER, J., 1982. Tetrapodenfahrten aus dem Oberkarbon (Westfalium A und C) West- und Südwestdeutschlands. *Mainzer geowiss. Mitt.*, 11: 33-77.
FINNEY, S.C. & CHEN XU, 1990. The relationship of Ordovician graptolite provincialism to palaeogeography. *In*: McKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (eds.), Palaeozoic palaeogeography and biogeography, *Geol. Soc. Mem.*, 12: 123-128.
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.
FRANKE, D., 1994. The deformational history of the Caledonian terranes at Baltica's southwestern margin. *Z. geol. Wiss.*, 22: 67-80.
FRIEDRICH, G., BLESS, M.J.M., VOGTMANN, J. & WIECHOWSKI, A., 1987. Lead-zinc mineralization in Dinantian rocks of boreholes Thermae 2000 and Thermae 2002 (Valkenburg a/d Geul, the Netherlands). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 110: 59-75.
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 Enbayment (West Germany). *Geol. Mijnbouw*, 57: 517-
525.
GODEFROIT, P., 1994. Les reptiles marins du Toarcien (Jurassique inférieur) belgo-luxembourgeois. *Mém. Expl. Cartes Géol. Min. Belgique*, 39: 98 p.
GRAS, R., 1995. Late Cretaceous sedimentation and tectonic inversion, southern Netherlands. *Geol. Mijnbouw*, 74: 117-127.
HAGER, H., 1981. Das Tertiär des Rheinischen Braunkohlenreviers, Ergebnisse und Probleme. *Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen*, 29: 529-563.
HANCE, L., STEEMANS, P., GOEMAERE, 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.
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*, 4: 65-87, ISBN 1-56576-017-
4.
HERBOSCH, A., VANGUESTAINE, M., DEGARDIN, J.M., DEJONGHE, L., FAGEL, N. & SERVAIS, T., 1991. Etude lithostratigraphique, biostratigraphique et sédimentologique du sondage de Lessines (bord méridional du Massif du Brabant, Belgique). *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.
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.
JUVIGNE, E. & RENARD, F., 1992 Les terrasses de la Meuse de Liège à Maastricht. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 115: 167-186.
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 area, F.R.G. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 32: 44-52.
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.
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: 206 p., Rijks Geol. Dienst, Haarlem.
LANGENAEKER, V. & DUSAR, M. 1993. Petrophysical stratigraphy of the Namurian and lowermost Westphalian in the western part of the Campine Basin. *Bull. Soc. belge Géol.*, 101: 199-208.
LEGRAND, R., 1968. Le Massif du Brabant. *Mém. Explic. Cartes Géol. Min. Belgique*, 9: 148 p.

LIEBAU, A., 1978. Paläobathymetrische und paläoklimatische Veränderungen im Mikrofaunenbild der Maastrichter Tuffkreide. *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.* 157: 233-237.
LOBOZIAK, S. STREEL, M., CAPUTO, M.V. & DE MELO, J.H.G., 1992. Middle Devonian to Lower Carboniferous miospore stratigraphy in the central Parnaiba Basin (Brazil). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 115: 215-226.
MEIJER, T., 1985. The Pre-Weichselian non-marine molluscan fauna from Maastricht-Belvedère (Southern Limburg, the Netherlands). *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 39: 75-103.
MEYER, W., 1983. Geologischer Wanderführer: Eifel - eine Reiseführer für Naturfreunde. 111 p., ISBN 3-440-05165-X, Franckh, Stuttgart.
MEYER, W. & STETS, J., 1980. Zur Paläogeographie von Unter- und Mitteldevon im westlichen und zentralen Rheinischen Schiefergebirge. *Z. dt. 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. 319 p., ISBN 90-6113-117-0, ICOB, Alphen aan den Rijn.
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 Visean. *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.
NORMAND, S., 1993. Etude palynologique quantitative du Maastrichtien supérieur dans les carrières CBR à Halembaye et Enci à Maastricht. Thèse lic. sci. géol. min., Univ. Liège, 58 p.
PAPROTH, E., 1991. Devonian palaeogeographic 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*, 118 (in press).
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. 274 p., ISBN 0-12-548250-7, Acad. Press London.
PETERS, H., 1981. Strukturelle Flözunregelmässigkeiten infolge sedimentärer Einlagerungen in Flöz E = Flöz Grosslangenberg im Feld der Grube Anna. *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.
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 1974: 105-131.
POTY, E., 1982. The Devonian and Dinantian of the Visé area, NE Belgium. *Public. 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 Buntmetallmineralisation 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.
RIBBERT, K.H., 1992. Erläuterungen zu Blatt C5502 Aachen. Geol.Kt.Nordrhein-Westfalen 1:100.000, C5502: 84 p., ISBN 3-86029-378-8, Geol.Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld.
RICHTER, D., 1985. Aachen und Umgebung, Nordeifel und Ardennen mit Vorland. 302 p., Sammlung Geologischer Fuehrer, ISBN 3443-
150446, Borntraeger, Berlin-Stuttgart.
ROBASZYNSKI, F. & DUPUIS, C., 1983. Belgique. 204 p., Guides Géologiques régionaux, ISBN 2-225-75394-6, Masson, Paris.

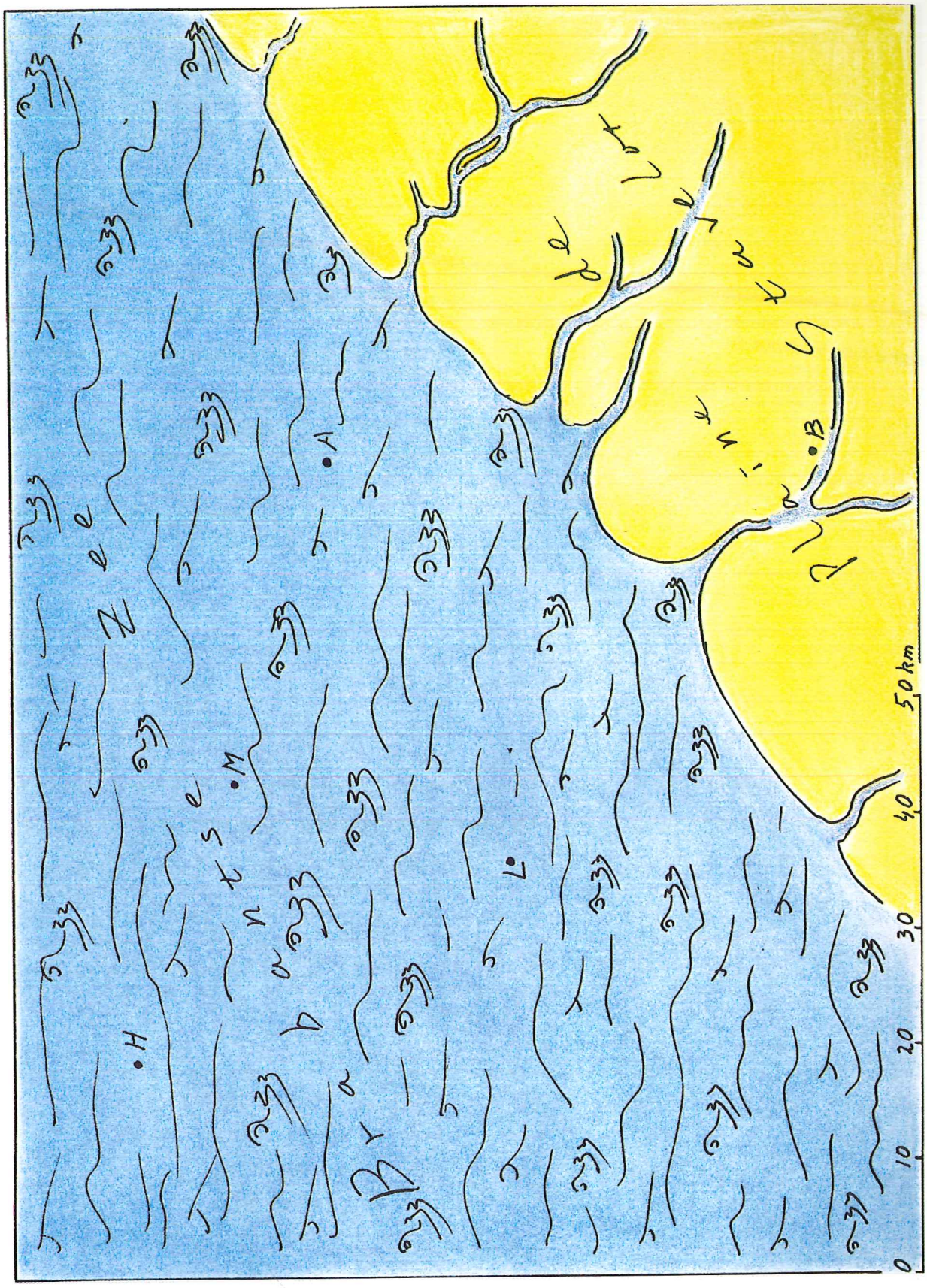
ROCHE, M., 1994. Les spores remaniées du Carbonifère dans le Jurassique du Bassin de Paris pourraient provenir du Massif du Brabant. Thèse annexe Univ. Liège.
ROOS, K.C., 1965. Enige bijzondere vondsten uit het Limburgse Krijt. *Jaarboek 1965 Ned. Geol. Ver. Afd. Limburg*: 37-41.
SCHMIDT, H.J., 1994. Sedimentologie und Paläoökologie des Frasniums im Massif de la Vesdre - Belgien. *Aachener Geowiss. Beiträge*, 5: 272 p., ISBN 3-86073-214-5.
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.
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.
SMITH, A.G., SMITH, D.G. & FUNNELL, B.M., 1994. Atlas of Mesozoic and Cenozoic coastlines. 99 p., ISBN 0-521-45155-8, Cambridge Univ. Press, Cambridge.
SMOLDEREN, A., 1987. Age range and origin of the limestone clasts of the Malmédy Conglomerate (Permian, Ardennes, Belgium). *Bull. Soc. belge Géol.*, 96: 55-80.
STANLEY, S.M., 1989. Uitsterven - rampen markeren elk nieuw begin. 226 p., ISBN 90-70157-82-9, Natuur en Techniek, Maastricht/Brussel.
STEEMANS, Ph., 1989. Paléogéographie de l'Eodévonien ardennais et des régions limitrophes. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 112: 103-119.
STREEL, M., BICK, H., FAIRON-DEMANET, 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. 87 p., Université d'Etat à Liège, Dept. Paléobotanique.
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, defenitions. *Cour. Forsch. Instit. Senckenberg*, 55: 401-432.
TEICHMUELLER, M. & TEICHMUELLER, R., 1971. Inkohlung. *Fortschr. Geol. Rheinland Westfalen*, 19: 69-72.
TEICHMUELLER, M. & TEICHMUELLER, 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. & DREESEN, R., 1986. A model of a 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.
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. & SCOTESE, C.R. (eds.), Palaeozoic palaeogeography and biogeography, *Geol. Soc. Mem.*, 12: 25-41.
TSIEN, H.H., 1971. The Middle and Upper Devonian reef-complexes of Belgium. *Petrol. Geol. Taiwan*, 8: 119-173.
VANDENBERGHE, J., MUCHER, H.J., ROEBROEKS, W. & GEMKE, D., 1985. Lithostratigraphy and palaeoenvironment of the Pleistocene deposits at Maastricht-Belvedère, 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.
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, 1985. The Middle Pleistocene (Saalian) and Late Pleistocene (Weichselian) mammal faunas from Maastricht-Belvedère (southern Limburg, the Netherlands). *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 39: 45-74.
VAN DER LAAR, J.G.M. & FERMONT, W.J.J., 1989. On-shore Carboniferous palynology of the Netherlands. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 43: 36-73.
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, 2me Sèrie*, 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 (2): 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.
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., 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 (5): 305-320.
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 Rheinischen Friedrich-Wilhelms Universität, 187 p.
WINDLEY, B.F., 1986. The evolving continents. 399 p., ISBN 0-471-90376-0, Wiley & Sons Ltd., New York.
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.
WREDE, V., 1985. Tiefentektonik des Aachen-Erkelenzer Steinkohlengebietes. 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. 130 p., ISBN 0-444-42084-3, Elsevier Sci. Publ., Amsterdam.
ZIEGLER, P.A., 1989. Evolution of Laurussia, a study in Late Palaeozoic Plate Tectonics. 102 p., ISBN 0-7923-0428-4, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht.

