

MINISTERE DES AFFAIRES ECONOMIQUES

Mémoires pour servir à l'Explication
des Cartes Géologiques et Minières
de la Belgique.

N° 34



Toelichtende Verhandelingen
voor de Geologische en Mijnkaarten
van België.

Nr. 34

MINISTERIE VAN ECONOMISCHE ZAKEN

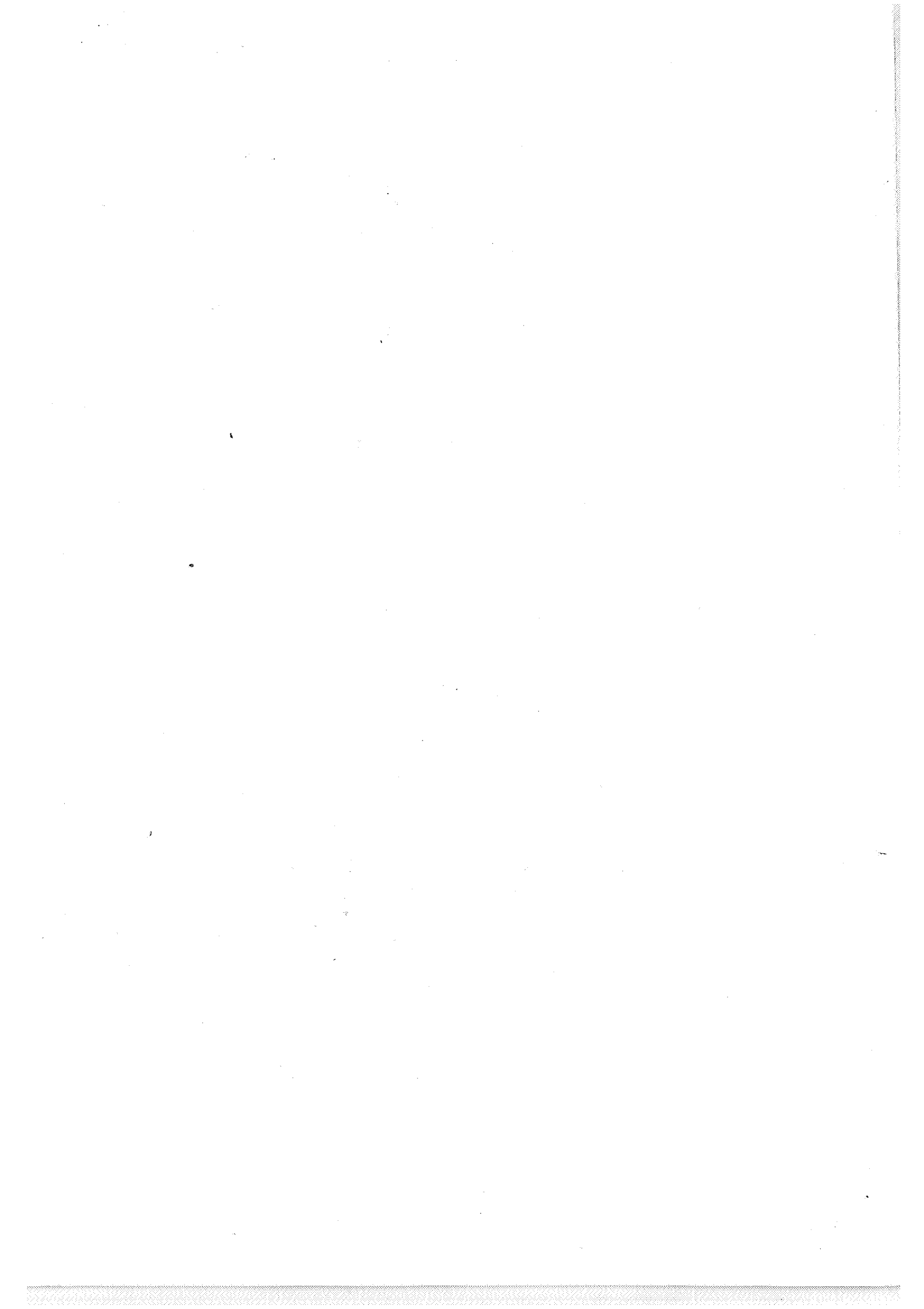
ONDER DE EUREGIO - DE VERBINDING TUSSEN LANDSCHAP EN GEOLOGIE IN DE EUREGIO MAAS-RIJN

door

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

1993





ONDER DE EUREGIO - DE VERBINDING TUSSEN LANDSCHAP EN GEOLOGIE IN DE EUREGIO MAAS-RIJN

door

Martin J.M. BLESS(1) & M. Cristina FERNANDEZ NARVAIZA(2)

(1),(2) Mergelsweg, 3 - 6419 EA - Heerlen - Nederland

Edition

Imprimerie du Ministère des Affaires Economiques
Rue De Mot, 24 - 1040 Bruxelles
Avril 1993

Editeur

J. Herman : Service Géologique de Belgique
Rue Jenner, 13 - 1040 Bruxelles

Uitgeverij

Drukkerij van het Ministerie van Economische Zaken
De Motstraat, 24 - 1040 Brussel
April 1993

Editeur

J. Herman : Belgisch Geologische Dienst
Jennerstraat, 13 - 1040 Brussel

"VOORWOORD"

Als de Maas niet doorwaadbaar was geweest op de plaats, waar zij met de Jeker samenvloeit, dan hadden Kelten en Romeinen hier nooit de nederzetting gesticht, die in de loop van tweeduizend jaar zou uitgroeien tot het huidige ontmoetingspunt in Europa: de stad Maastricht.

Maar juist omdat de Jeker hier in de Maas uitkomt, werd haar stroomsnelheid ter plekke afgeremd en konden er zand- en grindbanken ontstaan, die een veilige doortocht, een "Mosae Trajectum" mogelijk maakten.

Dit voorbeeld illustreert, hoe variaties in het landschap, de samenstelling van de bodem of de aanwezigheid van delfstoffen het ontstaan van steden en dorpen in de Euregio Maas-Rijn beïnvloed hebben. Deze variaties in het landschap, de vruchtbaarheid van de bodem en de verdeling van delfstoffen in de ondergrond zijn op hun beurt weer bepaald door een samenspel van geologische processen gedurende een onvoorstelbaar lange periode van vijfhonderd miljoen jaar.

In dit boek proberen de auteurs, M.J.M. Bless en M.C. Fernández Narvaiza, de relatie tussen het huidige landschap en deze lange geologische voorgeschiedenis duidelijk te maken. Daarvoor maken ze gebruik van voorbeelden, die de eerste auteur, M.J.M. Bless, in de loop van zijn carrière als geoloog bestudeerd heeft.

De heer Bless begon zijn professionele loopbaan in 1965 als assistent bij de afdeling Paleontologie en Stratigrafie van de Rijksuniversiteit van Leiden. In 1968 promoveerde hij daar tot Doctor in de Wiskunde en Natuurwetenschappen. In hetzelfde jaar aanvaardde hij de functie van palynoloog en micropaleontoloog bij het Geologisch Bureau te Heerlen, waarvan hij tussen augustus 1978 en juli 1981 hoofd was. Per 1 juli 1981 werd hij vervolgens benoemd tot directeur van het Natuurhistorisch Museum te Maastricht. Zowel in Heerlen als in Maastricht hadden de verschillende aspecten van de regionale geologie zijn bijzondere aandacht. Dit blijkt uit het feit, dat het grootste deel van zijn méér dan 175 wetenschappelijke publikaties handelt over de geologie van de Euregio Maas-Rijn.

Toen de gemeente Maastricht in 1989 besloot tot een omvangrijke reorganisatie, vormde het Natuurhistorisch Museum Maastricht één van de vele diensten, die aanzienlijk moesten inkrimpen en waarvan de directie overgeheveld werd naar een centraal geleide "concerndienst". Daardoor kwam onder andere de functie van de heer Bless als directeur van het museum te vervallen. De heer Bless heeft daarop in goed overleg besloten om een andere uitdaging binnen de gemeentelijke organisatie te aanvaarden.

Om de door hem vergaarde kennis niet verloren te laten gaan, heeft de gemeente Maastricht de heer Bless verzocht om een boek samen te stellen over de geologie van de Euregio Maas-Rijn. Tot mijn groot genoegen hebben hij en zijn echtgenote, mevr. M.C. Fernández Narvaiza, deze taak op zich willen nemen. Het resultaat ligt thans voor ons en vormt mijns inziens een waardige afsluiting van een voorbeeldige carrière. Het boek "Onder de Euregio" is hartelijke gelukwensen waard. Ik ben er zeker van dat heel veel mensen het met interesse en plezier zullen lezen.

mr. Ph. J.I.M. HOUBEN
Burgemeester van Maastricht.



ONDER DE EUREGIO - DE VERBINDING TUSSEN LAND- SCHAP EN GEOLOGIE IN DE EUREGIO MAAS-RIJN

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

Aan Eva, Jos en Maurice

Eddy, Jacques en Rudy,
Jan, Sjeuf en Werner,
Etienne, Michel en Philippe,
Léon, Lou en Luc,
Alain, Albert en Muriel,
Harry, Hein en Peter,
Jean, Servais en Willy,
Mia, Noël en Paul,
Ernest, Patrick en Pierre,
Frans, Michiel en Monika,
Gerh, Greet en Roland,
Christian, Francis en Henri,
Kees, Thomas en Wim,
André, Dieter en Martin,
George, Lucien en René,
Horst, John en Wilhelm,
Eric, Manfred en Winfried,
en niet te vergeten
aan de herinnering van Raph
en al die anderen, wier namen in ons hart gegrift staan :
bedankt voor die vele honderden excursies en alle vriendschap,
bedankt voor jullie geduld om ons alles te leren over
Limburg en de Kempen en de Niederrhein,
over Haspengouw, de Condroz en het land van Herve,
over de Eifel, de Hoge Venen en de Ardennen,
en al die andere plaatsen, waar we als vreemden kwamen,
en die dankzij jullie zo vertrouwd en geliefd werden.

Heerlen, juli 1992

Martin en Cristina

Dit boek werd geschreven op verzoek van de Gemeente Maastricht. Thomas Servais, Eva Paproth en Maurice Streel zorgden voor de Duitse en de Franse vertaling van de samenvatting. Het manuscript werd drukklaar gemaakt door Brigitte De Boose en Greta Delie.

De uitgave kwam to stand dankzij de enthousiaste en zeer gewaardeerde medewerking van Michiel Duser en Maurice Streel.

1. DE BOVENKANT VAN DE EUREGIO MAAS-RIJN (Fig. 1-6)

De Euregio Maas-Rijn is niet alleen een smeltkroes van volkeren, culturen en talen, zij is ook rijk bedeeld met natuurlijke grondstoffen, die hier al ruim vijfduizend jaar gewonnen worden, te beginnen met de neolithische vuursteenmijnbouw bij Rijckholt/St. Geertruid en de exploitatie van kalksteen, lood en zink sinds de komst van de Romeinen. Nog maar enkele decennia terug beleefden de steenkoolmijnen in dit gebied hun bloeiperiode. En de enorme gaten voor de winning van bruinkool, kalk, zand en grind werden bij wijze van spreken pas gisteren gemaakt. Zelfs stofgoud werd hier al door de Kelten gewassen uit de beekjes van de Nord-Eifel bij o.a. Raeren, Kornelimünster en Vicht.

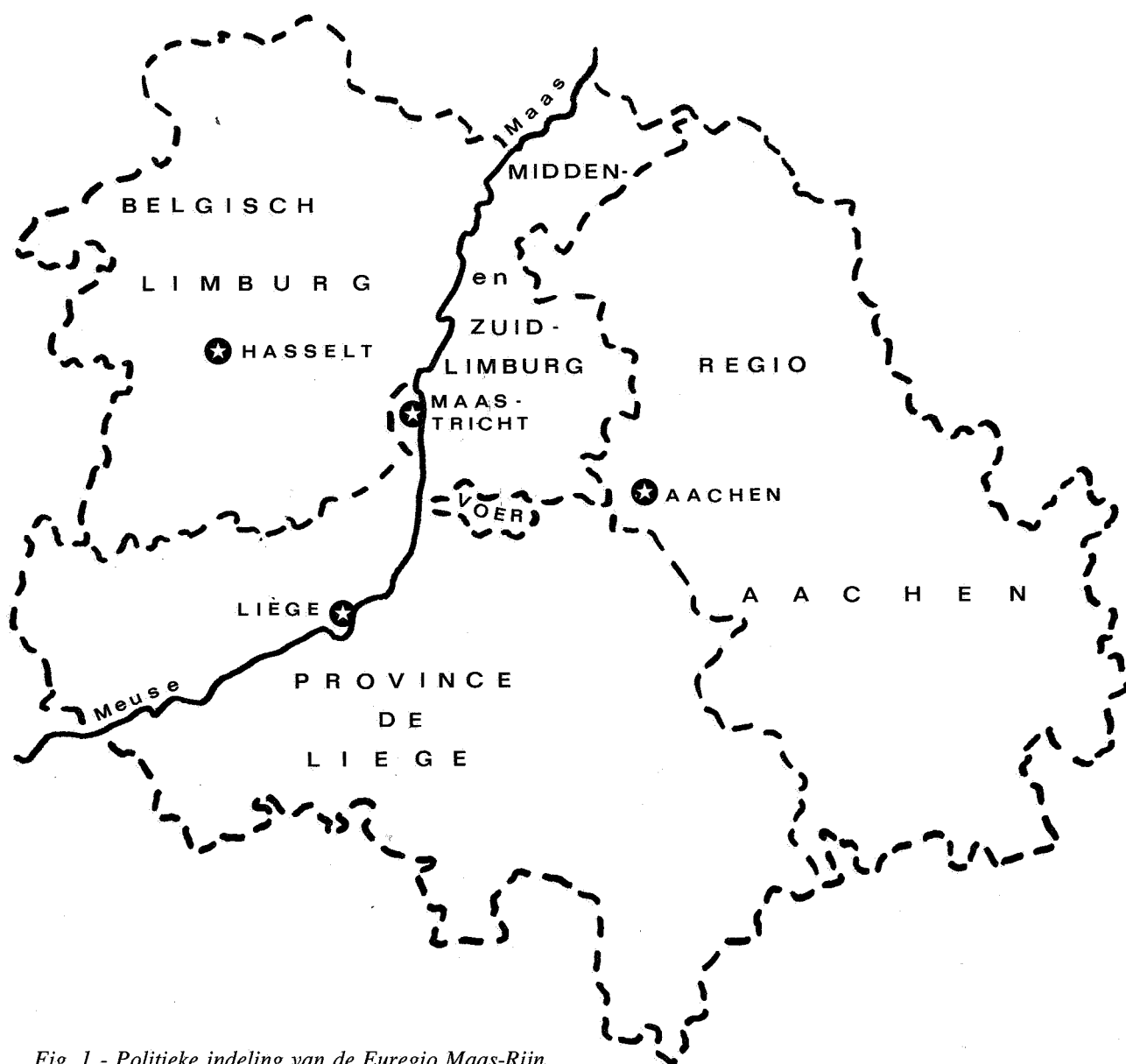


Fig. 1 - Politieke indeling van de Euregio Maas-Rijn.

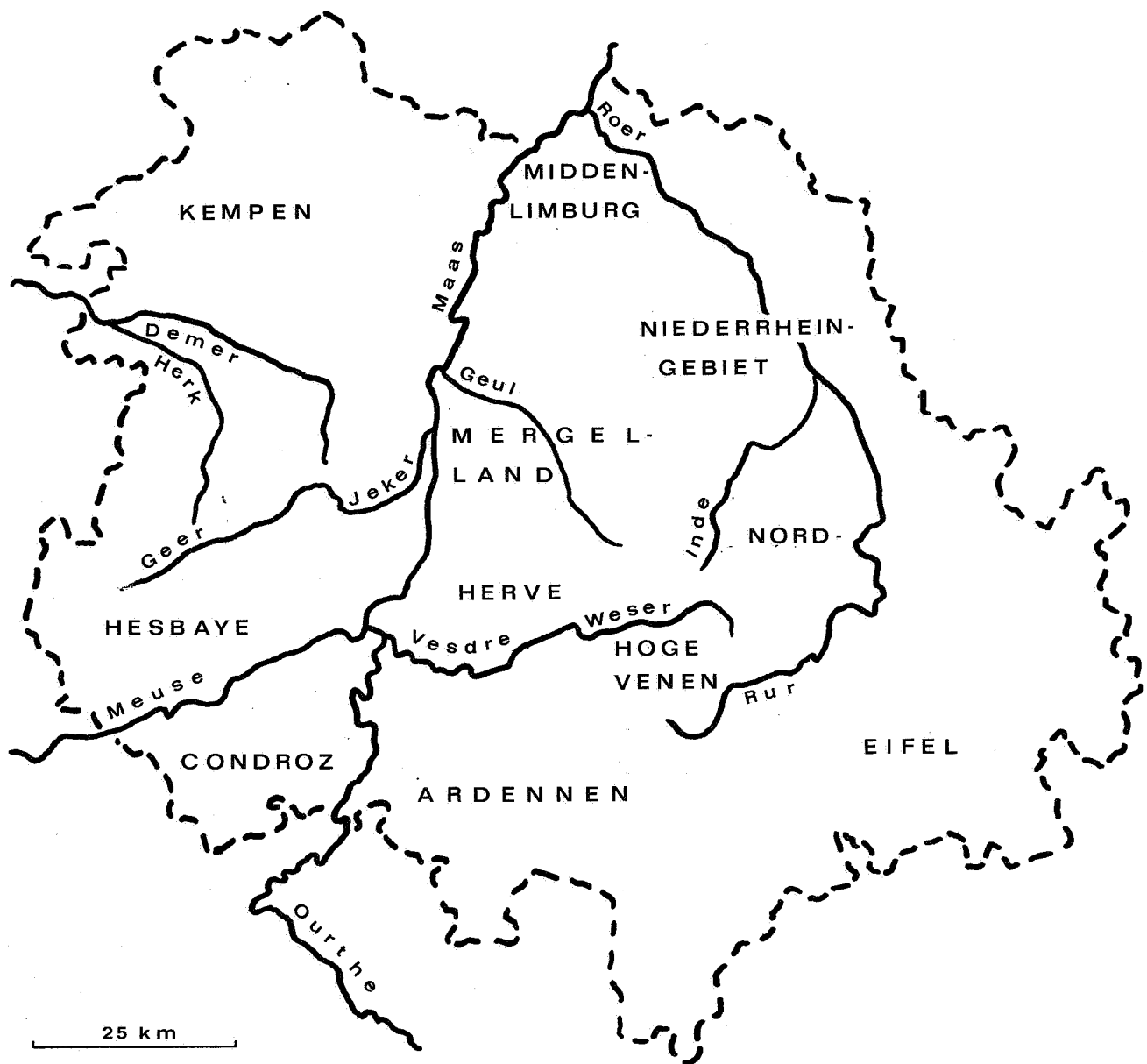


Fig. 2 - De landschappen van de Euregio Maas-Rijn.