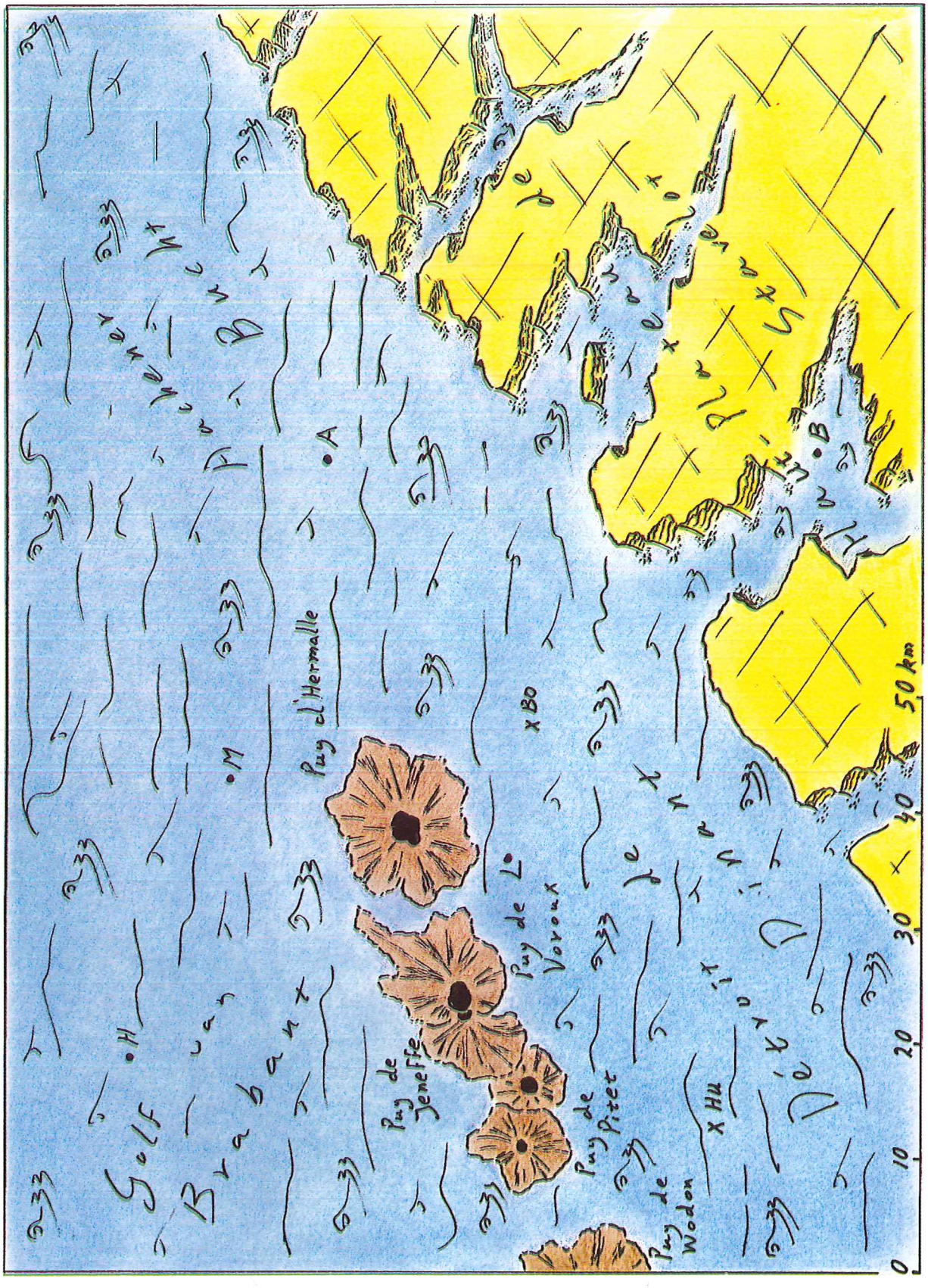
Kaart 1. Early Cambrian - Cambrien ancien - vroeg-Cambrium; 570 Ma



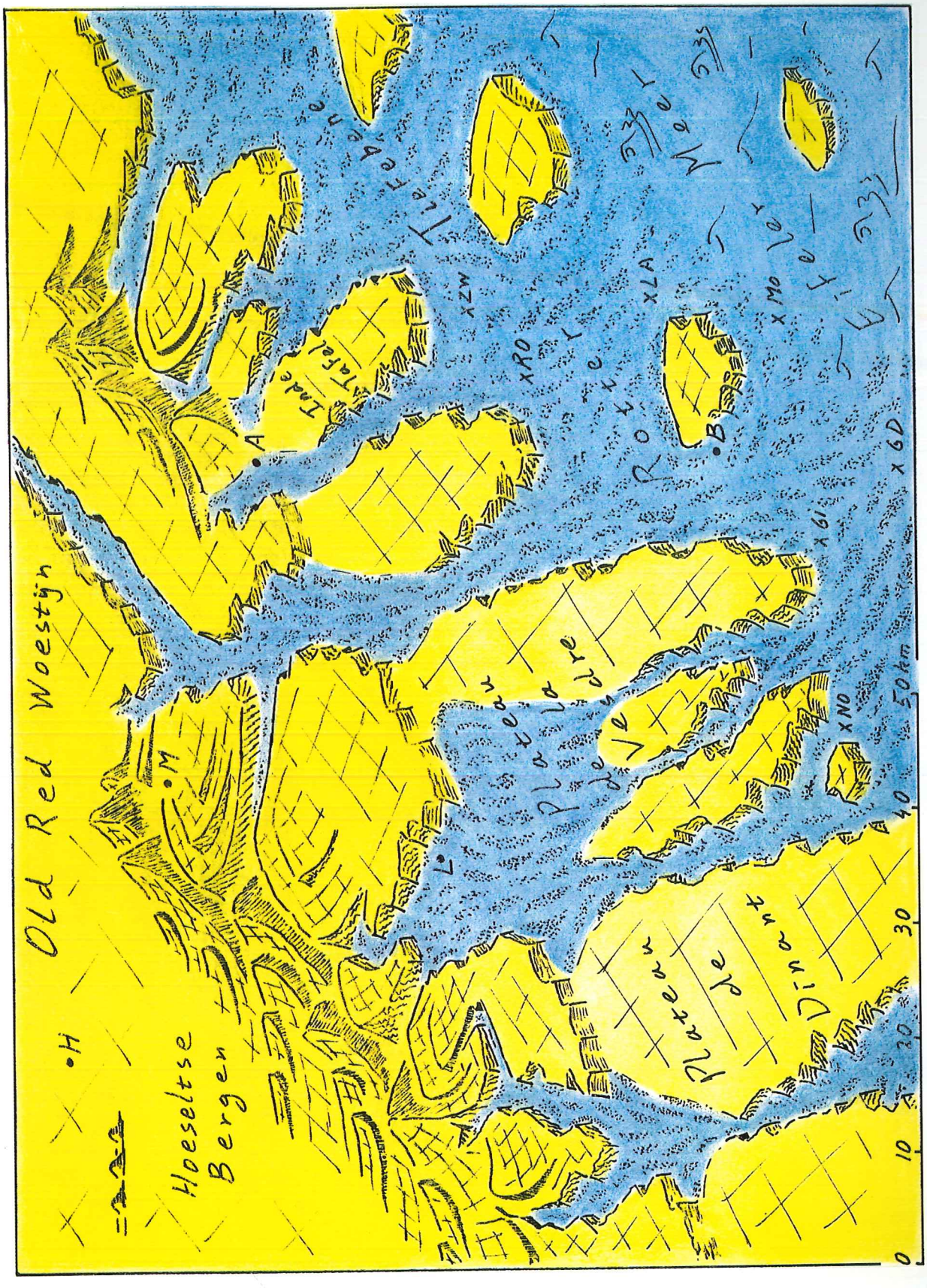
Kaart 2. Early Ordovician - Ordovicien ancien - vroeg-Ordovicium; 490 Ma



Kaart 3. Late Ordovician - Ordovicien récent - laat-Ordovicium; 460 Ma

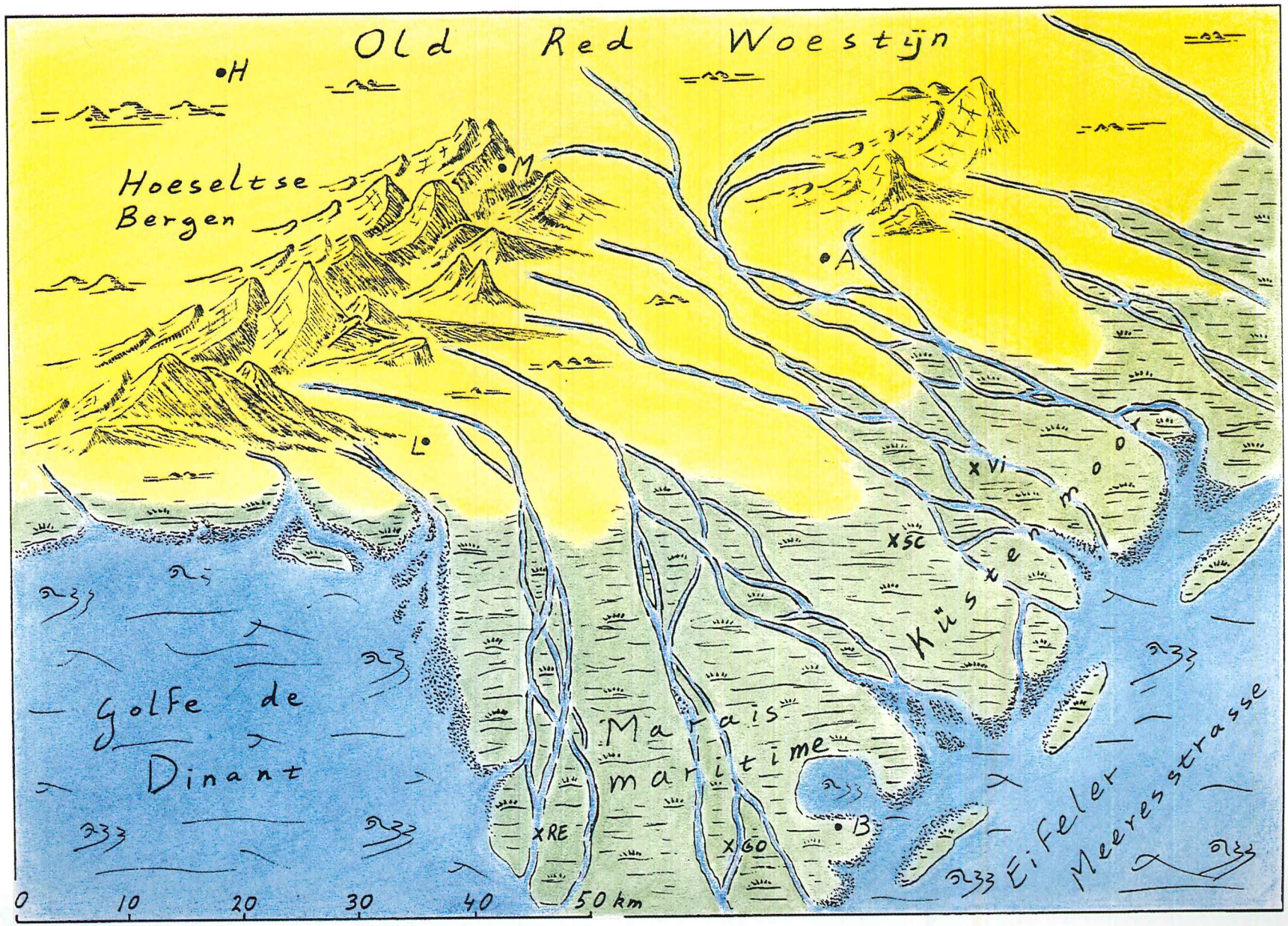


Kaart 4. Early Silurian - Silurien ancien - vroeg-Siluur; 430 Ma

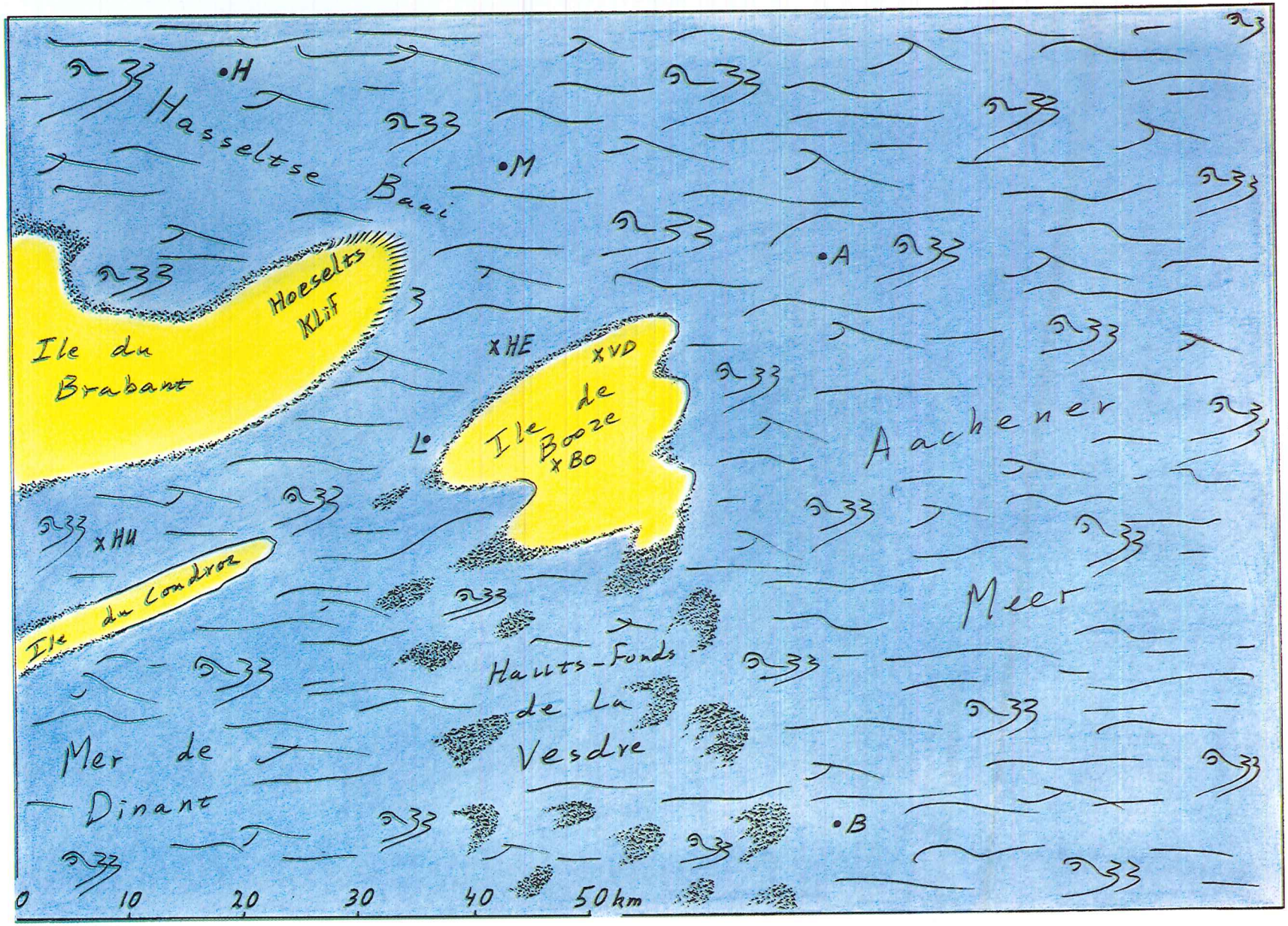


Kaart 5. Early Devonian (during abundant rainfall) - Dévonien ancien (pendant des pluies abondantes) - vroeg-Devoon (tijdens overvloedige regenval); 400 Ma

Kaart 5a. Early Devonian (during prolonged drought) - Dévonien ancien (pendant des sécheresses prolongées) - vroeg-Devoon (tijdens langdurige droogte); 400 Ma