Het landschap is rijk geschakeerd. In het noorden vinden we we het vlakke land van de Kempen en het Niederrheingebiet ; in het centrum de hoogvlakten van de Hesbaye of Haspengouw, de Condroz, het Zuidlimburgs Mergelland met zijn Plateau van Margraten en het Plateau van Herve met hun vele, soms diep uitgesneden rivier- en beekdalen. Het zuiden wordt gemarkeerd door de noordrand van Ardennen en Eifel met het unieke natuurgebied van de Hoge Venen. Het hoogteverschil van ongeveer 650 m binnen dit relatief kleine gebied bepaalt de opmerkelijke variaties in de klimaat. De Hoge Venen zijn duidelijk kouder en natter dan de Kempen, Zuid-Limburg of het Niederrheingebiet. Tegenover een gemiddelde jaartemperatuur van 9.5°C in deze laatste streken staat een magere 6.1°C op de Hoge Venen. Terwijl de jaarlijkse neerslagcijfers in de Kempen rond de 700-800 mm liggen, valt er bijna twee maal zoveel bij Botrange (1400 mm per jaar) op het hoogste punt van de Hoge Venen. Geen wonder dat hier de bronnen ontspringen van o.a. de Rur en de Vesdre (bij de Duitstaligen bekend als de "Weser").

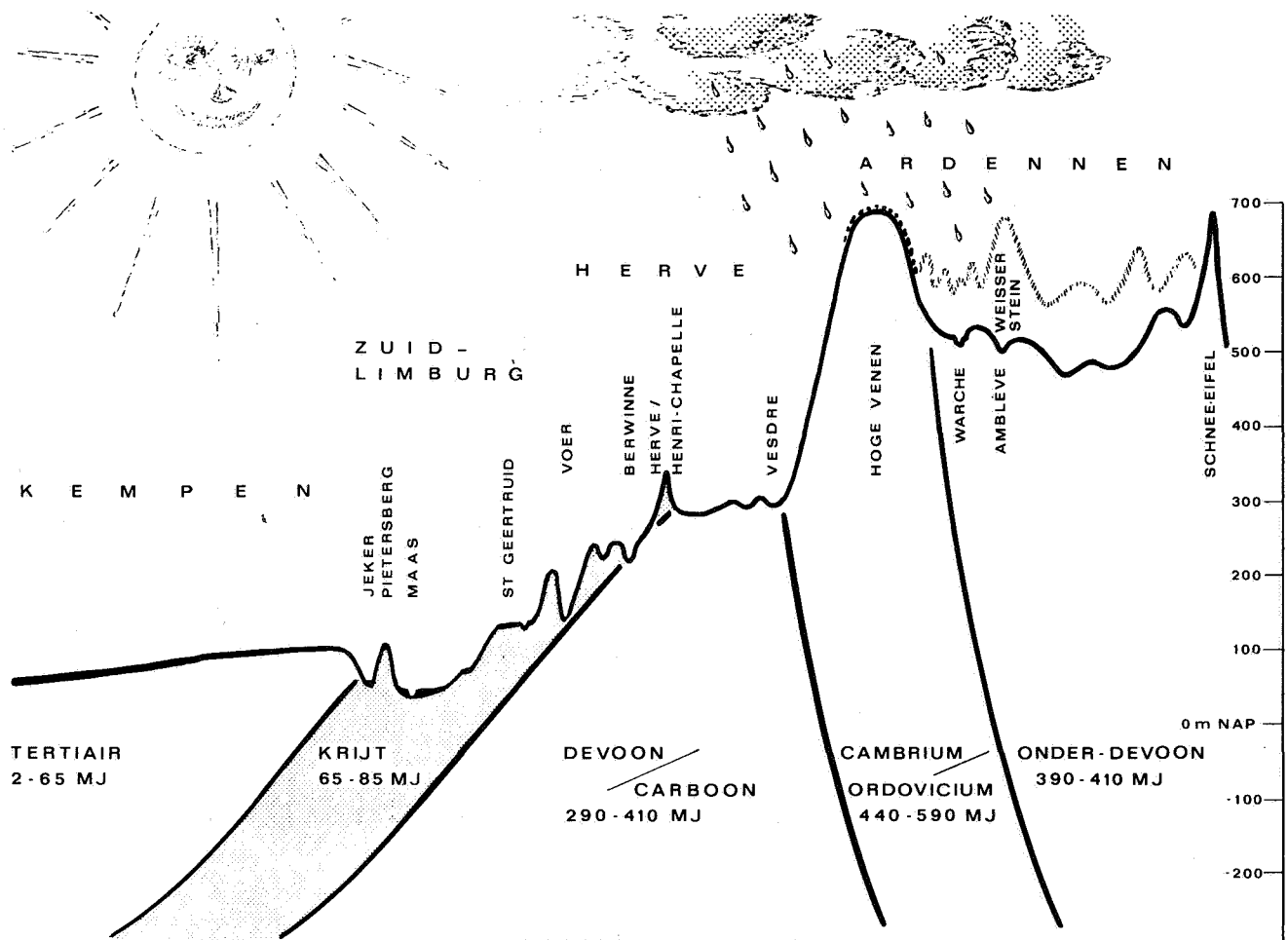


Fig. 3 - Relatie tussen het reliëf van het landschap in de Euregio Maas-Rijn en de geologische opbouw van de ondergrond. De hoogste plateaus (Ardennen, Nord-Eifel) worden gevormd door de harde, overwegend uit kwartsiet en kwartsietische zandsteen bestaande gesteenten van het Cambrium, OrdoVICIUM en Onder-Devoon. De laagste plateaus (Kempen, Niederrheingebiet) bestaan uit nog niet verhard zand, klei en grind van het Tertiair en Kwartair. De Krijt afzettingen (kalk, klei en zand) en de Devoon- en Carboongesteenten (overwegend schalie en kalksteen met daarnaast - vooral onderin het Devoon-zandsteen) vormen de daartussen gelegen plateaus. Het hoogteverschil van zo'n 400-500 m tussen de hoogste en laagste plateaus wordt bovendien vertaald in belangrijke klimaatverschillen: relatief droog met een "normale" jaartemperatuur in de Kempen, Zuid-Limburg en het Plateau van Herve, en tamelijk nat en relatief koel op de Hoge Venen en in de Ardennen.

De enorme variatie aan flora en fauna vormt het antwoord van Moeder Natuur op de complexe samenstelling van de bodem, die hier een geschiedenis van ettelijke honderden miljoenen jaren achter de rug heeft, en op het ingrijpen van de mens tijdens de laatste paar duizend jaar. Over de bodem onder de Euregio gaat dit boek. Deze bodem vormt in feite een immens archief, waarin we fragmenten terugvinden van de geologische geschiedenis. Een paar van die nog maar nauwelijks ontcijferde bladzijden zijn in dit boek bijeengebracht in de vorm van een subjectieve bloemlezing.

Het huidige landschap vormt uiteraard het uitgangspunt voor deze verkenning van het geologisch verleden. De bewoners van de Euregio hebben de karakteristieke elementen ervan vastgelegd in de naamgeving van dorpen en steden, die nauw verbonden zijn met de heuvels en dalen, de waterlopen en de vegetatie, ja zelfs met de wijze waarop de mens het landschap benut heeft.

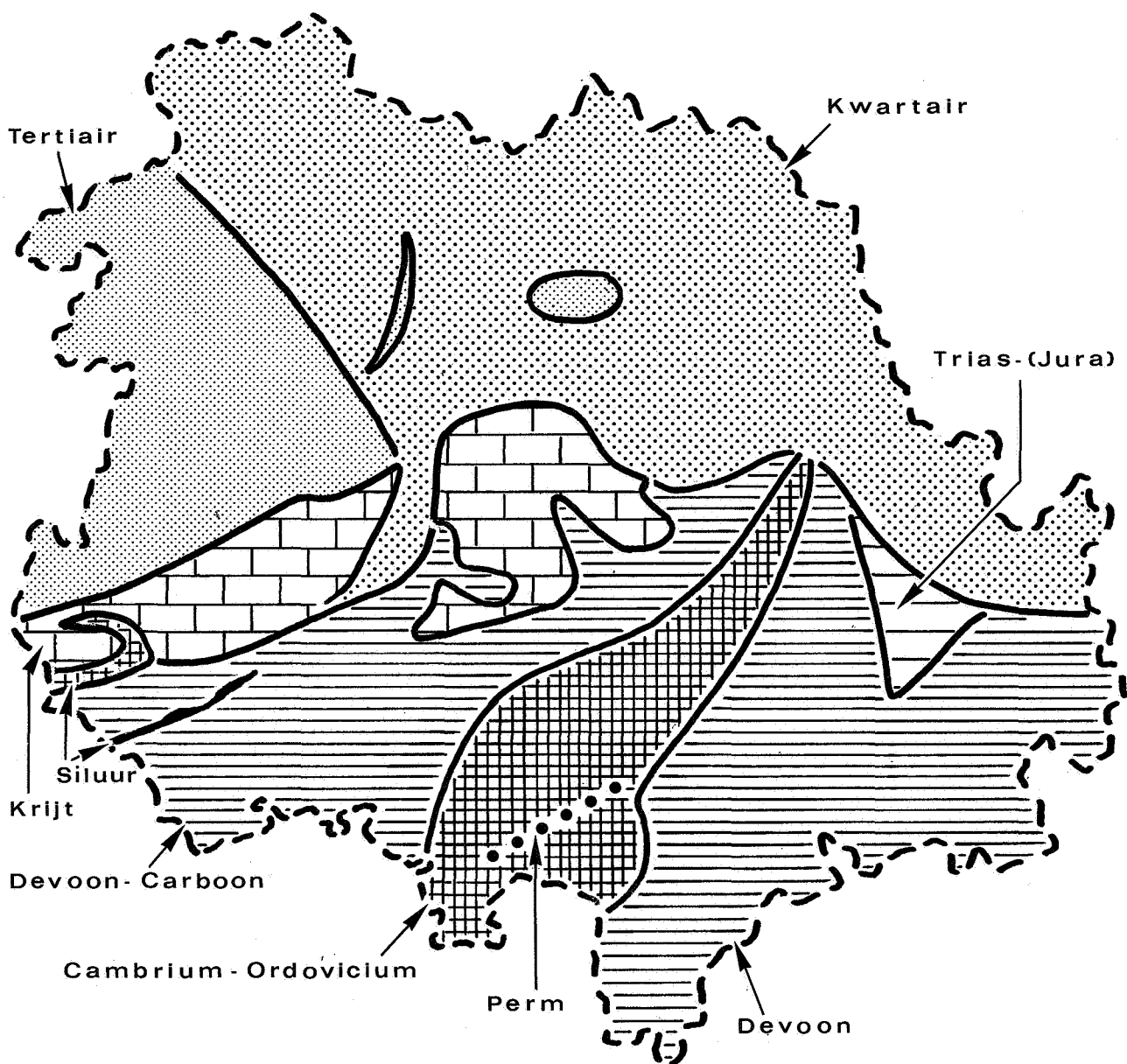


Fig. 4 - Sterk vereenvoudigde geologische kaart van de Euregio Maas-Rijn.

Wellicht ten overvloede willen we hier alvast benadrukken, dat de toponiemen in de volgende hoofdstukken slechts "à titre d'exemple" bedoeld zijn. Natuurlijk hadden we ze kunnen aanvullen met ontelbare andere. Hetzelfde geldt uiteraard - en misschien zelfs nog in grotere mate - voor de voorbeelden, die een indruk moeten geven van de opbouw van de ondergrond in dit gebied. Ook hier hebben we ons bewust beperkt tot een willekeurige keuze van ontsluitingen, die tezamen een - uiteraard onvolledig - beeld tonen van hetgeen ons in de afgelopen jaren met name geboeid heeft : de ontwikkeling van deze streek in ruimte en tijd, ofwel, de Euregio Maas-Rijn in een lange, telkens wisselende en steeds weer onderbroken, maar nog steeds voortdurende beweging.

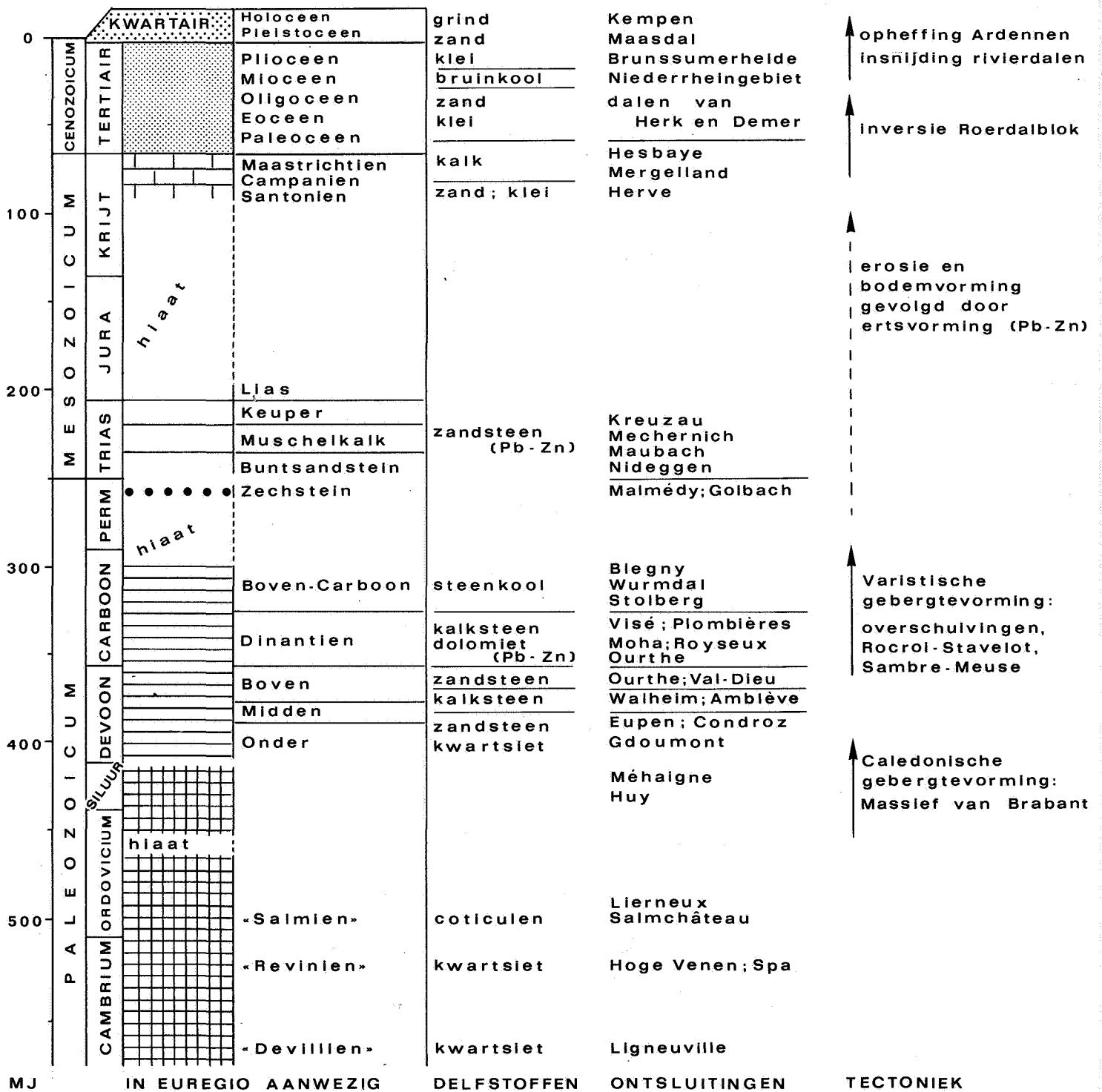


Fig. 5 - Sterk vereenvoudigde geologische tijdschaal voor de Euregio Maas-Rijn, met een overzicht van de belangrijkste delfstoffen, voorbeelden van ontsluitingen, en de voornaamste tectonische gebeurtenissen in het geologisch verleden. De symbolen in de derde kolom van links zijn dezelfde als op de kaart van Figuur 4.