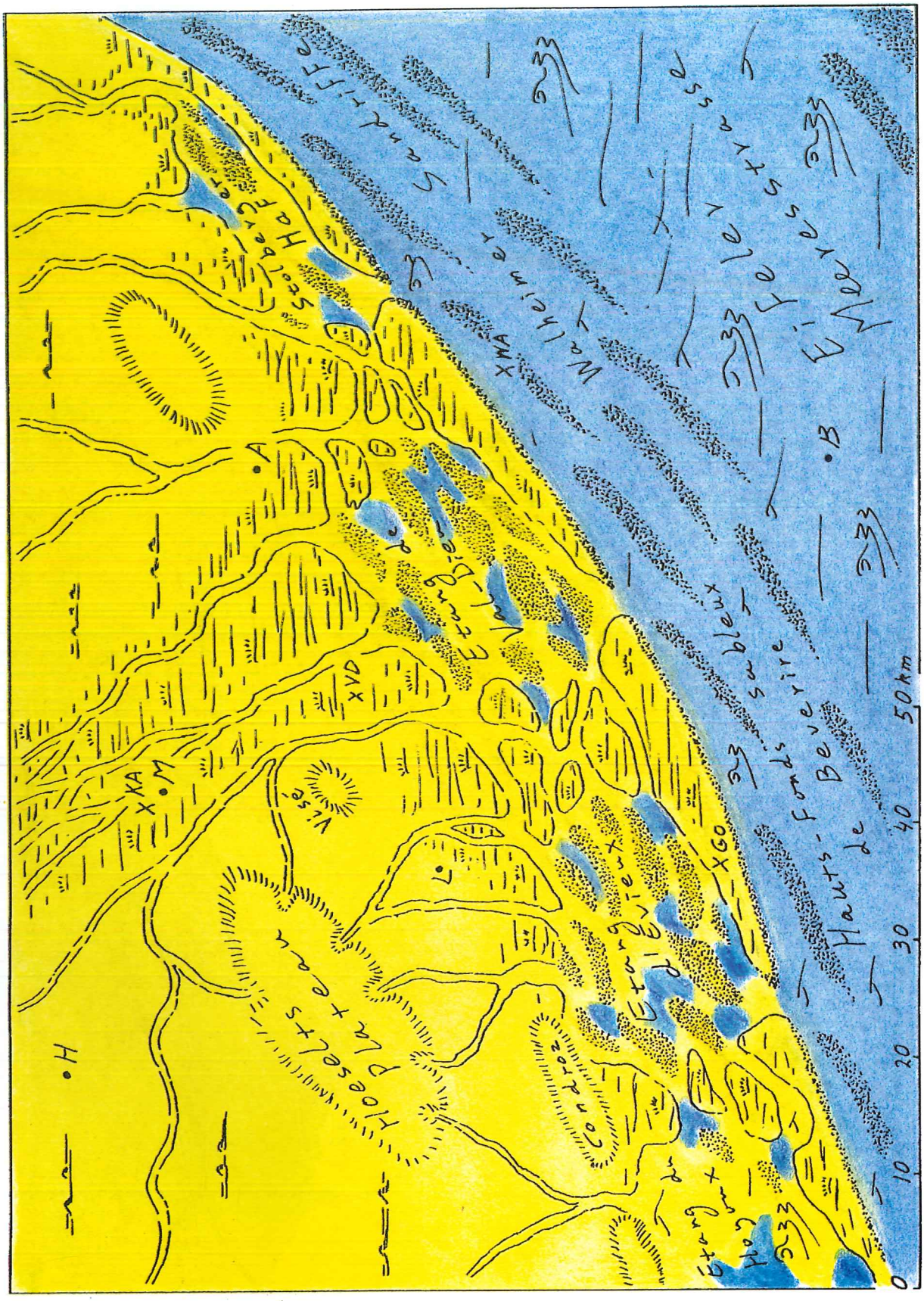


Kaart 6. Middle Devonian - Dévonien moyen - midden-Devoon; 385 Ma

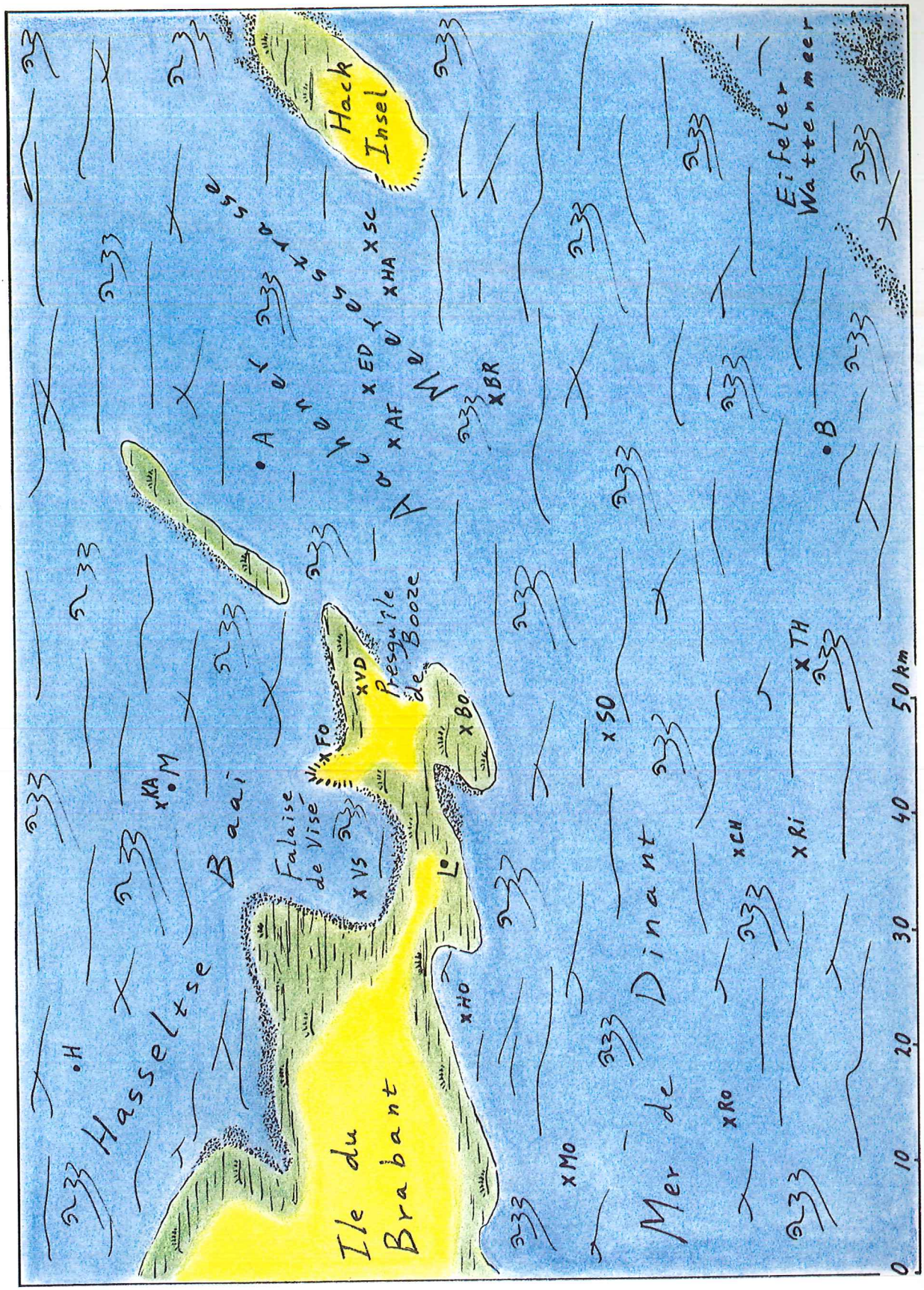


Kaart 7. Late Devonian - Dévonien récent - laat-Devoon: 375 Ma

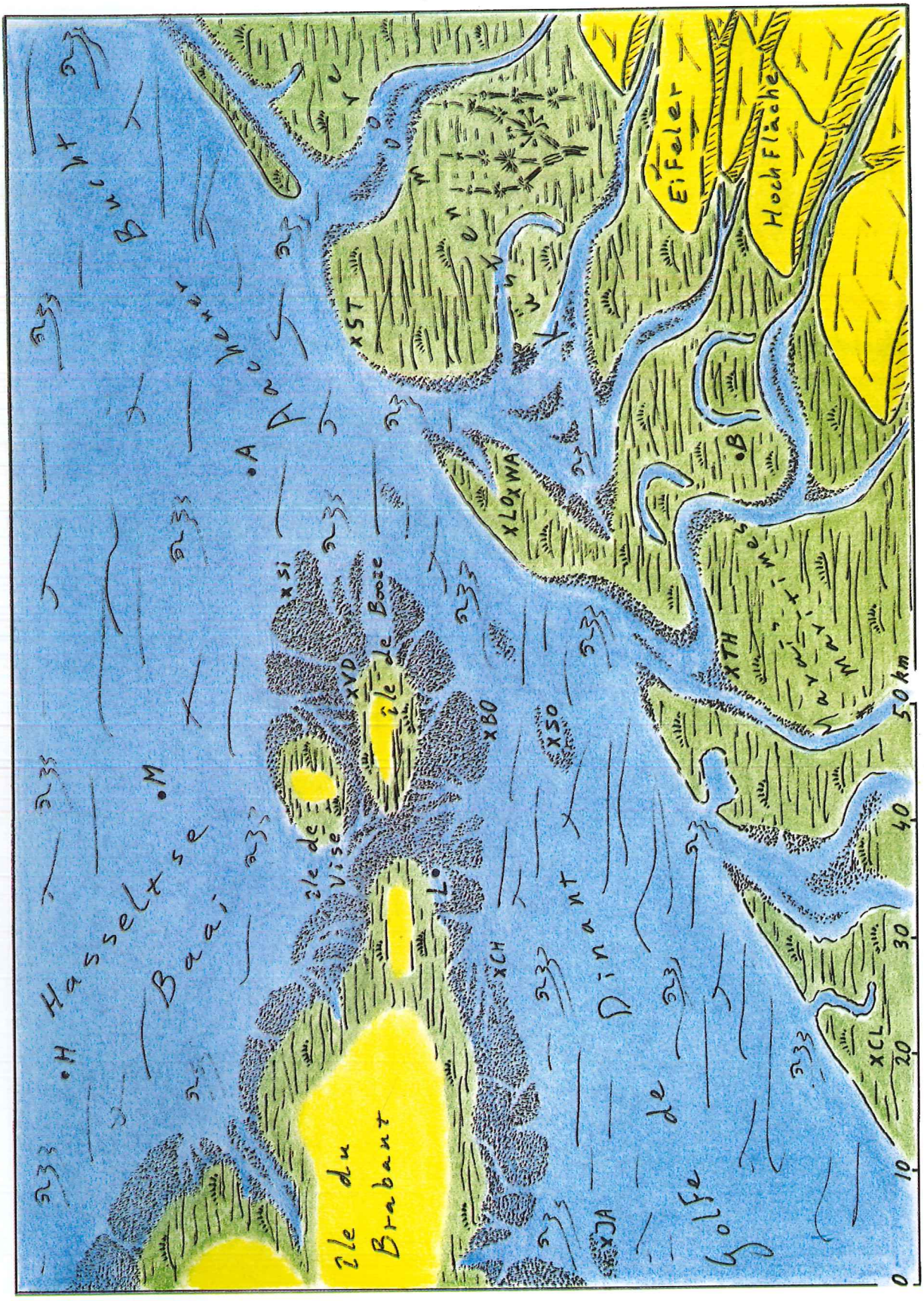
Kaart 8. Late Devonian (during abundant rainfall) - Dévonien récent (pendant des pluies abondantes) - laat-Devoon (tijdens overvloedige regenval); 365 Ma



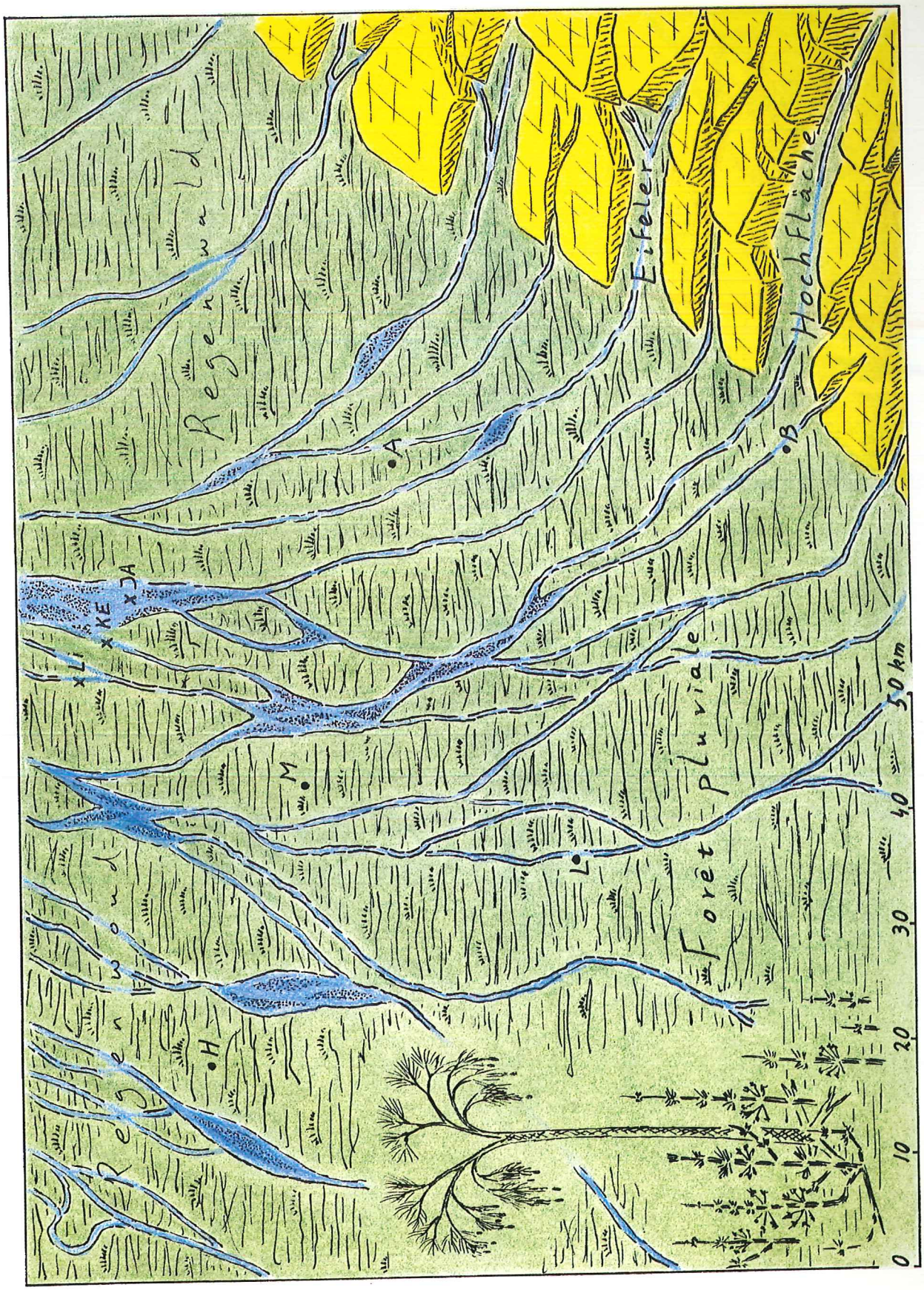
Kaart 8a. Late Devonian (during prolonged drought) - Dévonien récent (pendant des sécheresses prolongées) - laat-Devoon (tijdens langdurige droogte); 365 Ma