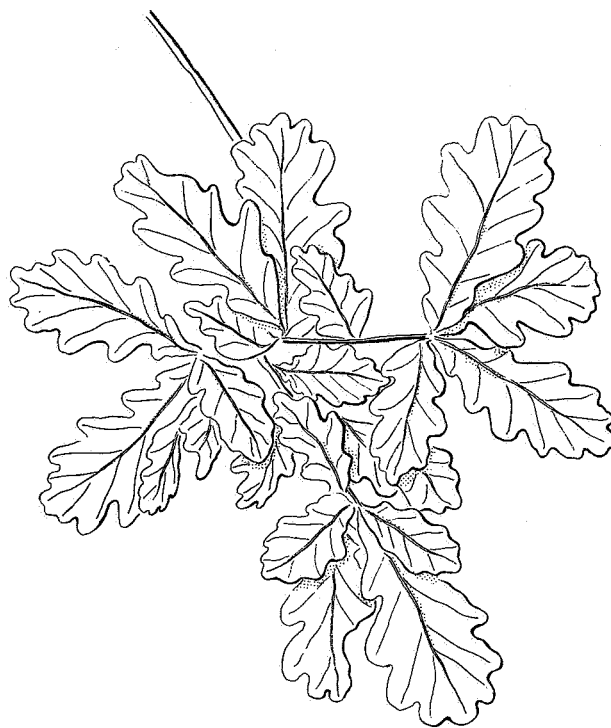


Fig. 6 - Alhoewel de Eik ("Quercus") een heilige boom was bij de oude Germanen, vinden we merkwaardigerwijze relatief weinig plaatsnamen, die met de eik verbonden zijn. Tot de uitzonderingen behoren onder andere Maaseik, Eik (bij Bilzen), Eikenberg (bij Meeuwen), Eikenen, Eikske (thans een wijk van de gemeente Landgraaf in Zuid-Limburg), Eichenscheid en Hellenthal-Eichen. Overigens is de Eik het symbool van de provincie Limburg, en wordt hij bezongen in het volkslied "Waar in het bronsgroen eikenhout het nachtegaaltje zingt".

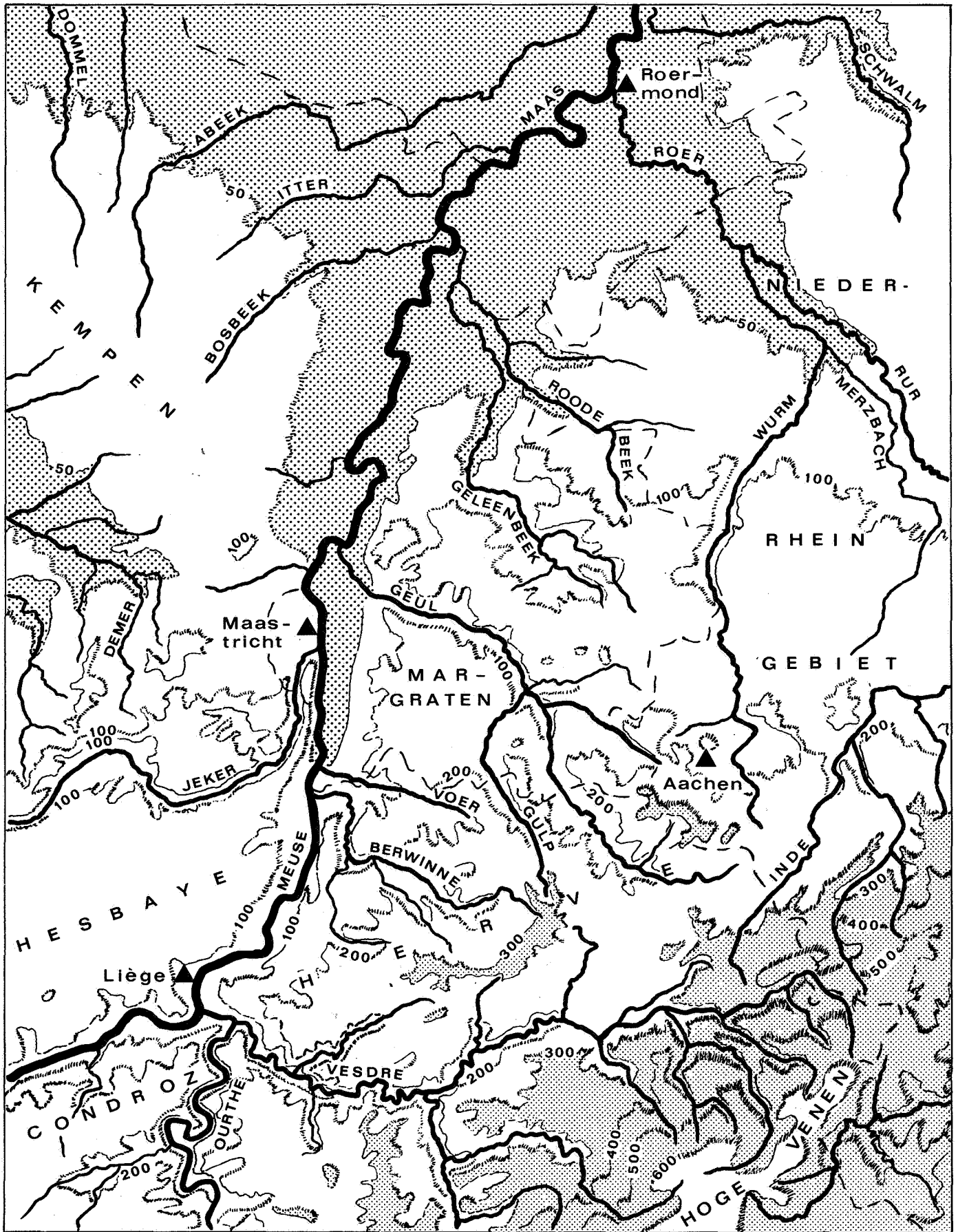


Fig. 7 - Reliëfverschillen in een deel van de Euregio Maas-Rijn. Grove punctering: gebied minder dan 50 m boven zeeniveau (dalen van Maas, Roer, Herk en Demer). Fijne punctering: gebied tussen 300 en 600 m boven zeeniveau (noordrand van Ardennen en Eifel, hoogste deel van Plateau van Herve en Vaalserberg).

1.1. EUREGIO : HEUVELLAND/LAND VAN DALEN (Fig. 7-10)

De Euregio is allereerst een land van heuvels. Volgens de bekende streekgeoloog Sjeuf Felder zijn namen als "Limburg" en "Limbourg" zelfs ontstaan door samenvoeging van de nu nog in het Engels voorkomende term "lime" (wat kalk betekent) en het begrip "burg" of "bourg" (dat oorspronkelijk zowel "berg" betekende als de zich daarop vaak bevindende versterking, die later ook wel als "burcht" of "burg" zou worden aangeduid). Volgens Sjeuf betekent "Limburg" of "Limbourg" dan ook zoveel als "kalkberg" of "kalkheuvel". En vol enthousiasme verwijst hij vervolgens naar plaatsnamen als "Limburg a/d Lahn" in Duitsland en "Lemberg" in Oost-Frankrijk (ten noorden van Strasbourg), "Lemberg" in ZW-Duitsland (als plaatsje tussen Saarbrücken en Karlsruhe, en als 1015 m hoge berg langs de Neckar), en "Lemberg" in het vroeger (1772-1918) tot Oostenrijk behorende deel van de Russische Oekraïne (thans "Lvov" of "Lwow" genaamd). Of dit verhaal helemaal klopt weten we niet. Het is een feit, dat Zuid-Limburg rijk is aan kalkheuvels (het "Mergelland"). Maar een plaatsje als Limbourg ten oosten van Verviers is weliswaar gebouwd op een heuvel (ingeklemd in een meander van de Vesdre), maar deze bestaat uit schalie en zandsteen van het jongste Boven-Devoon. Misschien heeft Sjeuf gelijk, wanneer hij stelt, dat "lim" of "lem" oorspronkelijk voor iedere steensoort gebruikt werd en pas later evolueerde in zulke uiteenlopende begrippen als "lime" (kalksteen) en "leem" (de op veel rotsen aanwezige verweringslaag).

Plaatsnamen met "berg" of "burg" zijn overigens vrij algemeen in met name het zuidelijke deel van de Euregio. Wat te denken van namen als Berg en Terblijt (bij Valkenburg a/d Geul), Hulsberg of Ubachsberg in Zuid-Limburg ; of Heinsberg, Bleiberg (in het Frans "Plombière" genaamd), Laurensberg, Stolberg of Wassenberg in het Duitstalige deel van dit gebied ? In de Franstalige provincie Luik wordt "berg" natuurlijk vertaald door "bourg", zoals in de plaatsnaam Limbourg ten oosten van Verviers, of door "mons" of "mont" : Mons bij Luik, Mont bij Malmédy, Andrimont, Hèvremont en Lambermont bij Verviers, Mont Rigi op de Hoge Venen, en niet te vergeten Montjoie, dat tegenwoordig beter bekend is als Monschau.

Toch verwijzen de meeste van deze namen niet naar echte bergen of heuvels, maar zijn ze het resultaat van een optisch bedrog. Wie deze "bergen" opgaat, komt vaak bedrogen uit. Het landschap op de "top" is meestal helemaal vlak, zoals veel toeristen al tot hun teleurstelling ontdekten, nadat ze bijvoorbeeld de bekende Cauberg bij Valkenburg a/d Geul hadden "beklommen" : geen blik in de diepte aan de andere kant, maar de vlakgolvende akkers en boomgaarden van het "Plateau van Margraten" met als karakteristiek herkenningspunt de Van Tienhovenmolen bij 't Rooth. En wie van Voerendaal naar Ubachsberg gaat, krijgt een soortgelijke ervaring. Ook hier geen "berg" zoals we die in de Alpen kennen, maar opnieuw een vlak plateau met een molen, en ditmaal die van Vrouwenheide.

Oja, er zijn natuurlijk "echte" heuvels, waar je aan alle kanten naar beneden kijkt. De bekendste is ongetwijfeld de Lousberg bij Aken, waar men vanaf het langzaam ronddraaiende restaurant van de "Drehturm" een schitterend uitzicht in alle richtingen heeft. Maar ook de Lousberg is niets anders dan het restant van wat eens een groter plateau of hoogvlakte was. In werkelijkheid is de Euregio dus geen heuvelland, maar een land van hoogvlakten of plateaus, die van elkaar gescheiden zijn door diepe dalen en de daarbij behorende rivieren en beken.

Het is dan ook niet verbazingwekkend, dat er eveneens plaatsnamen zijn met daarin het begrip "dal" of "daal", "thal" (in het Duits) of "val" (in het Frans) : Wallenthal en Hellenthal in Nord-Eifel, Ransdaal en Voerendaal in Zuid-Limburg, Remersdaal in de Voerstreek, Zutendaal in Belgisch Limburg (ten oosten van Genk), en Ensival (bij Verviers), Val-Dieu (ten westen van Aubel) en Bellevaux (ten zuiden van Malmédy) in de provincie Luik.

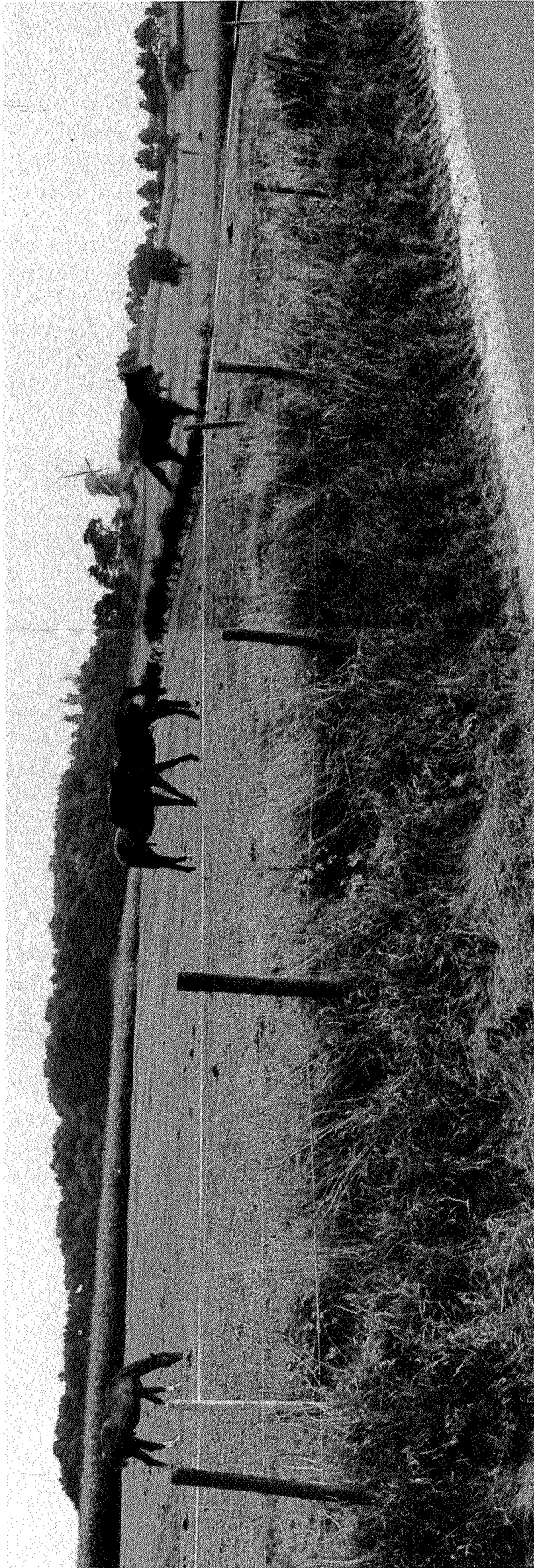


Fig. 8 - Plateau van Ubachsberg bij de molen van Vrouwenheide. In het bos links van de molen is het grind van Waubach ontsloten, dat tot de "Kiezeloöliet-formatie" uit het late Tertiair behoort. Rolstenen van kiezeloöliet vormen echter een grote zeldzaamheid in dit grind, dat hier tijdens het Boven-Mioceen door de "Oer-Maas" werd afgezet. Een "kiezeloöliet" is een "verkiezelde" oöliet, een sediment, dat voor een groot deel bestaat uit 1-2 mm grote "bolletjes" ("oölieten"). Deze oölieten zijn op hun beurt opgebouwd uit een "kern" (die gevormd kan worden door een zandkorrel of een minuscuul fossielfragment), waaromheen concentrische laagjes calciet zitten. Deze calcietlaagjes ontstonden, doordat er herhaaldelijk calciet uit het zeewater neerslag (zoals een overmaat aan suiker in een thee kopje) en uitkristalliseerde rond deze kern. Omdat dergelijke oölieten in zeer ondiep water ontstaan, worden ze door de golfslag heen en weer gerold, waardoor ze hun ronde vorm krijgen.

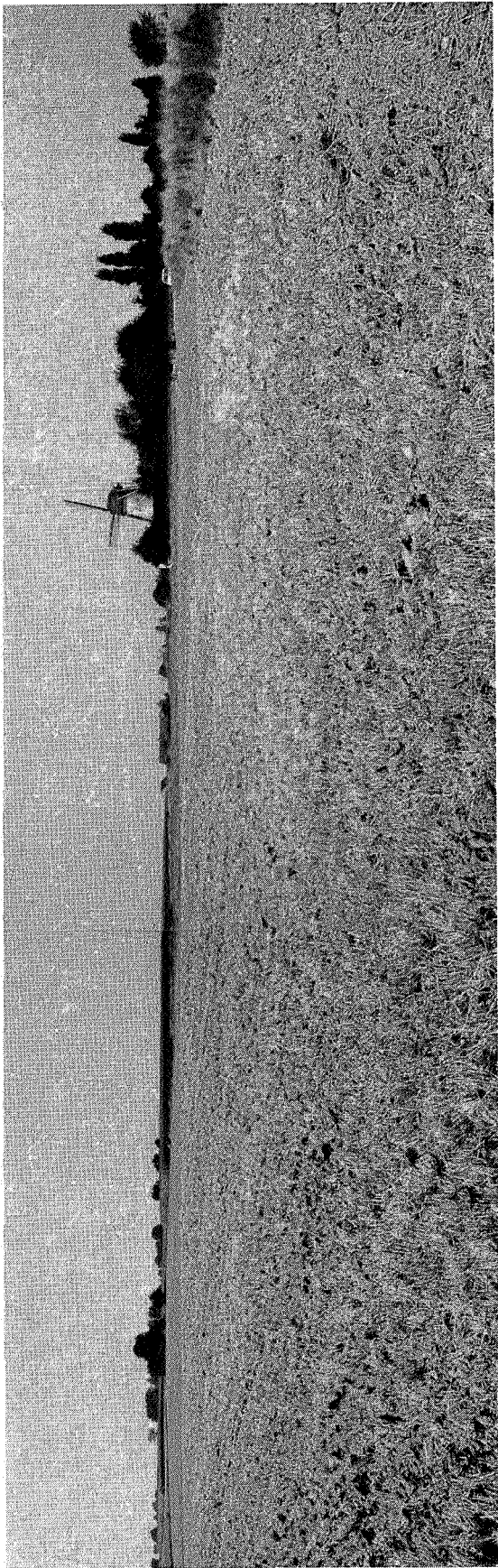


Fig. 9 - Het vrijwel volkomen vlakke Plateau van Margraten (met op de rechter zijde de Van Tienhovenmolen en links daarvan het gehucht 't Rooth) is karakteristiek voor het plateaulandschap in de Euregio Maas-Rijn. De onder dit plateau aanwezige ondergrond van löss, grind, zand en kalk blijkt bijzonder gevoelig te zijn voor overbesteding. Evenals op andere plekken in het Mergelland heeft het nitraatgehalte van het grondwater hier allang de norm van 25 mg/l overschreden.

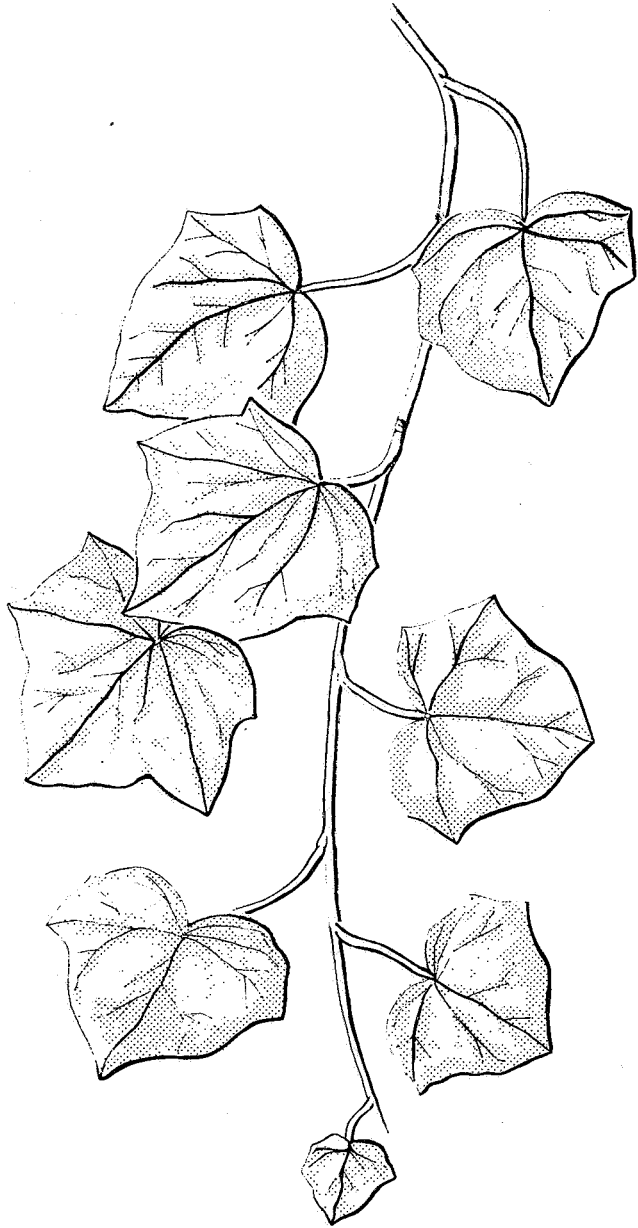


Fig. 10 - Klimop ("*Hedera helix*") groeit overal in de Euregio Maas-Rijn in de schaduw van de loofbossen.

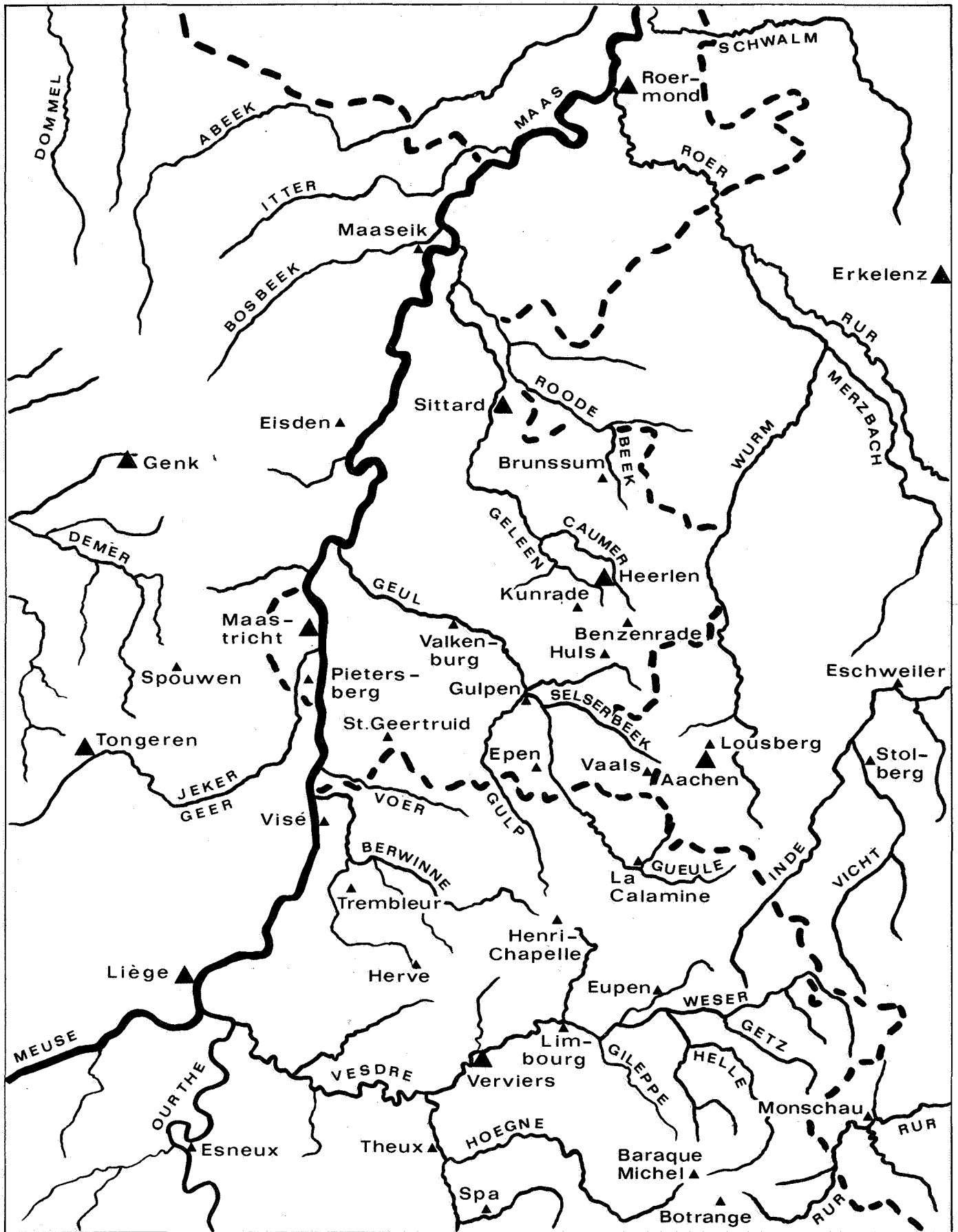


Fig. 11 - Belangrijkste waterlopen in een deel van de Euregio Maas-Rijn. Rivieren en beken, die taalgrenzen overschrijden kunnen zeer verschillende namen hebben; bijvoorbeeld Meuse-Maas, Geer-Jeker, Geul-Gueule-Göhl, en Vesdre-Weser.

1.2. EUREGIO : WATERLAND (Fig. 11-14)

Maar ongetwijfeld het meest verrassende element vormt het water. De Euregio is een echt land van water. Daar is allereerst de Maas, die zijn naam verbonden heeft aan plaatsen als Jupille-sur-Meuse ten oosten van Luik, Maastricht, Maasmechelen, Maaseik en Maasbracht. En daar zijn zijn zijriviertjes, zoals de Jeker (die in de provincie Luik als "Geer" bekend staat) waaraan de dorpen Geer, Hologne-sur-Geer en Roclange-sur-Geer liggen; de Voer met plaatsjes als 's-Gravenvoeren, 's-Martensvoeren en 's-Pietersvoeren; de Geul en de Gulp met Valkenburg a/d Geul, Schin-op-Geul, Geulle en Gulpen; en last-but-not-least de Rur, die bij de Nederlandse grens in "Roer" verandert en zijn naam leent aan Roermond.

En laten we vooral niet al die grotere en kleinere plaatsen vergeten, zoals Stadt Kyll (langs de Kyll), Geleen (langs de Geleenbeek), Ittervoort en Neeritter (langs de Itter), Inden (langs de Inde), Vicht (langs de Vicht), noch al die plaatsen wier namen eindigen op "beek" (Beek, Aalbeek, Jabeek, Spaubeek, Oirsbeek, Ulbeek, Diepenbeek, Neerglabbeek, Neerbeek, Treebeek, etc.) of op "bach" (Büsbach, Mausbach, Bütgenbach, Heppenbach, Leversbach, Heimbach, Ubach en Waubach). Deze bij lange na niet volledige lijst ondersteekt slechts het grote aantal waterlopen in de Euregio Maas-Rijn en het belang dat hieraan gehecht werd door haar bewoners.

De meeste zijdalen van de grotere beken en riviertjes bevatten echter géén water. Het zijn zogenaamde "droge dalen". Deze ontstonden tijdens het Pleistoceen als normale beekdalen onder "periglaciaire" omstandigheden. Mooie voorbeelden van dergelijke droge dalen in Zuid-Limburg vormen "de Dael" tussen Welten-Benzenrade en Ubachsberg ten zuidwesten van Heerlen (een zijdal van sterk de Geleenbeek met zijn vertakte, "dendritische" dalpatroon), en het Gerendal tussen Oud-Valkenburg en Ingber (een zijdal van het Geuldal).

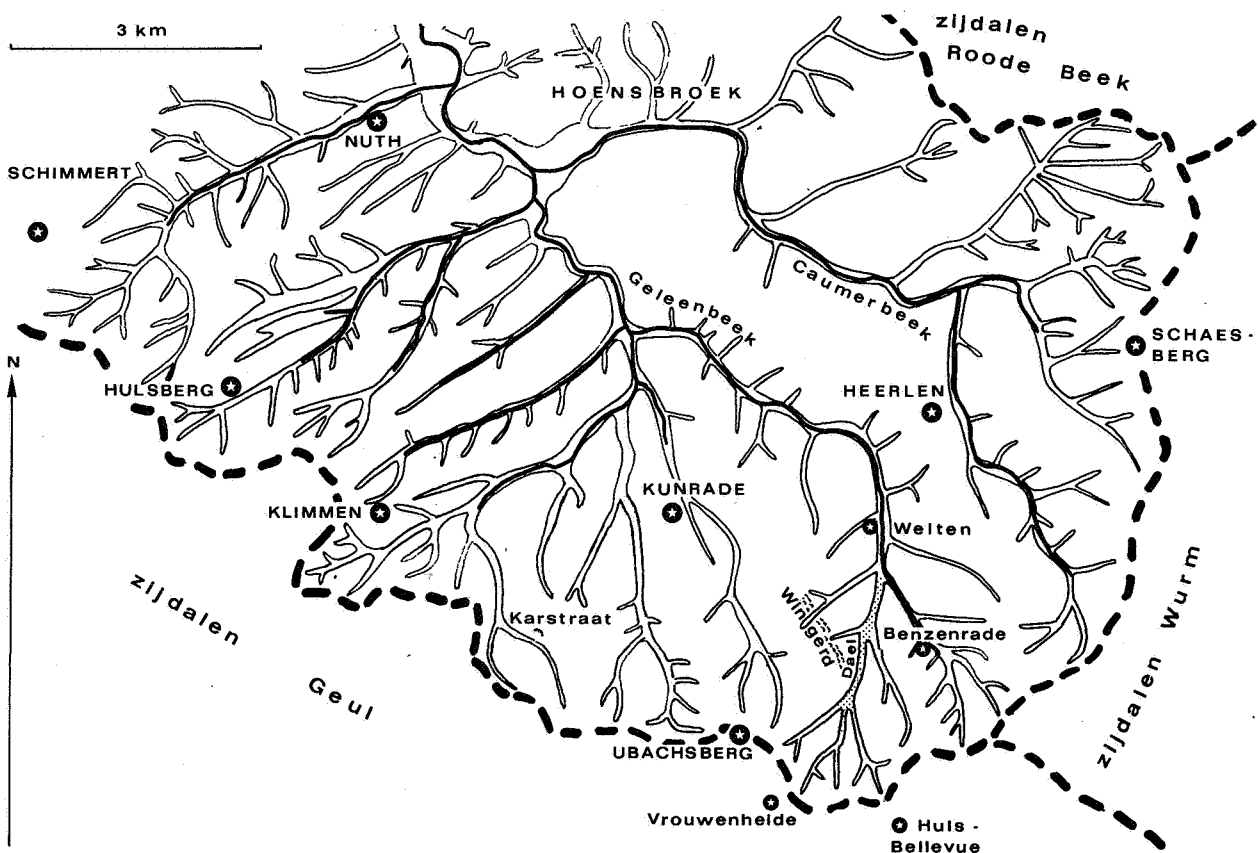


Fig. 12 - Het "dendritische" (als de takken van een boom "vertakte") dalpatroon van het zuidelijke stroomgebied van de Geleenbeek bij Heerlen. De meeste dalen zijn thans "droge dalen" zonder waterloop. De vet gestippelde lijn geeft de grens aan ("waterscheiding") met andere stroomgebieden (van Geul, Wurm en Rode Beek).

Waar zoveel water is, vinden we natuurlijk ook drassige, moerasachtige plaatsen. De Hoge Venen ("Hohes Venn", "Hautes Fagnés") op de natste plaats van de Euregio (tot 1400 mmm regen per jaar !) vormen hiervan het beste bewijs. En een plaatsnaam als Cockaifagne (ten oosten van de autoweg tussen Verviers en Malmédy) past daar uiteraard uitstekend bij. Ook plaatsnamen met "broek", "bruch" of "broich" duiden op een althans in oorsprong moerasachtige grond. In Zuid-Limburg kennen we o.a. Hoensbroek, Lotbroek, Hellebroek en Overbroek (allemaal ten noorden van Heerlen), "het Broek" bij Schinveld en Stadbroek en Broeksittard bij Sittard. In Belgisch Limburg vinden we namen als Broekom, Daalbroek, Schakkebroek, Stramprooierbroek, Grootbroek en Onderste Broek ; in het Niederrheingebiet Gangelter Bruch, Schalbruch, Unterbruch en Oberbruch en Tüsch**enbroich** ; en in de Nord-Eifel Rolles**broich**, Imgen**broich**, Huppen**broich** en Schwarzen**broich**. Mogelijk wijzen ook plaatsnamen met "maar", "mar" of "moor" erin op een moerasachtige ondergrond (afgeleid van "moeras", in het Engels "moor" en in het Frans "marais"). Dit zou namen als Oost-Maarland, Margraten, Moorveld, Termaar (bij Margraten en bij Klommen), Am Breuner Maar en zelfs Moerslag kunnen verklaren. Ook plaatsnamen met "meer" of "mheer" zijn vrijwel zeker afgeleid van een moerassige ondergrond ter plaatse: Mheer, Meerssen, Wiemismeer en Rosmeer.

Een grote verscheidenheid aan grassen ("Gramineae"), biezzen ("Scirpus"), russen ("Juncus") en zeggen ("Carex") karakteriseert deze natte, vaak zure gronden.



Fig. 13 - Droge dal "de Dael" gezien vanaf de weg tussen Ubachsberg en De Huls. Op de achtergrond de skyline van Heerlen, dat ruim 100 m dieper in het Geleendal ligt.



Fig. 14 - De Geleenbeek bij Benzenrade is nauwelijks een meter breed en enkele decimeters diep. Wie dit onbetekende stroompje ziet, kan zich nauwelijks voorstellen, dat deze beek en zijn zijstromen indertijd een ruim 100 m diep dal konden uitslijpen in het landschap, en het erosiemateriaal van een vele kilometers breed stroomgebied konden afvoeren.

1.3. EUREGIO : LAND VAN BOS EN HEIDE (Fig. 15)

Zoals het reliëf zijn invloed heeft op de neerslag, en die weer vertaald kan worden in waterlopen en de daarbij behorende erosie welke zich uit in dalinsnijdingen, zo beïnvloeden al deze factoren tezamen op hun beurt de vegetatie ter plaatse. Het eerste voorbeeld daarvan zagen we al in de vorm van natte, zure bodems met hun vele grassoorten en aanverwante ("monocotyle") planten. Ondanks hun veelvuldig voorkomen vormen ze echter niet het meest typerende element van deze streek. Dat zijn namelijk de bossen en de heide. Niet voor niets wordt in het Limburgs volkslied het "bronsgroen eikenhout" bezongen !

In het oorspronkelijke landschap overheersten de heidevelden op de zandgronden van de plateaus in de Kempen, Zuid-Limburg en het Land van Herve. Dit kan afgeleid worden uit de vele namen met "heide", "hé" of "bruyère" in die gebieden, zelfs op plaatsen, waar geen spoor meer te vinden is van enige heideplant. In de Kempen herinneren Zangerheij, Wijvenheide, St.-Martens heide, Mechelse Heide en Kempense Heide aan de enorme uigestrektheid van dit type vegetatie in het verleden. In Zuid-Limburg vinden we onder andere Baneheide, Bocholtzerheide, Brunsummer Heide, Eperheide, Graetheide, Heerlerheide, Spekhokzerheide en Vrieheide; in het Land van Herve Bruyères (ten westen van Herve), en Les Hés en Baronhé (in het Duits Baronheid) langs de noordflank van de Hoge Venen. Maar het meest dominante element moet ooit gevormd zijn door de bossen, langs de vele honderden, zo niet duizenden dalhellingen. Plaatsnamen met "bos", "bosch", "busch", "bois", "wald" en "forêt" getuigen hiervan. In Midden-Limburg kennen we Herkenbosch, Echterbosch en Koningsbosch; in Zuid-Limburg Bruisterbosch en Welten (afgeleid van "Waltina", hetgeen "bosje" betekent) ; in de provincie Luik Forêt (ten oosten van Chaudfontaine), Queue-du-Bois (ten oosten van Luik), Bois-et-Borsu, Sur-le-Bois en Nivezé-le-Neubois ; en in het Duitstalige gebied Lichtenbusch, Münsterbusch, Niederbusch, Hohenbusch, Waldenrath, Waldfeucht. Zelfs in Belgisch Limburg vinden we namen zoals Berkenbos, Kortenbos en Kattenbos. In dit laatste gebied worden bossen ook aangeduid door het achtervoegsel "lo" (dat overigens ook in het woord "Venlo" is terug te vinden), zoals Beverlo, Borlo, Klein-Langerlo, Sledderlo, Tessenderlo en Tongerlo. Ook nu nog vormen talrijke bossen in de Euregio een toeristische attractie. We noemen hier slechts de hellingbossen van Zuid-Limburg met hun karakteristieke eiken, berken en haagbeuken (o.a. Savelsbos langs de oostelijke helling van het Maasdal tussen Rijckholt en St.-Geertruid), en het grote beukenwoud van de Rurbusch, ten zuidoosten van de Fagne Wallonne op de Hoge Venen.