Kaart 9. Early Carboniferous - Carbonifère ancien - vroeg-Carboon; 355 Ma

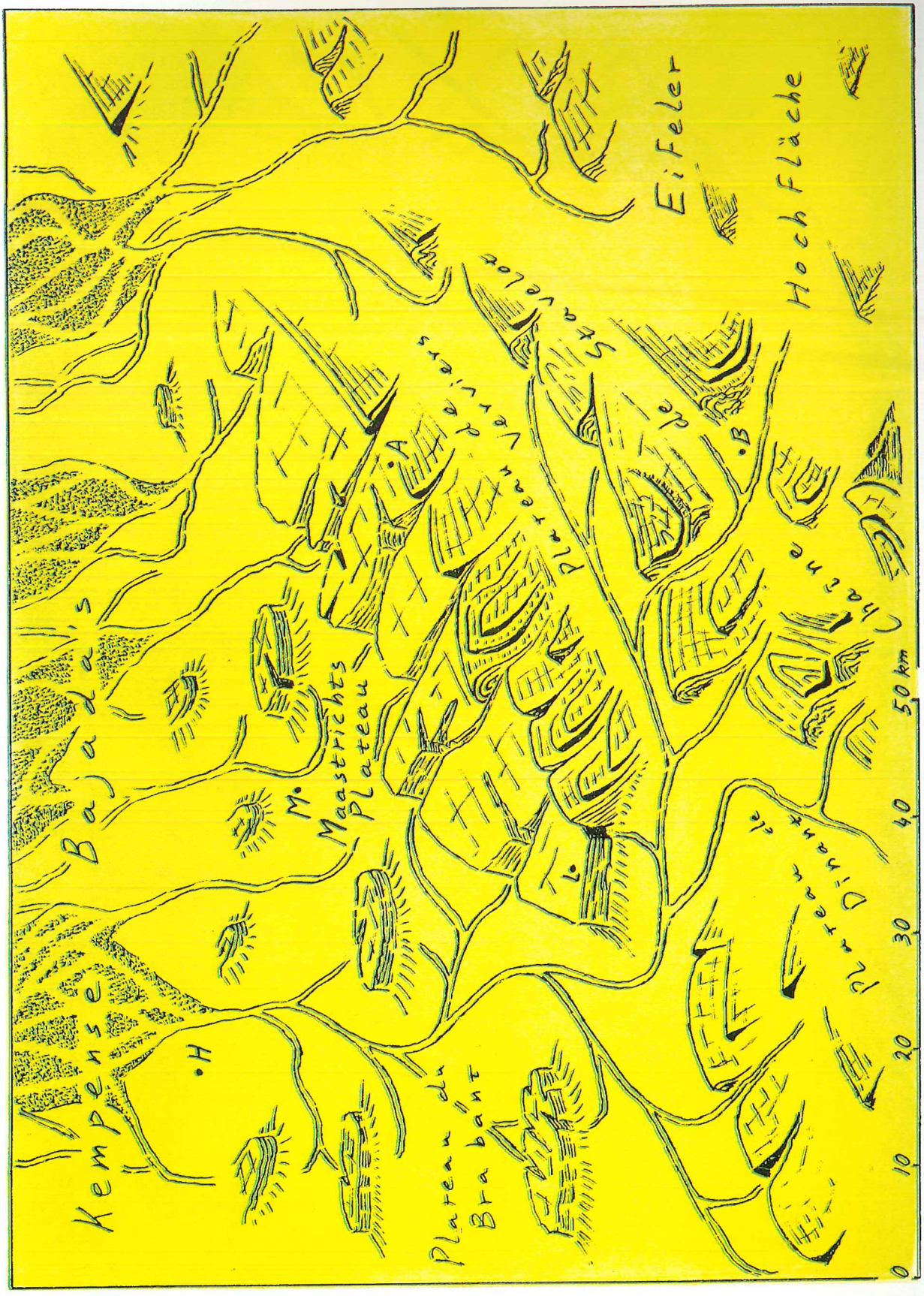


Kaart 10. late Carboniferous - Carbonifère récent - laat-Carboon; 330 Ma

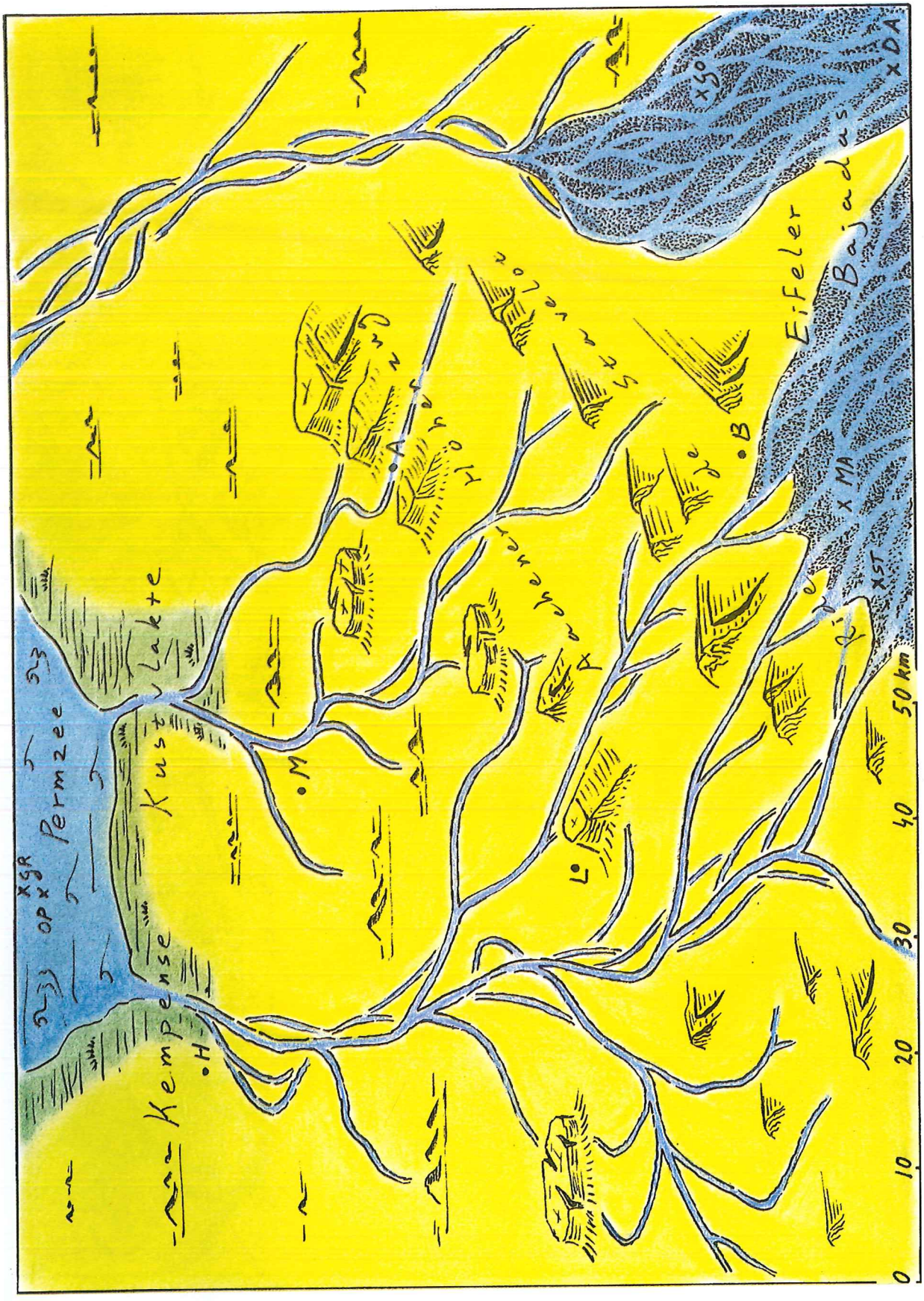


Kaart 11. Late Carboniferous - Carbonifère récent - laat-Carboon; 305 Ma

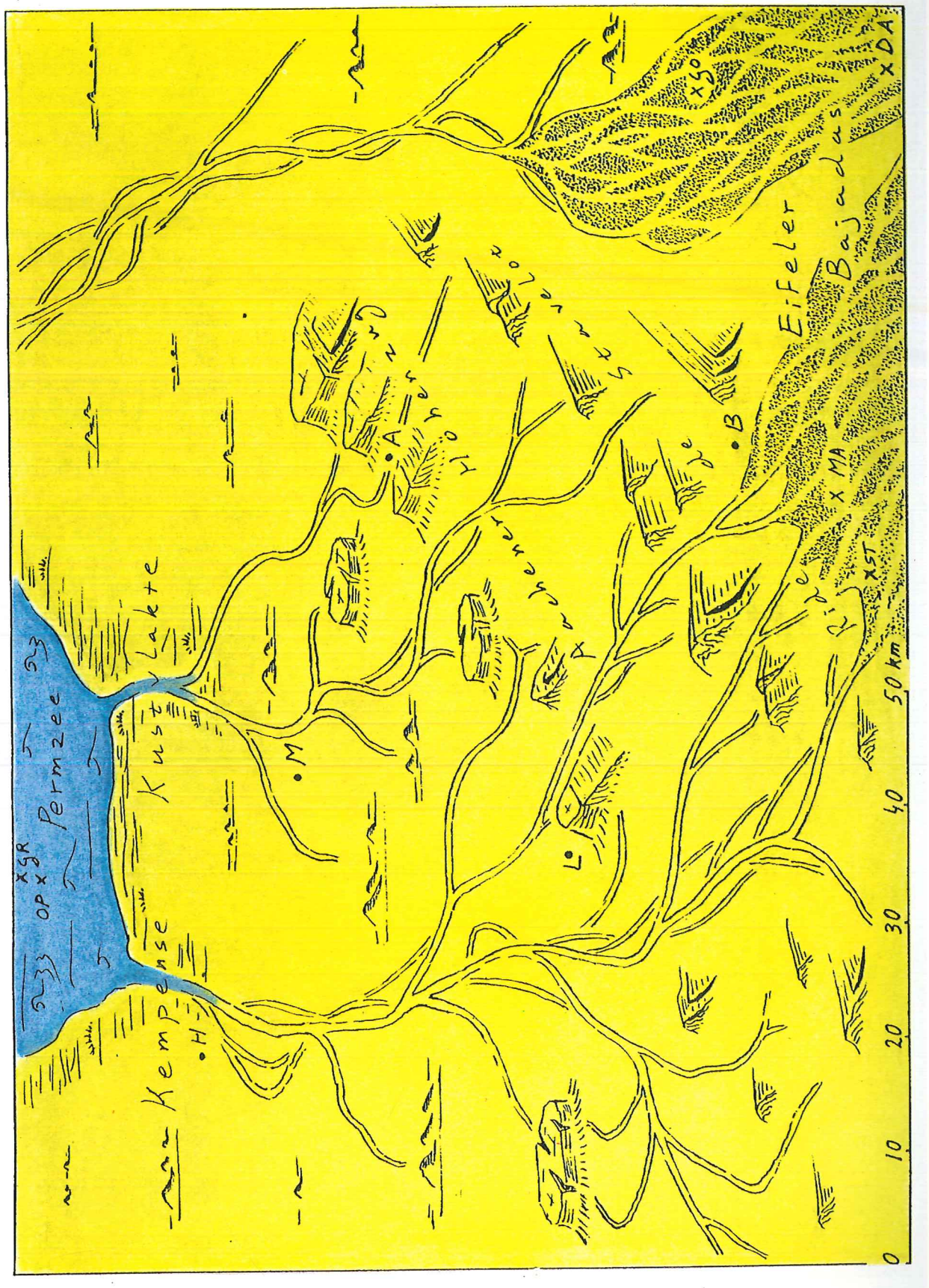
Kaart 12. Early Permian (during abundant rainfall) - Permien ancien (pendant des pluies abondantes) - vroeg-Perm (tijdens overvloedige regenval); 275 Ma



Kaart 12a. Early Permian (during prolonged drought) - Permien ancien (pendant des sécheresses prolongées) - vroeg-Perm (tijdens langdurige droogte); 275 Ma

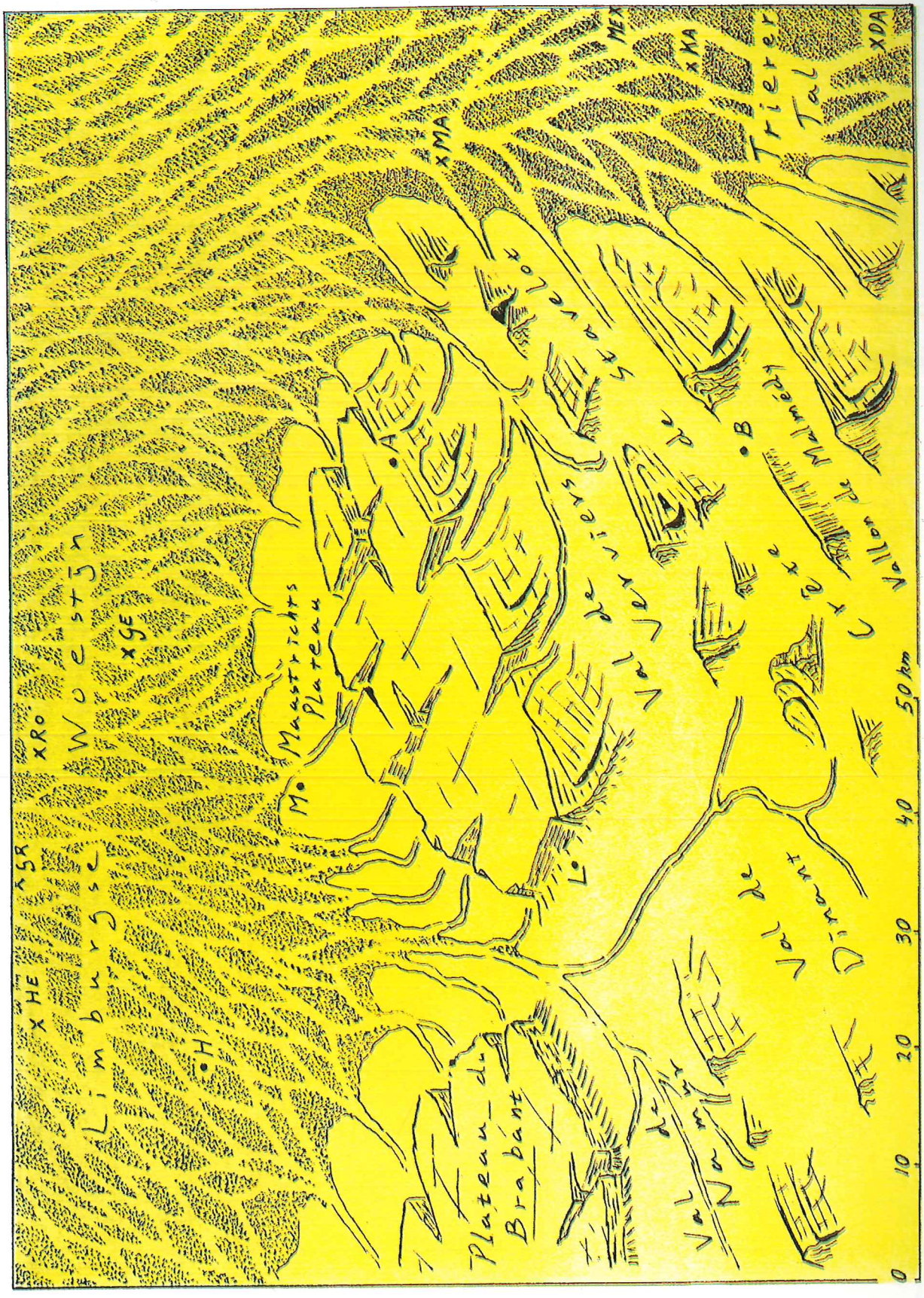


Kaart 13. Late Permien (during abundant rainfall) - Permien récent (pendant des pluies abondantes) - laat-Perm (tijdens overvloedige regenval); 250 Ma