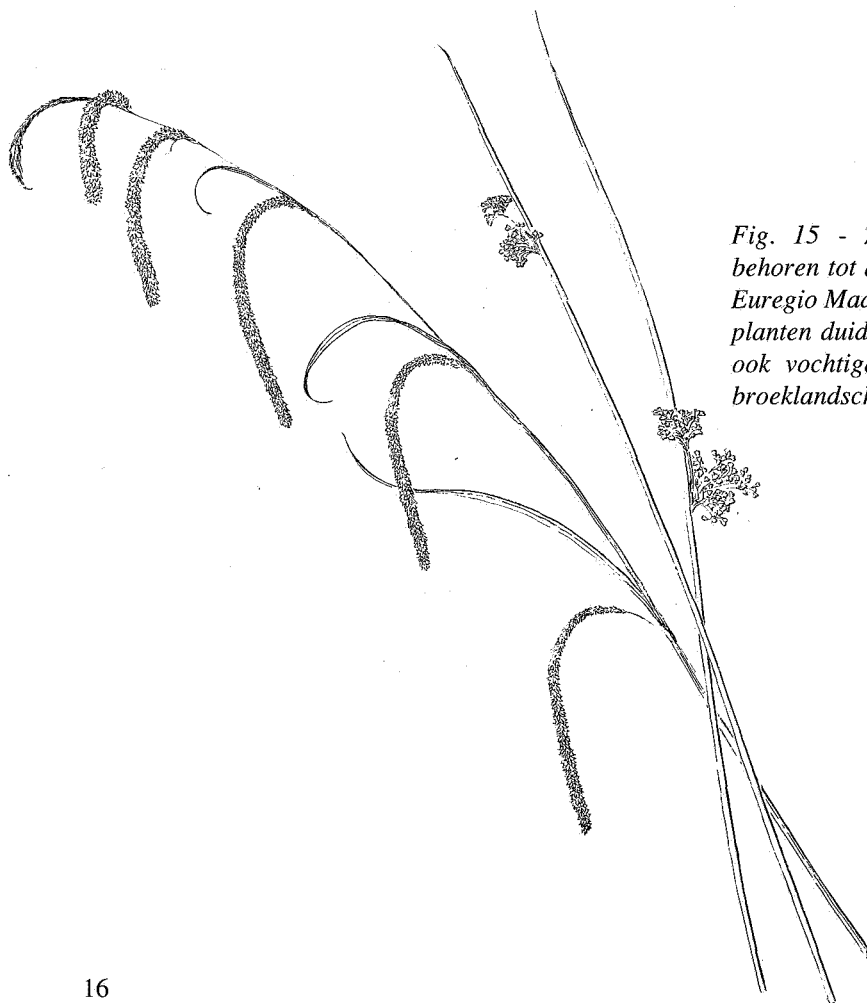


Fig. 15 - Zegge ("Carex") en Rus ("Juncus") behoren tot de karakteristieke moerasplanten in de Euregio Maas-Rijn. Het massale optreden van deze planten duidt meestal op een arme, zure en vooral ook vochtige bodem, die het veen-, moeras- en broeklandschap kenmerkt.

1.4. DE EUREGIO MAAS-RIJN EN DE INVLOED VAN DE MENS (Fig. 16-34)

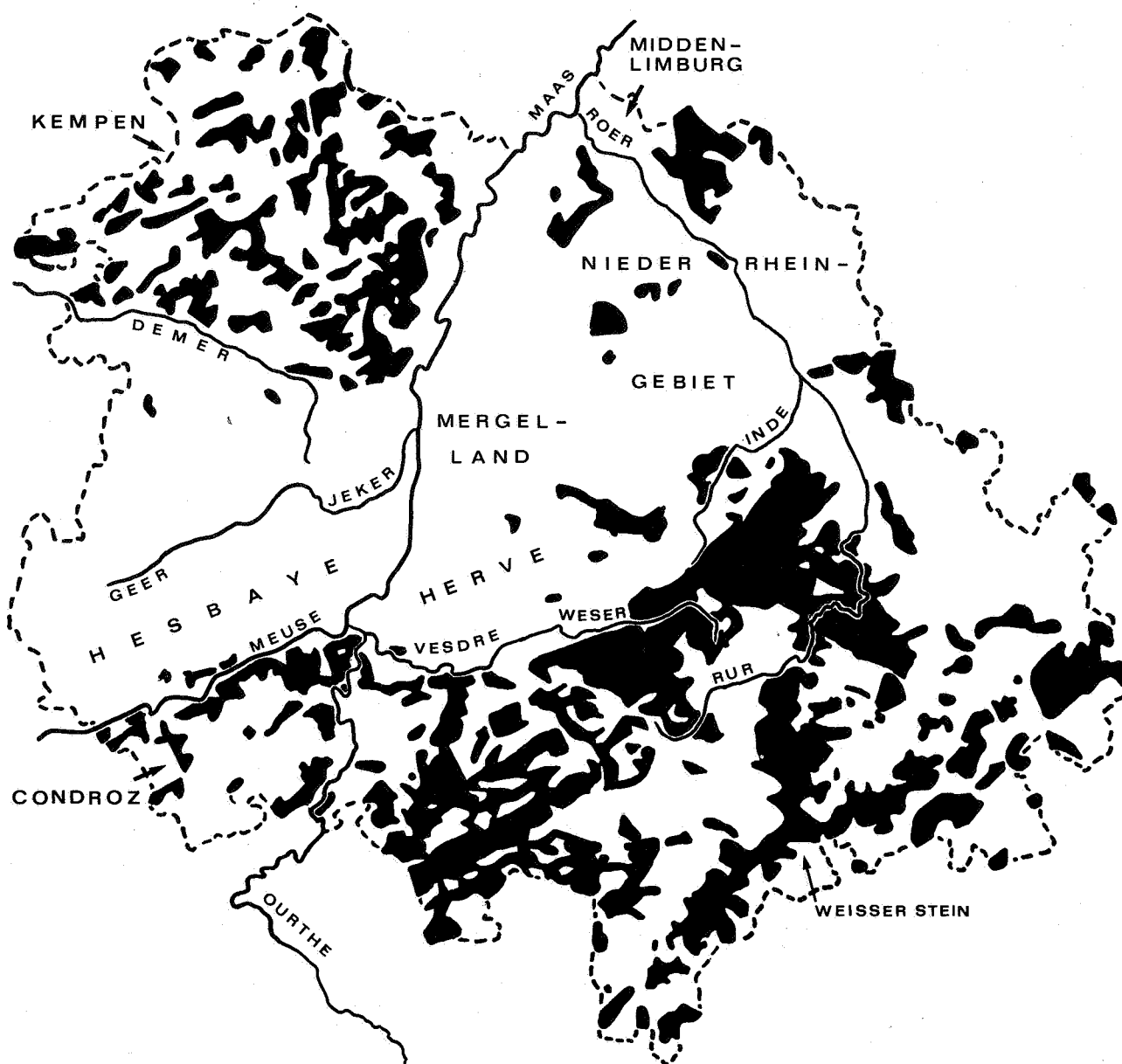


Fig. 16 - De (door de mens geplante/herplante) bosgebieden in de Euregio Maas-Rijn. Deze bevinden zich op voor landbouw ongeschikte (onvruchtbare) gronden.

Er zijn natuurlijk veel bossen te vinden, die in hun geheel door de mens zijn aangeplant. De uitgestrekte wouden van naaldbomen in de Ardennen en Eifel, ja zelfs in de Hoge Venen, zijn alle door de mens gecreëerd. Het besluit om de Hoge Venen met sparren te beplanten werd pas in 1857 genomen. En het prachtige Rurbusch zoals we dat nu kennen is het resultaat van herbeplanting in de afgelopen tweehonderd jaar, nadat het oorspronkelijke beukenwoud vanaf de vijftiende tot aan het begin van de achttiende eeuw volledig verwoest was om er houtskool van te maken voor de staalindustrie in onder andere Stolberg en in het dal van de Hoëgne.

Maar het grootste deel van de bossen in de Euregio werd door de boeren omgehakt en afgebrand om er landbouwgrond voor in de plaats te krijgen. In deze streken begon dit proces al zo'n 7000 jaar geleden (zij het nog op een zeer bescheiden schaal) met de vestiging van de boeren van de zogenaamde bandkeramiek-cultuur, zo genoemd naar de versiering van parallel lopende hoekige en gebogen lijnen op hun aardewerk. Met name in Zuid-Limburg (o.a. Elsloo, Sittard, en in de zomer van 1991 ook nog in het Janskamperveld te Geleen) heeft men de resten van hun nederzettingen teruggevonden, soms inclusief de bijbehorende leemputten (leem werd gebruikt om er de wanden van de huizen mee te bedekken en om er potten van te bakken) en grafvelden.

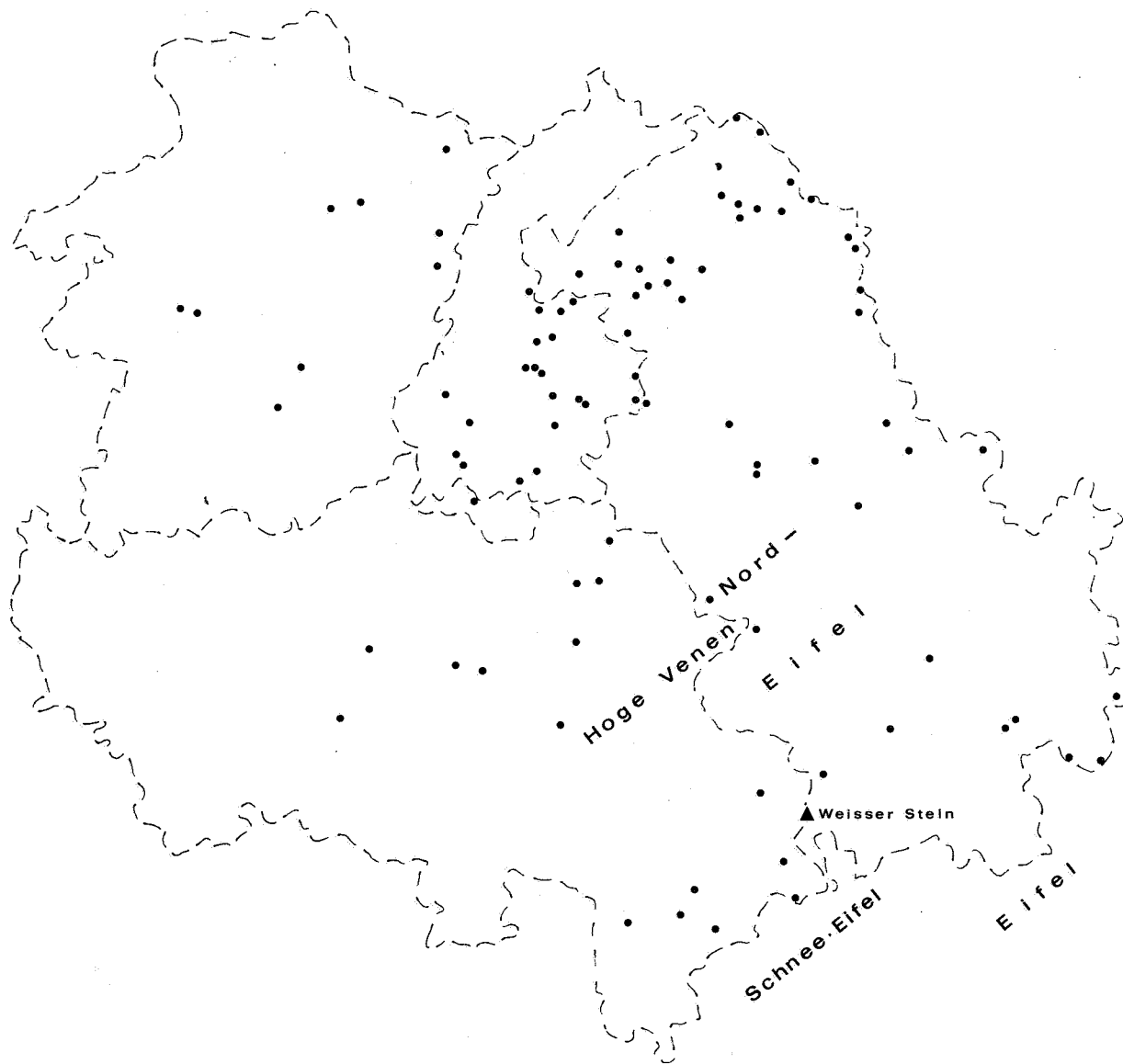


Fig. 17 - De plaatsnamen, waarin de term "sart", "Laar", "rade", "rode", "rot", "rooth" of "rooi" voorkomt in de Euregio Maas-Rijn, duiden het gebied aan, dat als "tweede keus" door de boeren gekoloniseerd werd vanaf de Karolingische tijd. De vruchtbaarste grond (geconcentreerd in de Haspengouw, de dalen van Herk en Demer, het Maasdal en het land van Herve) was al vóór de komst van de Romeinen als landbouwgrond in gebruik. Het overblijvende gebied werd uiteindelijk opnieuw bebost (zie vorige kaart).

Ongeveer duizend jaar later (tussen 3950 en 3750 v. Chr.) nam de ontbossing lokaal al zulke vormen aan, dat deze aan kleine milieuveranderingen herkenbaar werd. Zo ontdekte Sjeuf Felder, dat een kleine landslak in steeds grotere aantallen voorkomt in de schachtopvullingen van de vuursteenmijnen bij Rijckholt, naarmate deze van (relatief gezien) recenter datum zijn. Deze slak heeft een voorkeur voor het open veld, zoals we dat vandaag de dag rond boerderijen aantreffen.

Met de komst van de Romeinen begint tenslotte de grootschalige ontbossing. De groene huid van eiken- en beukenbossen, die oorspronkelijk vrijwel de hele Euregio bedekt moet hebben, wordt er nog vóór het einde van de Middeleeuwen door de mensen afgestroopt. Alleen op de moeilijk toegankelijke plaatsen (o.a. rond de Hoge Venen en langs de dalhellingen) kan het bos zich langer handhaven of soms zelfs (met hulp van de mens) herstellen.

De bossen in de Euregio werden zeker niet lukraak gekapt. Men heeft steeds bewust gezocht naar de meest vruchtbare grond om er gewassen op te verbouwen. Zo moet het voorkomen van vruchtbare klei en löss in de Haspengouw tussen Maas en Jeker en in het gebied van Herk en Demer al in de Romeinse tijd onderkend zijn,

getuige de vele resten van Romeinse villa's en boerderijen in dit gebied. Pas als de bevolkingsdruk in de Karolingische tijd verder toeneemt, worden ook de bossen in het oostelijke deel van de Euregio op grote schaal gerooid om er landbouwgebieden te creëren. Deze fase van ontbossing is vastgelegd in plaatsnamen, die op "rode", "rade", "raedt", "rath", "roth", "rooi", "laar" of "sart" endigen. Gruitrode, Kerkrade, Welkenraedt, Herzogenrath, Rothem, Kinrooi, Lanklaar en Sart zijn hier voorbeelden van.



Fig. 18 - Evenals elders in Europa zijn de vele graansoorten in de Euregio Maas-Rijn de in de loop der eeuwen via selectie verbeterde opvolgers van de zo'n 5000 v.C. al vanuit Mesopotamië en Egypte door de mens geïmporteerde granen. Het graan vormt daarom het symbool bij uitstek van de invloed van de mens op het landschap. We mogen echter niet vergeten, dat ook allerlei minder gewaardeerde diersoorten de mens naar dit gebied gevolgd hebben, zoals de Bruine Rat die de mens al vrij vroeg op zijn zwerftochten vanuit Azië vergezelde, en de Coloradokever, die in 1876 vanuit Noord-Amerika naar Europa kwam.

Van nog recenter datum zijn de plaatsnamen, waarin het begrip "haag" of "hagen" ("haie", "haye", of "faye" in het Franstalige gebied) opduikt. De boeren beschermden hun vee tegen wilde dieren (onder andere wolven; vandaar de op verschillende plaatsen in Nederland opduikende naam wolfhaag) door het planten van ondoordringbare hagen van bomen en doornstruiken. In Zuid-Limburg gebruikte men hiervoor de eik ("Quercus") en de haagbeuk ("Carpinus") in combinatie met de sleedoorn ("Prunus spinosa"), terwijl de beuk ("Fagus") veelvuldig in hagen werd gebruikt in de omgeving van de Hoge Venen. Dit herschikken van bomen en struiken in een cultuurlandschap is in Zuid-Limburg vastgelegd in plaatsnamen zoals Nieuwenhagen, Strijthagen, Winthagen, Hilleshagen, Kathagen, Wolfhagen en Wolfhaag; in Belgisch Limburg Wijshagen en Printhagen en in de provincie Luik door namen als Fays, Jalhay, Longfaye, Haie du Loup en Haie du Renard (alle vijf op de Hoge Venen), Beaufays (ten zuidoosten van Luik), Noblehaie, Hubert Fayr, Fays de José (alledrie ten westen van Herve), en Au Fayi (ten zuiden van Verviers).

Zo krijgt de Euregio heel geleidelijk een nieuw groen kleed, of beter gezegd een lappendeken, waarin de oorspronkelijke ("boreale") vegetatie en de vanuit het Nabije Oosten en het Mediterrane gebied geïmporteerde cultuurgewassen (graansoorten, erwten en linzen, maar ook bomen zoals de Tamme Kastanje en de Walnoot) keurig in velden en percelen gerangschikt worden. Tegelijkertijd kunnen allerlei vroeger tot Midden- en Zuid-Europa beperkt gebleven planten dit verstoorte milieu binnen dringen om er hun eigen ecologische nis uit te zoeken. Daartoe behoren zeldzame orchideeënsoorten, en ook het in grote delen van de Euregio onder andere langs bosranden voorkomende Vingerhoedskruid ("Digitalis").



Fig. 19 - De Pietersberg ten zuiden van Maastricht werd letterlijk in tweeën gesneden bij de aanleg van het Albertkanaal. De hier ontsloten Gulpen Kalk met vuursteenlagen helt enigszins naar het noordwesten. Dit is goed te zien aan het verloop van de vuursteenlagen, die naar rechts op de foto steeds dichter bij de (waterpas liggende) waterspiegel komen.

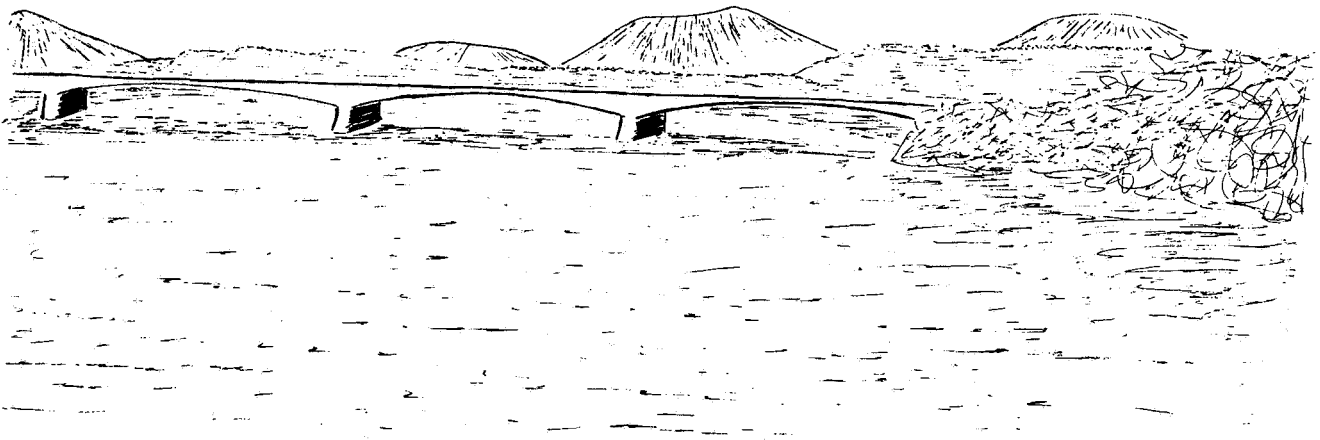


Fig. 20 - Brug over de Maas bij Cheratte (autoweg Aken-Brussel) met op de achtergrond de steenbergen van het vroegere steenkoolbekken van Luik.

Maar het zijn natuurlijk niet alleen de boeren geweest, die het landschap veranderd hebben. In het kielzog van de eerste landbouwers kwamen mannen, die hier hun "boterham" (hoe dat die er toen ook moge hebben uitgezien !) verdienden met het speuren naar en het delven van allerlei grondstoffen, het vervaardigen van gereedschappen en het verhandelen daarvan. We noemden al de neolithische mijnwerkers, die hier op grote schaal vuursteen dolven, niet alleen in Zuid-Limburg rond Rijckholt/St.-Geertruid en Valkenburg a/d Geul, maar ook bij Aken (Lousberg), in het Land van Herve en in de Haspengouw. Er moeten goede geologen en mijnningenieurs bij geweest zijn, die in staat waren steeds opnieuw de beste vuursteenlaag op te sporen en op de gunstigste (niet alleen de veiligste maar ook de meest economische) manier te ontginnen.

De winning van ertsen startte rond het begin van onze jaartelling. De Kelten en vooral de Romeinen begonnen hier een omvangrijke ertsmijnbouw, die Plinius in zijn "Naturalis historia" beschrijft. Met name zinkerts wordt gewonnen, dat "cadmea" genoemd wordt door Plinius. Cadmea wordt hier verbasterd tot "galmei", een woord dat terug te vinden is in de plaatsnaam Kelmis, en tot "calmynne" ("lapis calaminaris"), waar uit de Franse naam voor Kelmis wordt afgeleid : La Calamine. Ook bij Stolberg werd zink- en looderts gewonnen in zogenaamde "Stollen", gangen die horizontaal vanuit het dal in de helling gedreven worden. Namen als Stolberg en Bleiberg

("Plombières" in het Frans) bewijzen het belang van deze vroege mijnbouw voor het ontstaan van nieuwe bevolkingscentra in het Euregio-gebied.

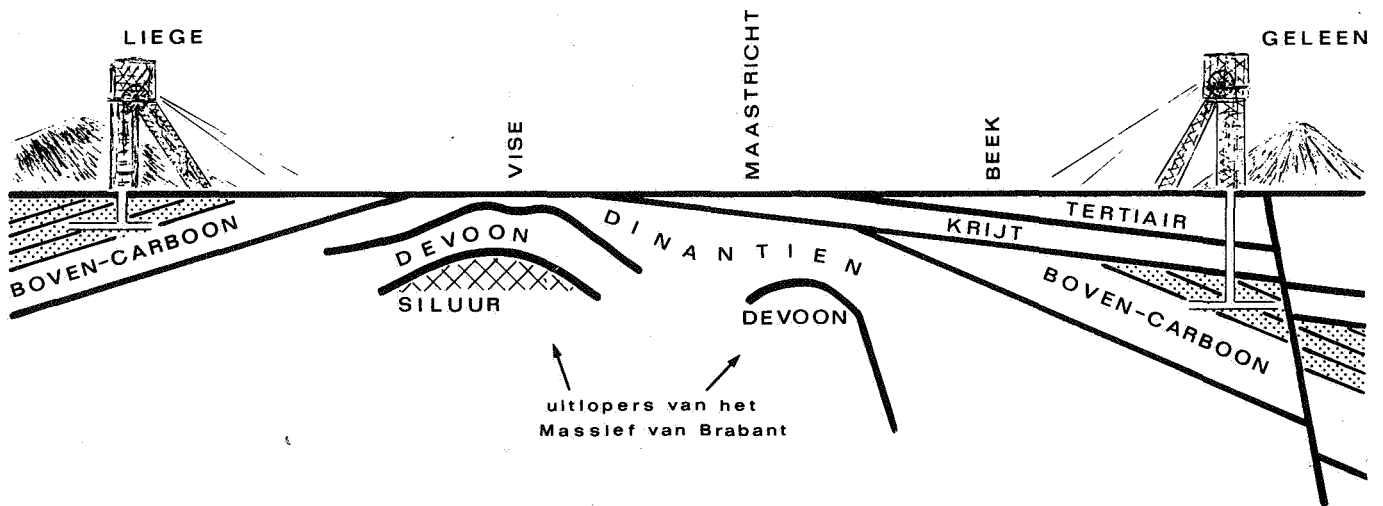


Fig. 21 - Schematische doorsnede van de ondergrond langs de Maas tussen het vroegere kolenbekken van Luik in het zuiden en het vroegere kolenbekken van Zuid-Limburg in het noorden (niet op schaal!), waaruit blijkt, dat de begrenzing van deze kolenbekkens een natuurlijke oorzaak heeft. In het gebied tussen Luik en Geleen zijn de steenkoolvoerende afzettingen uit het Boven-Carboon (gepunteerd aangeduid) door erosie verdwenen, nadat het gebied als gevolg van de Varistische gebergtevorming op het einde van het Carboon was opgeheven. In totaal moet er hier een paar duizend meter gesteente uit het Carboon door erosie zijn verdwenen. Dit geeft dus een indruk van de omvang van de opheffing van het Massief van Brabant en zijn oostelijke uitlopers in het Nederlands-Belgisch grensgebied! De sedimenten uit het Krijt dagzomen alleen in het gebied rond Maastricht, waar de grote kalkgroeven geconcentreerd zijn in zowel het Nederlandse ("Enci") als het Belgische ("CPL", "CBR") deel van de Pietersberg.

Ook de lood-zinkwinning heeft zijn eigen bijdrage geleverd aan de groene plekken in de lappendeken op de Euregio. De met zink, lood en cadmium vervuilde grond vormt een uitstekende voedingsbodem voor een hele speciale flora, de zogenaamde "zinkflora", waarvan het Zinkviooltje ("Viola calaminaria") de meest bekende vertegenwoordiger is. In de vorige eeuw, toen de zinkwinning langs de Geul (Kelmis, Bleiberg, Moresnet) zijn hoogtepunt bereikte, was de bodem van het Geuldal zozeer verontreinigd, dat het Zinkviooltje tot voorbij Gulpen te vinden was. Met het stopzetten van deze mijnbouw is de verontreiniging mede als gevolg van uitloging van de bodem zover teruggelopen, dat de zinkflora thans vrijwel beperkt is tot het Belgische deel van het Geuldal. En er zijn zelfs stemmen opgegaan om de laatste restanten van de zinkflora bij Epen kunstmatig in stand te houden door de grond zonnig met zink te bemesten!

Ook elders in de Euregio Maas-Rijn is het voorkomen van de zinkflora steeds verbonden aan hoge concentraties zware metalen in de bodem als gevolg van vroegere ertswinning, onder andere bij Maubach en Breitenbenden in de Nord-Eifel.

De invloed van de mens op het landschap heeft zich uiteindelijk niet beperkt tot de groene huid van dit gebied. De grindwinning langs de Maas heeft grote waterplassen geschapen in de buurt van Eijsden, Maasmechelen, Maaseik, Maasbracht en Roermond. Zelfs het reliëf wordt soms grondig gewijzigd. Om het Albertkanaal te kunnen aanleggen werd de Pietersberg ten zuiden van Maastricht letterlijk in tweeën gesneden door een kunstmatige kloof van 50 à 60 m diepte. Overal in het landschap vinden we de steenbergen van de veelal al stilgelegde steenkoolmijnbouw als uitgedoofde vulkanen: rond Luik, bij Aken, bij Schaesberg (ten oosten van Heerlen), bij Eijsden, Zwartberg en Waterschei, en in het noorden van de Euregio bij Erkelenz. Maar al die bergen vallen in het niet als we via de autoweg van Aken naar Mönchengladbach rijden en plotseling geconfronteerd worden met de 200 m hoge en bijna 4 km brede "Sophienhöhe", die hier naast de bruinkoolgroeve "Hambach" is opgeworpen sinds 1978. De ongeveer 3 km brede en 5 km lange groeve zal tegen het jaar 2000 zijn diepste punt bereiken: 470 m onder maaiveld, oftewel 375 m onder het zeeniveau! Het hoogteverschil tussen dit diepste punt en de top van de Sophienhöhe is groter dan dat tussen Roermond in het uiterste noorden van de Euregio en Botrange op de Hoge Venen!

Overigens is de Sophienhöhe vrij toegankelijk vanuit Hambach, Stetternich of Güsten, en kan men vanaf het op 260 m boven zeeniveau gelegen uitzichtpunt "Gipfelkreuz" een goede indruk krijgen van de enorme omvang van

deze groeve, waarin de tot 96 m hoge en 225 m lange graafmachines tot speelgoedafmetingen ineen lijken te schrompelen. Met helder weer zien we ook de geelgrijze deklagen van leem, zand, grind en klei, waaronder de donkerbruine bruinkoollagen zichtbaar worden. De breuken in de ondergrond worden hier zichtbaar gemaakt door het horizontaal en verticaal verspringen van het contact tussen de lichtgekleurde deklagen en de donkere bruinkool. Nergens anders in de Euregio kan men zo'n groot stuk van de onderkant van de Euregio bewonderen. En mocht men meer willen weten over het ontstaan van bruinkool, over de geologische geschiedenis van dit gebied of over de prehistorische en archeologische vondsten die hier in de loop van de tijd gedaan zijn, dan is het de moeite waard om een bezoek te brengen aan "Schloss Paffendorf" ten noordwesten van Bergheim (ten westen van Keulen).



Fig. 22-23 - De steenberg van de voormalige steenkoolmijn te Zwartberg is nog maar gedeeltelijk begroeid en duidelijk aan erosie onderhevig, dit in tegenstelling tot de hieronder afgebeelde dubbele steenberg (de Belgen spreken van "terril") van de voormalige steenkoolmijn André Dumont te Waterschei.

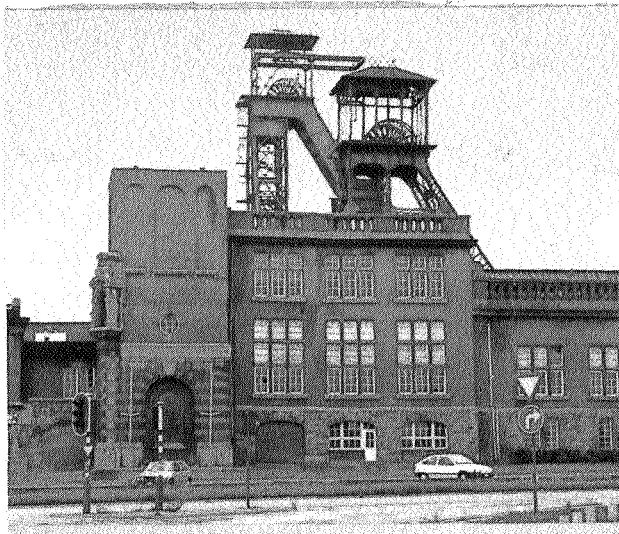


Fig. 24 - Schachten van de voormalige steenkoolmijn te Winterslag. Deze oudste mijn van het kolenbekken van de Kempen stamt uit 1918.



Fig. 25 - Schachten van de voormalige steenkoolmijn "André Dumont" te Waterschei (uit 1924). Deze mijn draagt de naam van de ontdekker van de steenkool in de Kempen, André Dumont, die in 1901 bij As de eerste steenkoollaag aantrof op 541 m onder het aardoppervlak.



Fig. 26 - Steenbergen in het kolenbekken van Aken, gezien vanaf het industrieterrein "De Beitel" te Heerlen. Links de steenberg van de mijn "Adolf" bij Merkstein, rechts de steenbergen van de mijnen "Nordstern" en "Anna" bij Alsdorf.

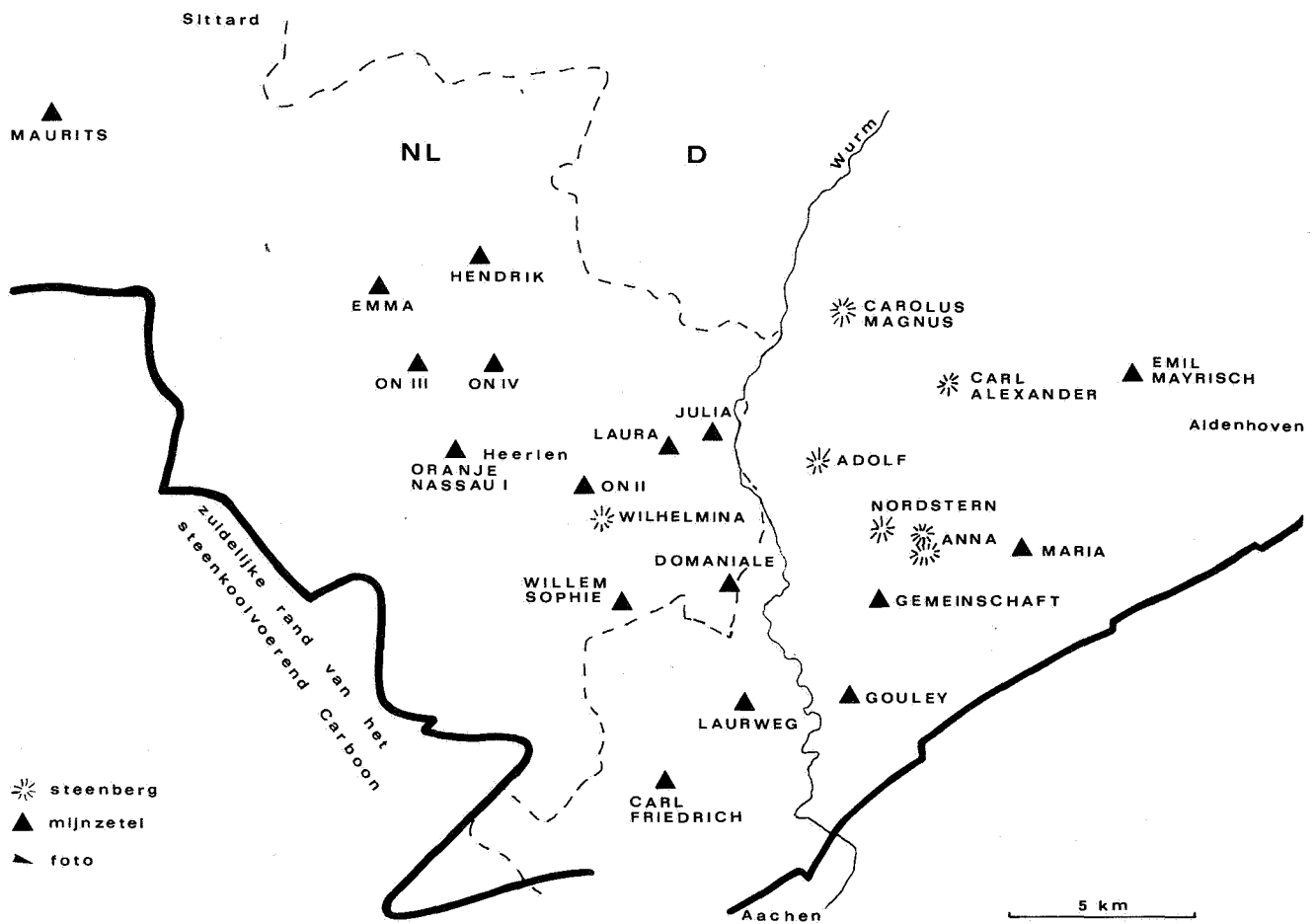


Fig. 27 - Overzicht van de belangrijkste (voormalige) mijnzetels in de kolenbekkens van Zuid-Limburg en Aken. In een aantal gevallen is de locatie aangeduid van landschapsbepalende steenberg in plaats van de er vlakbij gelegen mijnzetel. De zuidelijke begrenzing van de steenkolenbekkens heeft een natuurlijke oorzaak. Ten zuiden van de vetgetrokken lijn ontbreekt namelijk het steenkoolvoerend gesteente uit het Boven-Carboon. Tussen Aken en Aldenhoven wordt deze grens gevormd door een grote breuk in de aardkorst, de "Aachener Ueberschiebung".