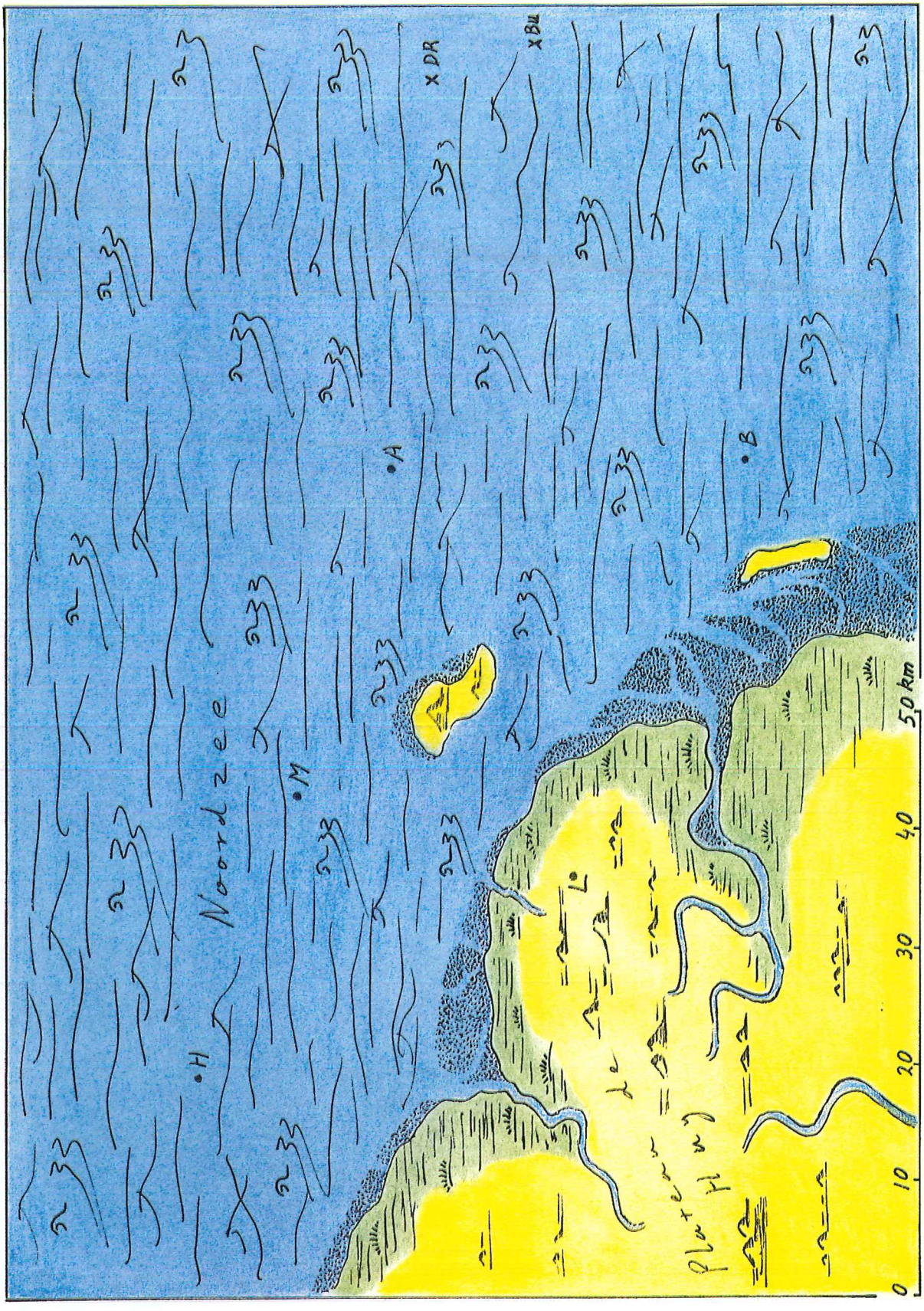


Kaart 13a. Late Permian (during prolonged drought) - Permien récent (pendant des sécheresses prolongées) - laat-Perm (tijdens langdurige droogte); 250 Ma

Kaart 14. Early Triassic (during abundant rainfall) - Trias ancien (pendant des pluies abondantes) - vroeg-Trias (tijdens overvloedige regenval); 245 Ma

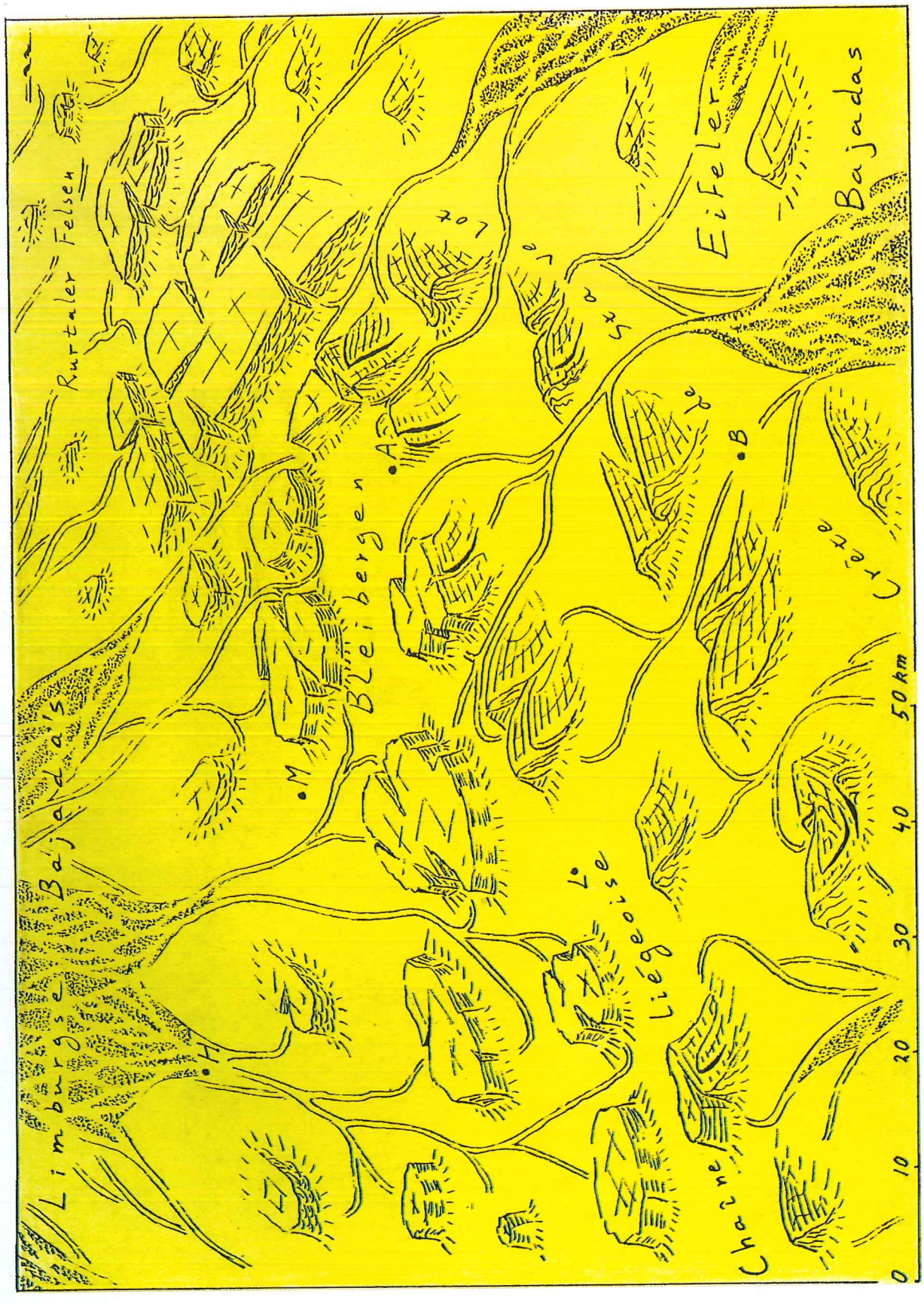


Kaart 14a. Early Trassic (during prolonged drought) - Trias ancien (pendant des sécheresses prolongées) - vroeg-Trias (tijdens langdurige droogte); 245 Ma

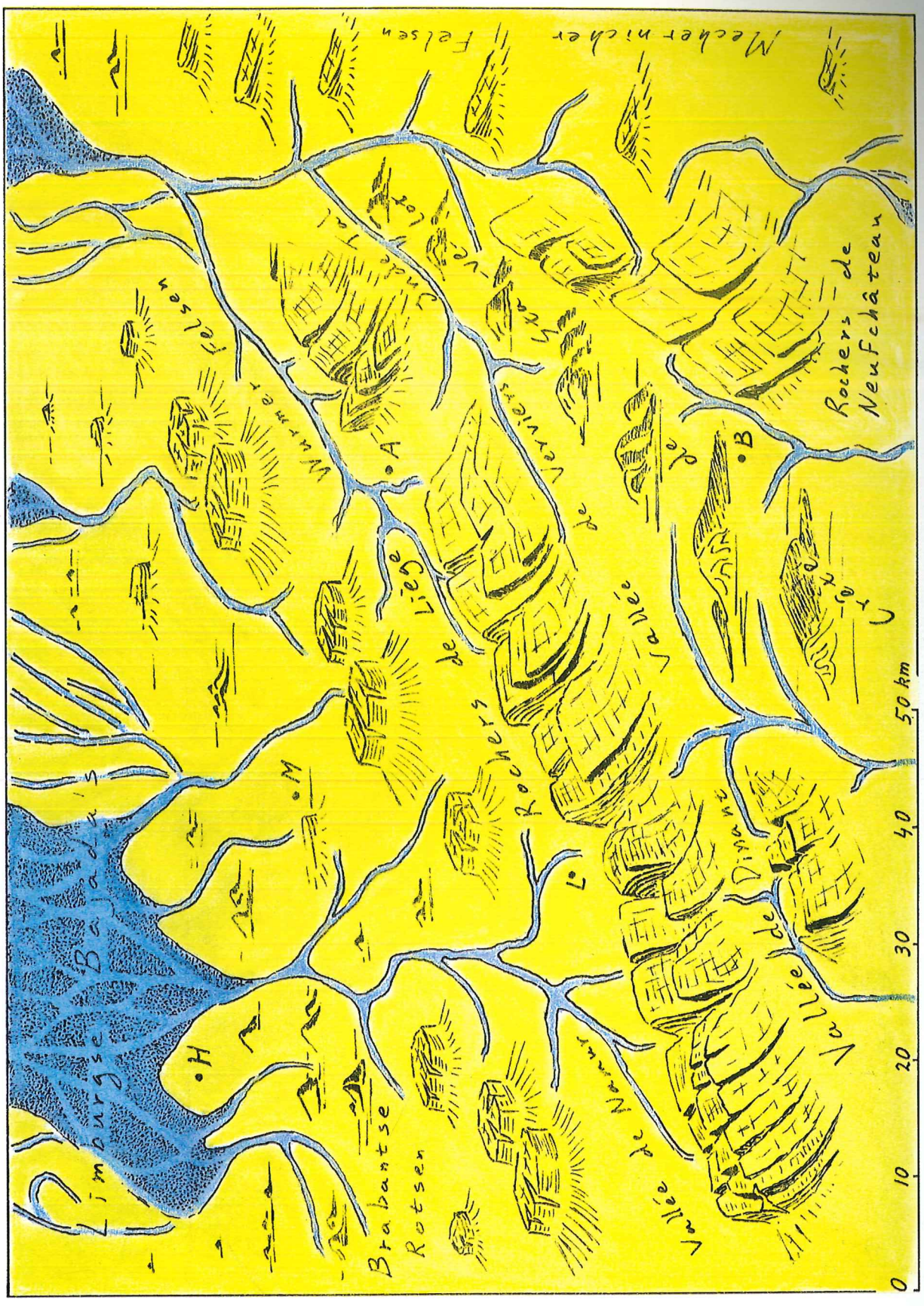


Kaart 15. Early Jurassic - Jurassique ancien - vroeg-Jura; 200 Ma

Kaart 16. Middle Jurassic (during abundant rainfall) - Jurassic moyen (pendant des pluies abondantes) - midden-Jura (tijdens overvloedige regenval); 175 Ma

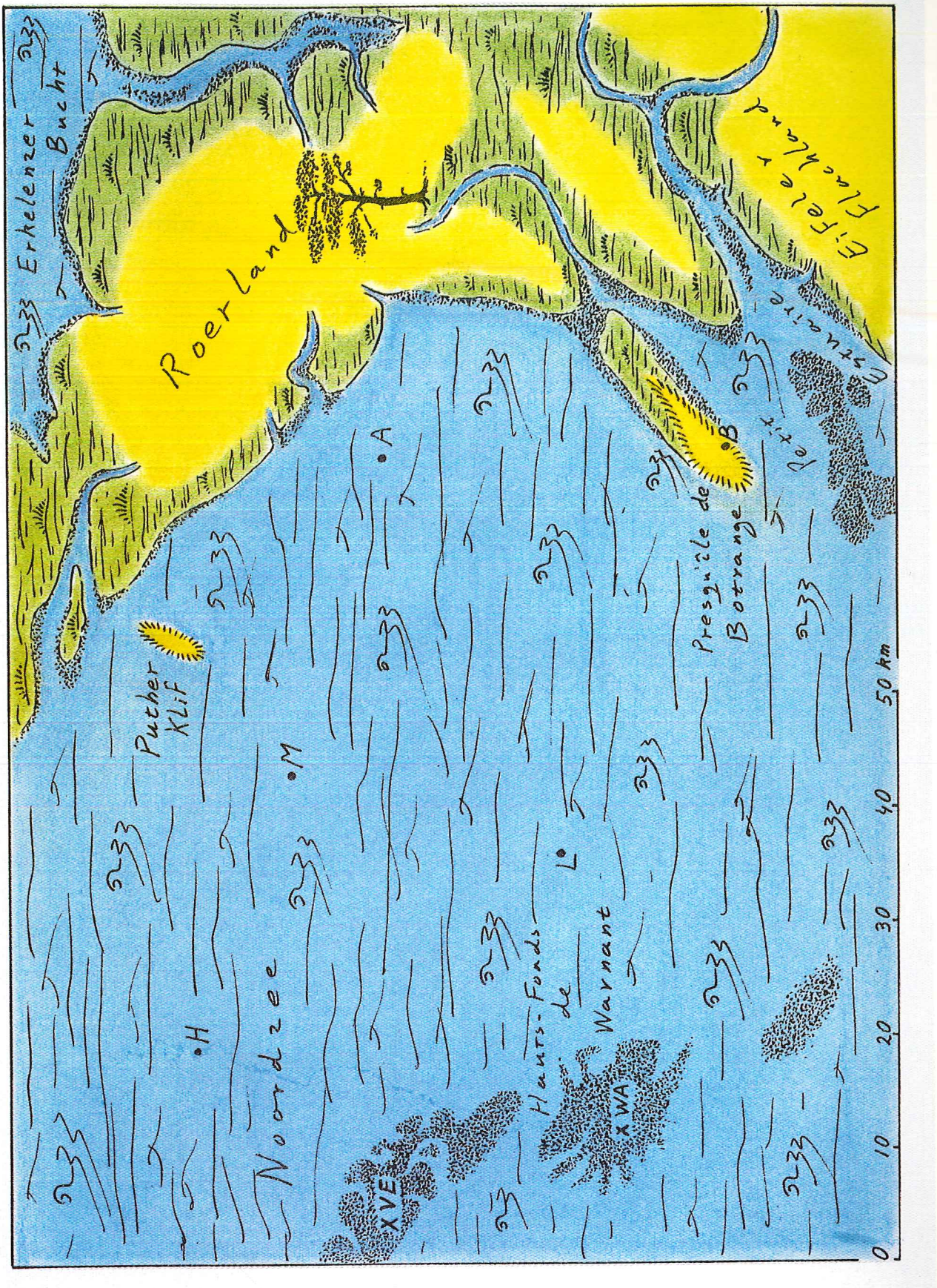


Kaart 16a. Middle Jurassic (during prolonged drought) - Jurassique moyen (pendant des sécheresses prolongées) - midden-Jura (tijdens langdurige droogte); 175 Ma



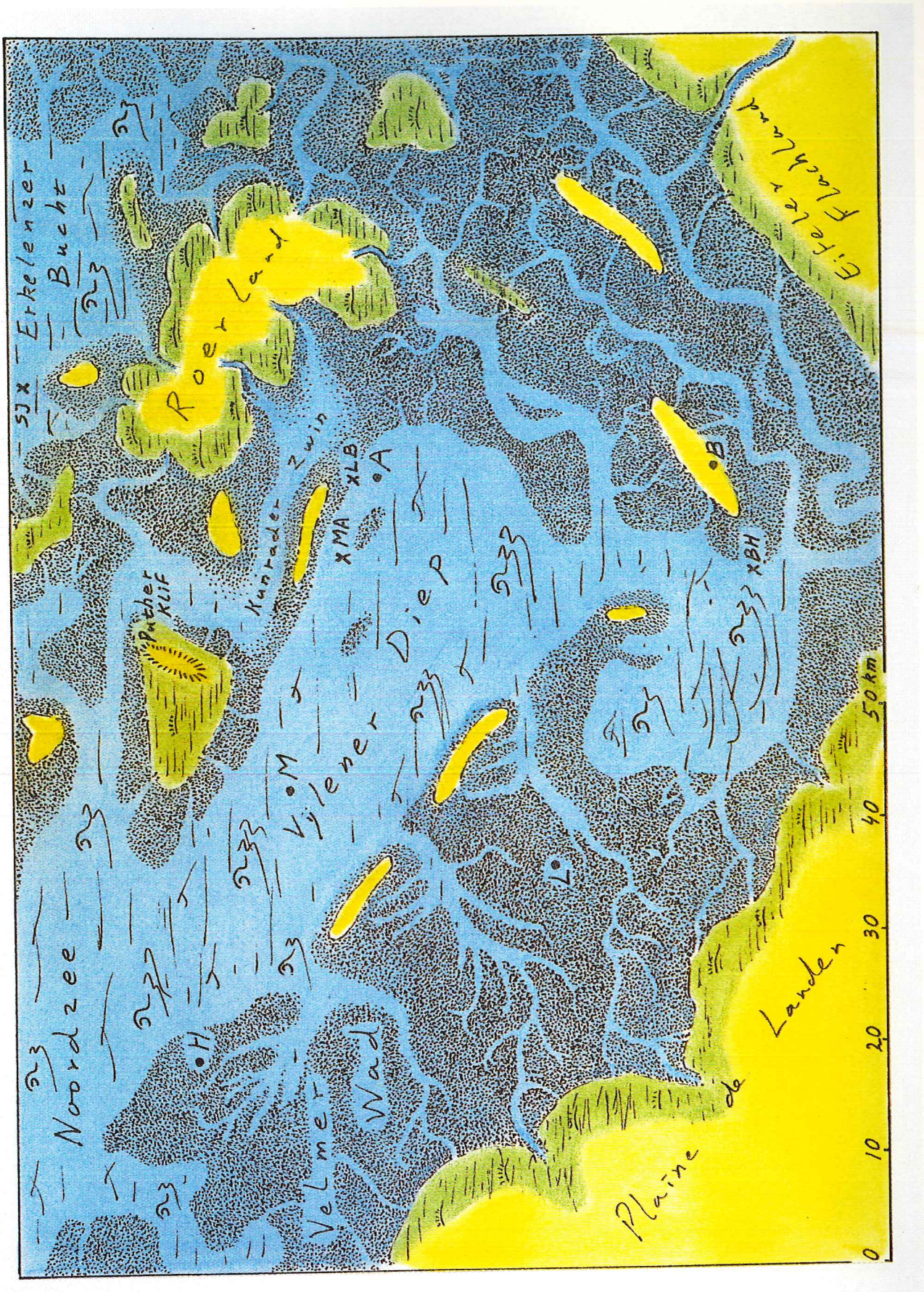
Kaart 17. Early Cretaceous - Crétacé ancien - vroeg-Krijt; 140 Ma

Kaart 18. Santonian - Santonien - Santonien; 85 Ma



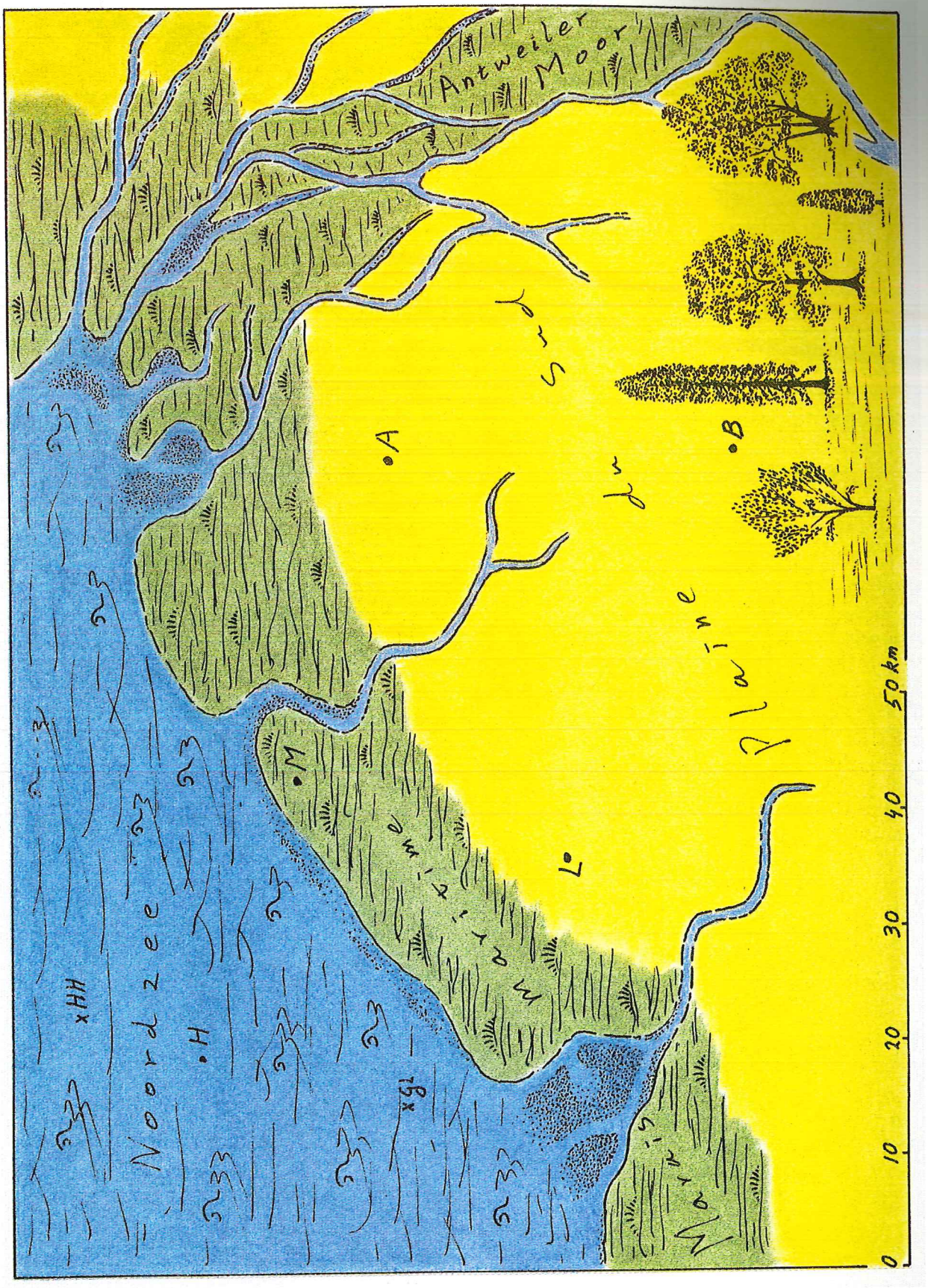
Kaart 19. Early Campanian - Campanien ancien - vroeg-Campanien; 80 Ma