Fig. 28 - De grootste en hoogste steenberg van de Euregio Maas-Rijn is de Sophiënhöhe van de bruinkoolgroeve "Tagebau Hambach" tussen Jülich en Bergheim: 200 m hoog boven het landschap uitstekend en ongeveer 5 km breed.

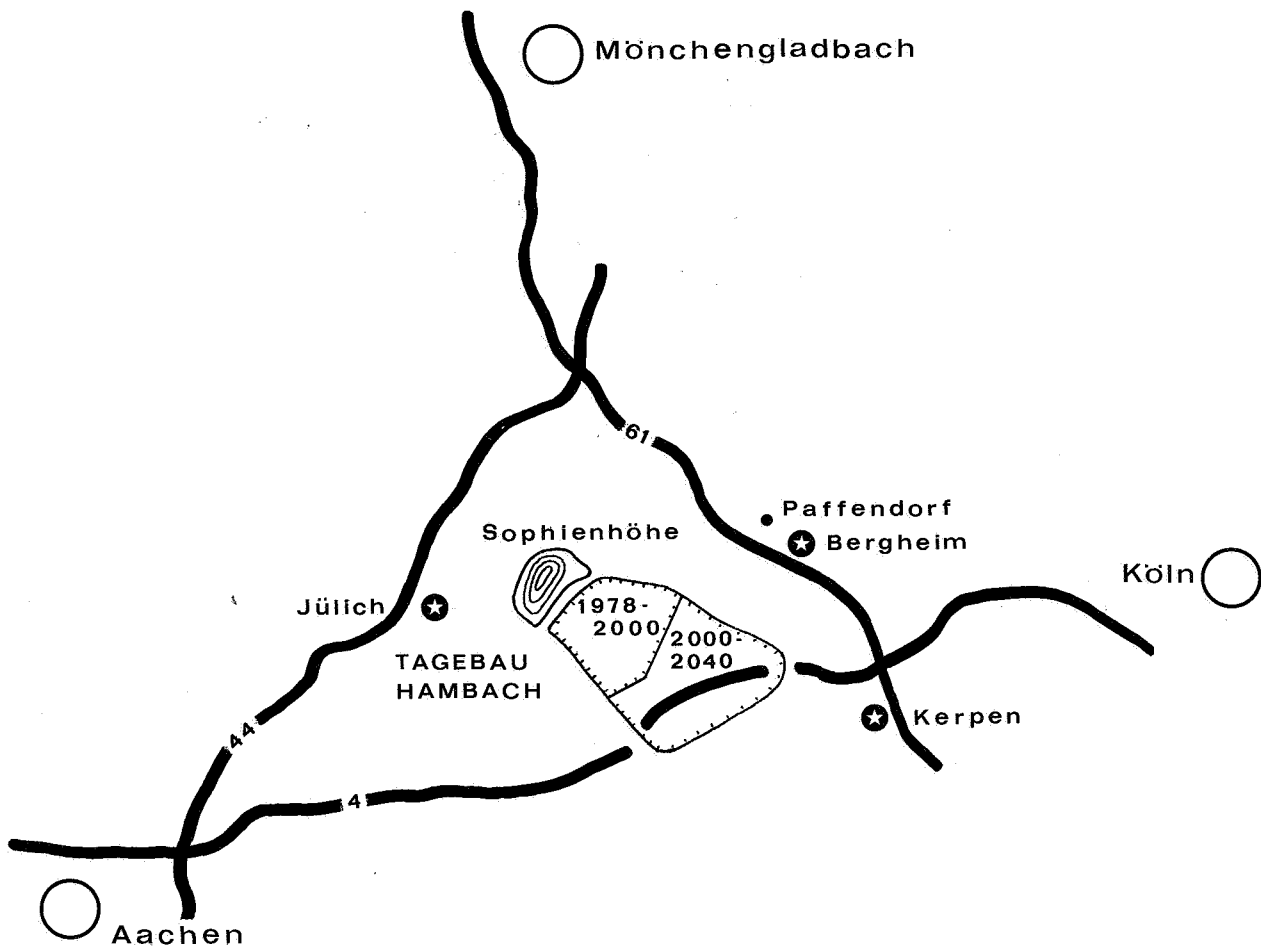


Fig. 29 - Ligging van de bruinkoolgroeve "Tagebau Hambach" in de driehoek Aken-Keulen-Mönchengladbach. Om dit project te kunnen realiseren moest ondermeer de weg tussen Jülich en Bergheim worden omgelegd. Ook de Autobahn A4 tussen Aken en Keulen zal hiervoor gedeeltelijk moeten wijken.



Fig. 30 - Eén van de gigantische baggermachines, waarmee de bruinkool gewonnen wordt (hier bij Bedburg ten noorden van Paffendorf). Op de achtergrond een van de vele electriciteitscentrales in dit gebied die geheel op bruinkool draaien.

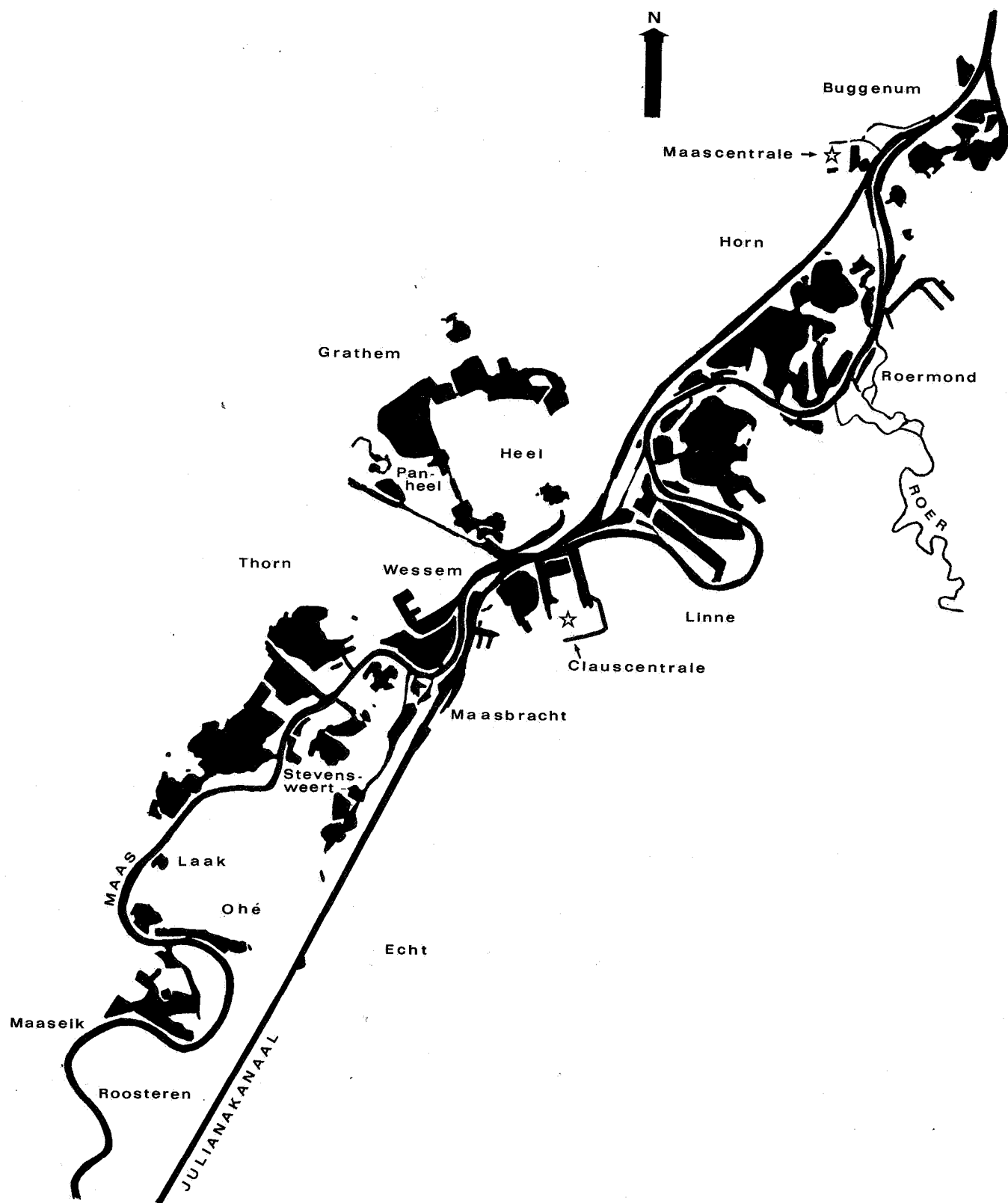


Fig. 31 - De grindplassen langs de Maas tussen Maaseik en Roermond vormen de stille getuigen van de enorme omvang van de grindwinning in dit gebied.

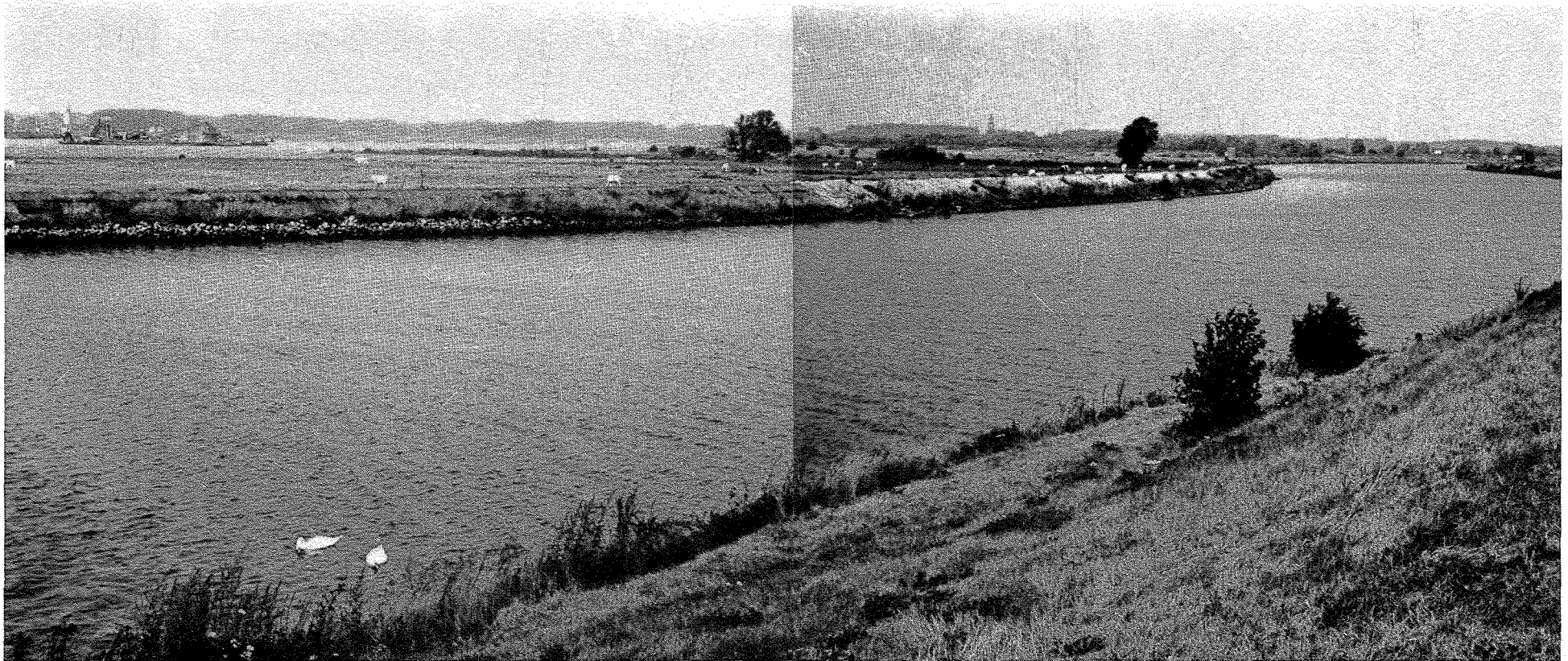


Fig. 32 - Grindwinning bij Stevensweert. Op de voorgrond de Maas met links daarachter een van de vele grindplassen met in het midden een baggerschuit. De plassen zijn niet alleen erg in trek bij de duizenden liefhebbers van de watersport, maar ook bij allerlei soorten watervogels, die hier inmiddels ingeburgerd zijn.

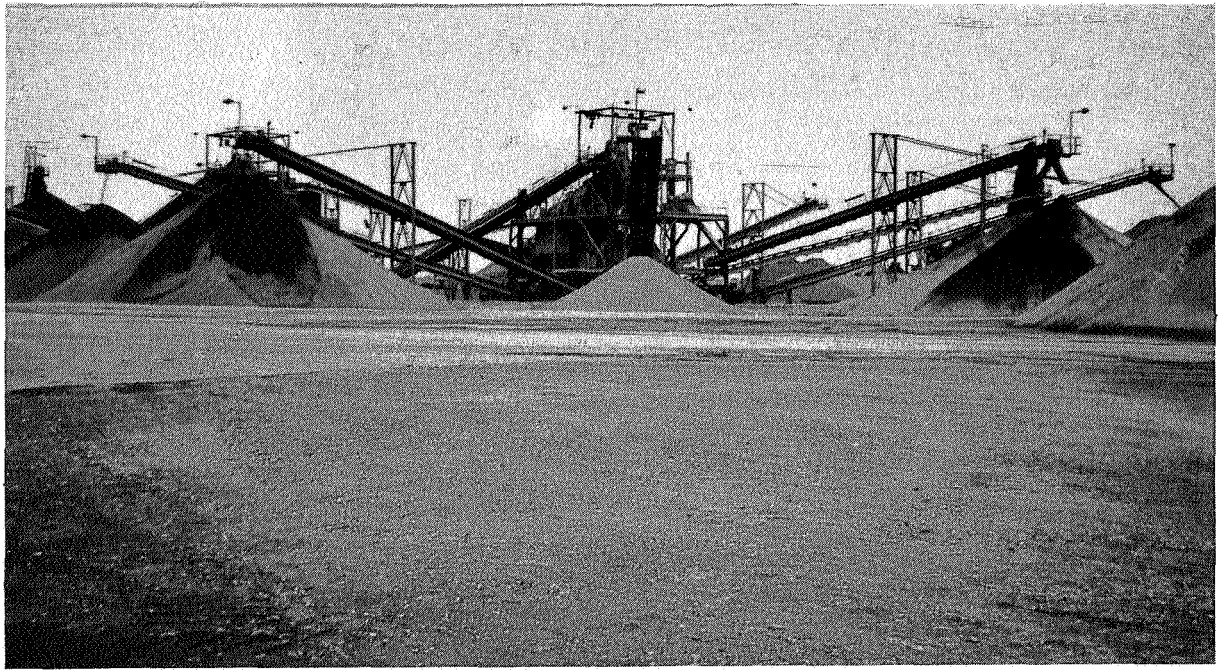


Fig. 33 - Kiezelgroeve "Bichterweerd" bij Rotem. Via een gigantisch spinneweb van zeefinstallaties en lopende banden wordt het grind hier op korrelgrootte gesorteerd.

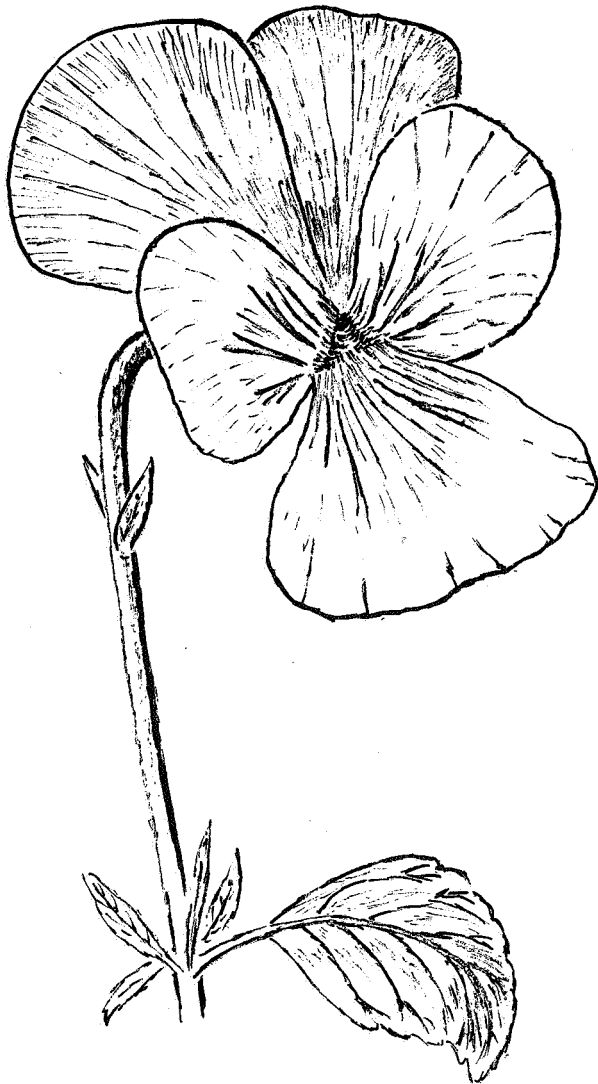


Fig. 34 - Zinkviooltje ("Viola calaminaria"): een bijzondere verschijning, die bescherming verdient; of een onheilsbode, die erop wijst, dat de bodem ter plekke gesaneerd moet worden vanwege extreem hoge lood-, zink- en cadmiumconcentraties? Overigens betekent overschrijding van de als veilig beschouwde maximaal toelaatbare concentraties zware metalen in de bodem niet automatisch, dat er dan een acuut gevaar voor de volksgezondheid bestaat. Zo is de hoeveelheid zware metalen in de bodem van het Geuldal op een aantal plaatsen véél en véél hoger dan de gestelde grenswaarden. Maar het loodgehalte in het bloed van de kinderen, die daar wonen en spelen, is niet hoger dan dat van kinderen, die elders wonen. De alarmerende berichten, die soms in de pers opduiken over het gevaar van kamperen in sommige delen van het Geuldal, blijken dan ook schromelijk overdreven.