Kaart 20. Late Campanian - Campanien récent - laat-Campanien; 75 Ma

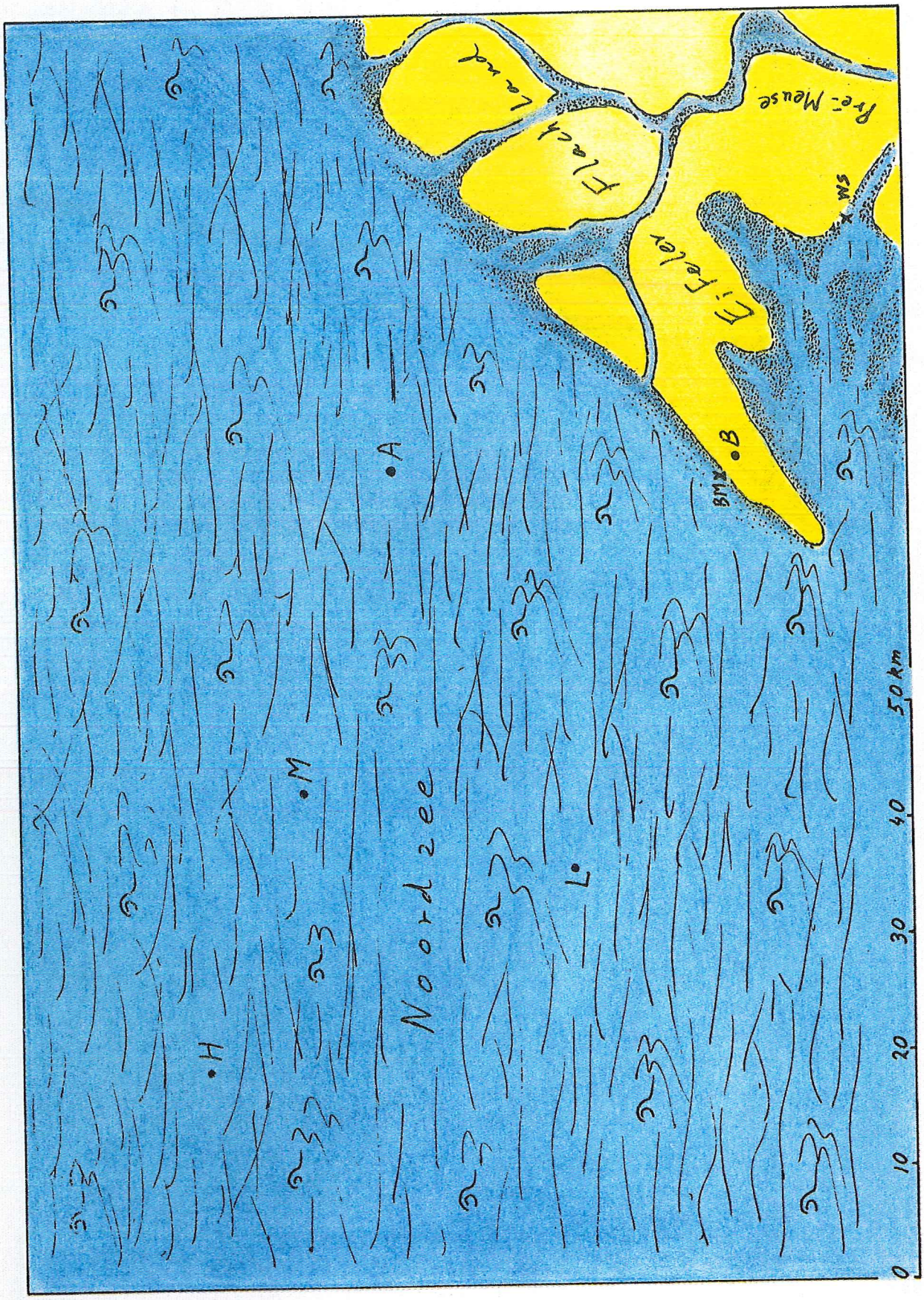


Kaart 21. Early Maastrichtian - Maastrichtien ancien - vroeg-Maastrichtien; 70 Ma

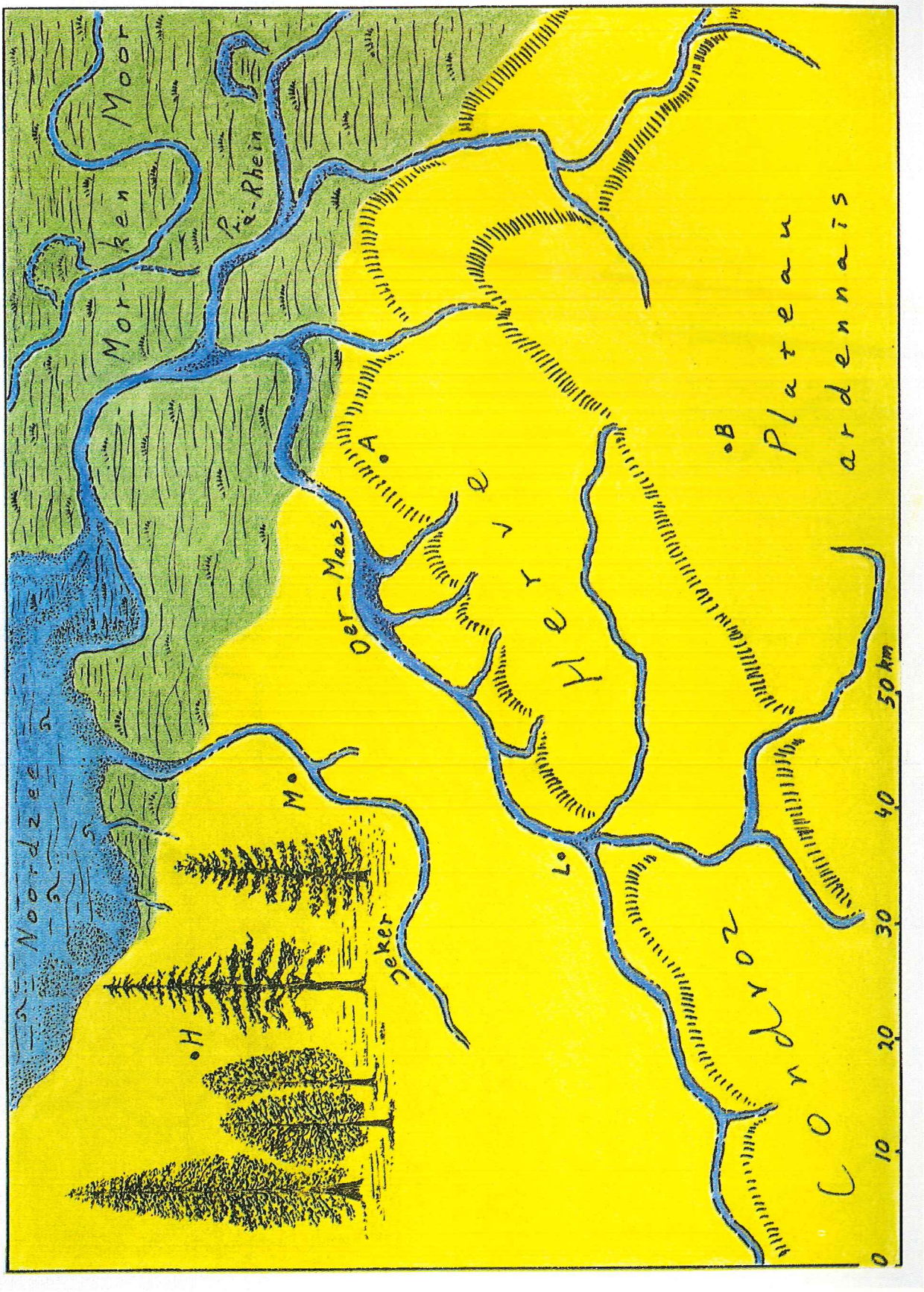
Kaart 22. Late Maastrichtian - Maastrichtien récent - laat-Maastrichtien; 67 Ma



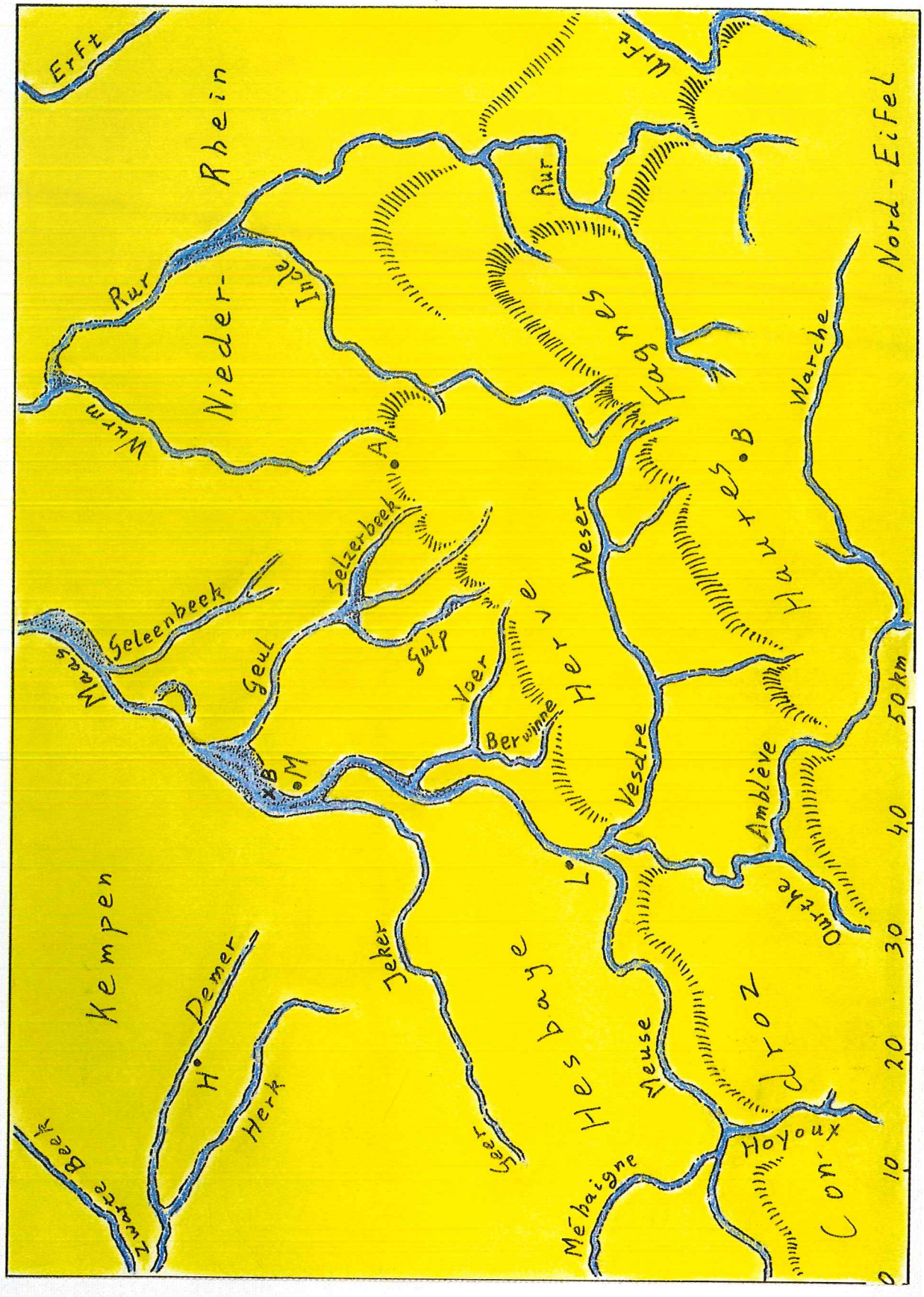
Kaart 23. Late Paleocene - Paléocène récent - laat-Paleoceen; 55 Ma



Kaart 24. Early Oligocene - Oligocène ancien - vroeg-Oligoceen; 35 Ma



Kaart 25. Middle Miocene - Miocène moyen - midden-Mioceen; 15 Ma



Kaart 26. Middle Pleistocene - Pleistocène moyen - midden-Pleistoceen; 250 ka