2. DE ONDERKANT VAN DE EUREGIO : GATEN IN DE LAPPENDEKEN

Met deze eerste blik op de onderkant van de Euregio willen we onze indrukken van haar oppervlakte afsluiten. Want overal om ons heen vinden we gaten in de lappendeken van heide, bos, akkers, wegen, beken en rivieren, dorpen en steden, die de Euregio als een tweede huid bedekt. Heel veel gaten zijn door de mens gemaakt: zand-, grind-, kalk- en steengroeven, onderaardse gangenstelsels in de kalklagen van Zuid-Limburg en de Haspengouw, de gangen en schachten van steenkoolmijnen, bouwputten voor huizen en wegen, grondboringen voor water, etc. Maar sommige gaten ("ontsluitingen" zegt de geoloog) heeft de Natuur zelf gecreëerd : de rotsen en sedimenten die in een dalwand zichtbaar worden door de erosie van een beek of rivier ; of het zand en de stenen, die een konijn of mol uit de bodem omhoog hebben gewerkt.

Die eerste "geologen" uit het Neolithicum konden uitsluitend afgaan op deze natuurlijke ontsluitingen bij hun speurtocht naar vuursteenlagen. Vervolgens bleken ze voldoende inzicht te hebben om aan de hand van deze gegevens het verloop van een vuursteenlaag tot op 20 m diepte (de maximale diepte van de mijnschachten bij Rijckholt/St.-Geertruid zo'n 5000 jaar geleden !) te kunnen bepalen. Dat vereist een driedimensionaal inzicht. Hoe zei Jos Bouckaert, Inspecteur-Generaal van de Belgische Geologische Dienst, dat ook alweer een aantal jaren geleden ? "Een geoloog is iemand, die een rotsblok vindt aan de voet van een boom en dan in staat is te vertellen hoe de ondergrond er daar tot op grote diepte uitziet, of hoe de geologische ontwikkeling die omgeving moet zijn verlopen".

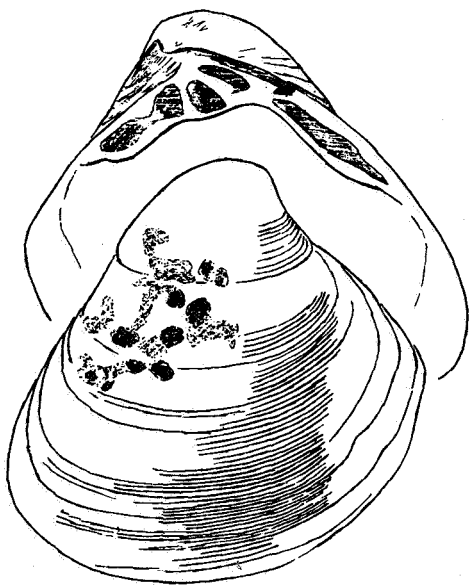
De technische prestatie van deze mijnwerkers werd overigens al zo'n 1000-1500 jaar eerder op zijn minst geëvenaard door de boeren uit de periode van de "Bandkeramiek", die rond 5300 v.C. bij Kückhoven (ten zuidoosten van Erkelenz in het noorden van de Euregio Maas-Rijn) een 15 m diepe waterput groeven, die ze vervolgens bekleedden met 3 m lange eikenhouten balken, die ze netjes met "zwaluwstaartverbindingen" aan elkaar vastmaakten. Het is vooralsnog een raadsel, hoe deze mensen de aanwezigheid van grondwater op een dergelijke diepte konden herkennen of vermoeden. Maar misschien beschikte men toen over ervaren wichelroedelopers in plaats van over geologen ?

In onze moderne tijd maken we echter dankbaar gebruik van de extra informatie uit de kunstmatige gaten (groeven, mijnen, putten, boringen, etc..) in de oppervlakte. We doen dat allereerst om een ruwe indruk te krijgen van de samenhang tussen het reliëf van het landschap en de geologische opbouw van de ondergrond. Helemaal in het begin hebben we gezien hoe het landschap van de Euregio in plateaus kan worden opgesplitst, die van het noorden naar het zuiden op een steeds hoger niveau liggen.

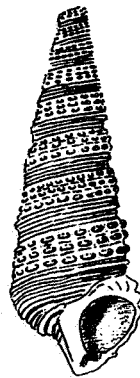
2.1. TERTIAIR AND KWARTAIR (Fig. 35-41)

In de laagst gelegen gebieden (ruwweg gemarkeerd door de 100 m NAP hoogtelijn) van de Kempen, het land van Herk en Demer (tussen Genk en Tongeren), Midden-Limburg (tussen Sittard en Roermond) en het Niederrheingebied (met uitzondering van de omgeving van Aken) vinden we een naar het noorden snel in dikte toenemend pakket sedimenten uit het Cenozoïcum (dit tijdvak omvat zowel het Tertiair als het Kwartaair), dat ongeveer 65 miljoen jaar geleden begon. Met uitzondering van de allervroegste Tertiair-afzettingen ("Dano-Montien") bestaan deze in hoofdzaak uit zand, grind en klei met wat bruinkool- en veenlagen. Om ons een idee te vormen van de aard van deze sedimenten kunnen we in het Niederrheingebied bijvoorbeeld de bruinkoolgroeven bekijken (onder andere de reeds genoemde Tagebau Hambach tussen Jülich en Bergheim, of de Tagebau Fortuna bij Paffendorf met eveneens een vrij toegankelijk uitzichtpunt ; voor een bezoek aan de bruinkoolgroeven zelf moet in het algemeen lang van tevoren een verzoek worden ingediend).

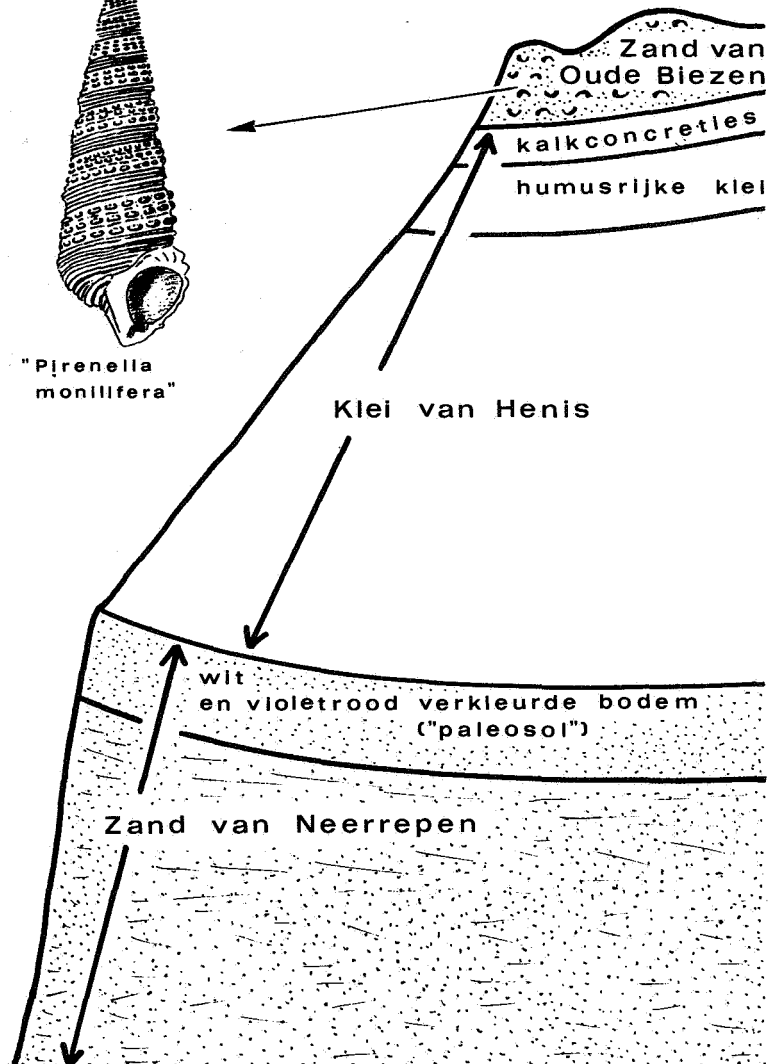
De soms tientallen meters diepe grindgaten aan beide zijden van de Maas tussen Maaseik en Roermond illustreren niet alleen de dikte maar ook de economische betekenis van deze jonge (bijna één miljoen jaar oude) afzettingen uit het Vroeg-Pleistoceen. Aanmerkelijk dunnere zand- en grindlagen uit het Pleistoceen worden ontgonnen in groeven bij Genk, Opgrimbie, Zutendaal en Peer. Ze bedekken afzettingen uit het Tertiair, die verder naar het zuiden dagzomen in het gebied van Herk en Demer (onder andere bij Kleine Spouwen, Oude Biezen en Henis). Ook in het noordoosten van Zuid-Limburg komen zand en grind uit het Tertiair aan de oppervlakte : Mioceen zilverzand bij Heerlerheide, Mioceen grind (kiezeloëliet formatie of Waubach grind) op de Brunssummer Heide. Zelfs bruinkool (van dezelfde ouderdom als in Hambach : Mioceen) heeft men gewonnen rond Brunssum, Heerlerheide en Eygelshoven (tussen 1917 en 1960).



"Corbicula semistriata"
met gaten van boorsponzen



"Pirenella
monillifera"



**ONDER-OLIGOCEEN
HENIS**



Fig. 35-36 - In de verlaten zand- en kleigroeve te Henis (ten noorden van Tongeren) dagzomen afzettingen uit het Onder-Oligoceen ("Formatie van Tongeren"). De oudste hier zichtbare sedimenten worden gevormd door het mariene, fijnkorrelige grijsgroene Zand van Neerrepen, dat aan de top wit en violetrood verkleurd is als gevolg van een tijdelijk terugtrekken van de zee, waardoor in een warm-vochtig klimaat een "bodem" kon ontstaan, waarbij regenwater de bovenste 50-80 cm helemaal uitloogde. Een dergelijke fossiele "bodem" noemen we een "paleosol" (letterlijk: "oude bodem").

Daarbovenop ligt de donkergrijze Klei van Henis, die in een lagunair, brakwatermilieu werd afgezet. Het hoge humusgehalte in het bovenste deel van deze klei (zichtbaar door de bruinzwarte kleur) duidt op een "verlanden" van de lagune in de nabije omgeving, waar het (buiten de groeve) zelfs tot veenvorming kwam (veen later omgezet in bruinkool). De enigszins zandige en grijswit verbleekte top van de Klei van Henis bevat centimetergrote kalkconcreties, die eveneens het gevolg zijn van bodemvorming als gevolg van een hernieuwd tijdelijk droogvallen van dit gebied.

Helemaal bovenin de groeve vinden we nog een restant van het mariene Zand van Oude Biezen met een enorme hoeveelheid fossiele schelpen en slakken, die soms door boorsponzen zijn aangetast.

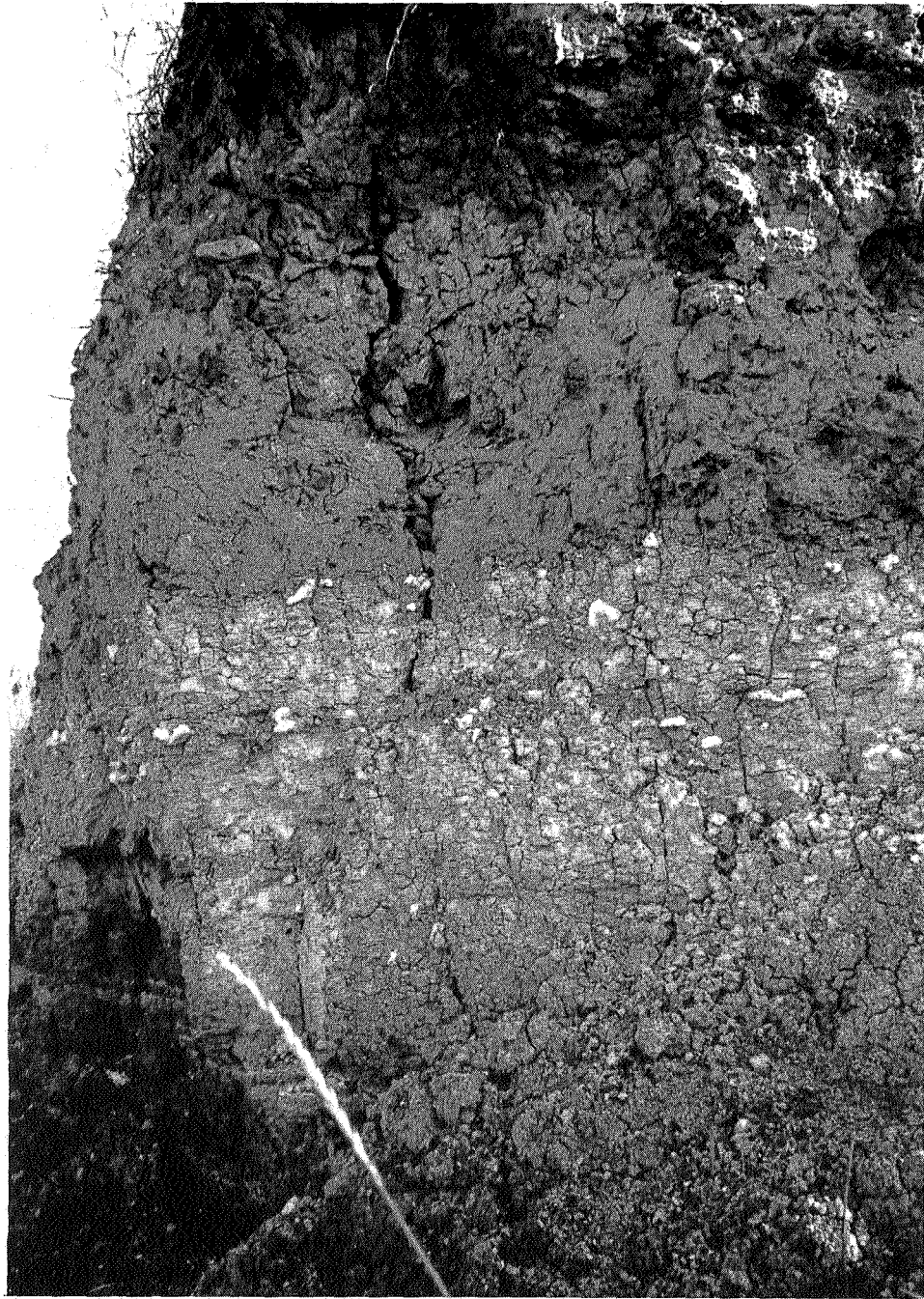


Fig. 37 - Detail van de sedimenten uit het Tertiair (Onder-Oligoceen) van de verlaten groeve te Henis bij Tongeren. De grijze laag aan de top wordt gevormd door het schelpenrijke, mariene "Zand van Oude Biezen". Daaronder is een witgrijze bodem of "paleosol" met 1-2 cm grote kalkconcreties, die op een tijdelijk droogvallen van deze omgeving wijst. Aan de basis (linksonder op de foto) is de donkere, humusrijke top van de "Klei van Henis" te zien, die in een brakwatermilieu werd afgezet.



Fig. 38-39 - Twee impressies van de bruinkoolgroeve bij Lamersdorf (Eschweiler). De dikke bruinkoollagen (onderste foto) worden met behulp van enorme, tot 60 m hoge baggermachines (foto boven) gewonnen. Het transport van de bruinkool naar de naast de groeve gelegen electriciteitscentrale (onmiddellijk ten noorden van de afslag Eschweiler/Weisweiler langs de autobaan Aachen-Köln) gaat over een kilometers lang traject van lopende banden.



Uiteraard bestaat er hier een nauwe relatie tussen de met bos bedekte gebieden en de aard van de ondergrond. Zo komen de bossen in Belgisch Limburg vrijwel uitsluitend voor op de onvruchtbare bodems van "fluviatiele" (door de Maas en de Rijn aangevoerde), grofkorrelige zand- en grindafzettingen uit het Pleistoceen op het Plateau van de Kempen en uit het jongere Tertiair (Mioceen-Plioceen) langs de randen van dit plateau (met name de noordelijke zijdalen van de Demer).

Ook de Brunsummer Heide in het noordoosten van Zuid-Limburg en het aangrenzende Duitse gebied is op soortgelijke zand- en grindafzettingen uit het jongste Tertiair (Plioceen) gesitueerd. De bossen ontbreken op de soms kalkrijke "mariene" (in zee gevormde) zand- en kleiafzettingen uit het oudere Tertiair (Paleoceen-Oligoceen) in het land van Herk en Demer. Deze vruchtbare gronden zijn van oudsher voor de landbouw gebruikt, hetgeen niet alleen blijkt uit de talloze resten van Romeinse villa's, maar ook uit de overblijfselen van de een paar duizend jaar oudere periode van de Bandkeramiek.



Fig. 40 - Zilverzandgroeve "Beaujean" tussen de Schelsberg en de Heksenberg. Onder een dunne laag löss uit het late Pleistoceen (op de foto te zien als een grijszwarte band onmiddellijk onder de oppervlakte) vinden we hier het geelgroen zand van de "Formatie van Vrijherenberg", met aan de basis daarvan een ongeveer 1 m dikke bruinkoollaag (bruinkoollaag "Morken"), die het vrijwel zuivere (witte tot witgrijze) kwartzand van de "Formatie van Heksenberg" bedekt. Dit zilverzand wordt gebruikt ten behoeve van de glasindustrie. Zowel de Formatie van Heksenberg als die van Vrijherenberg stammen uit het Midden-Tertiair (Midden-Mioceen). De bruinkoollaag "Morken" is iets verder naar het noordoosten (Heerlerheide, Brunssum) in de crisisjaren ontgonnen.

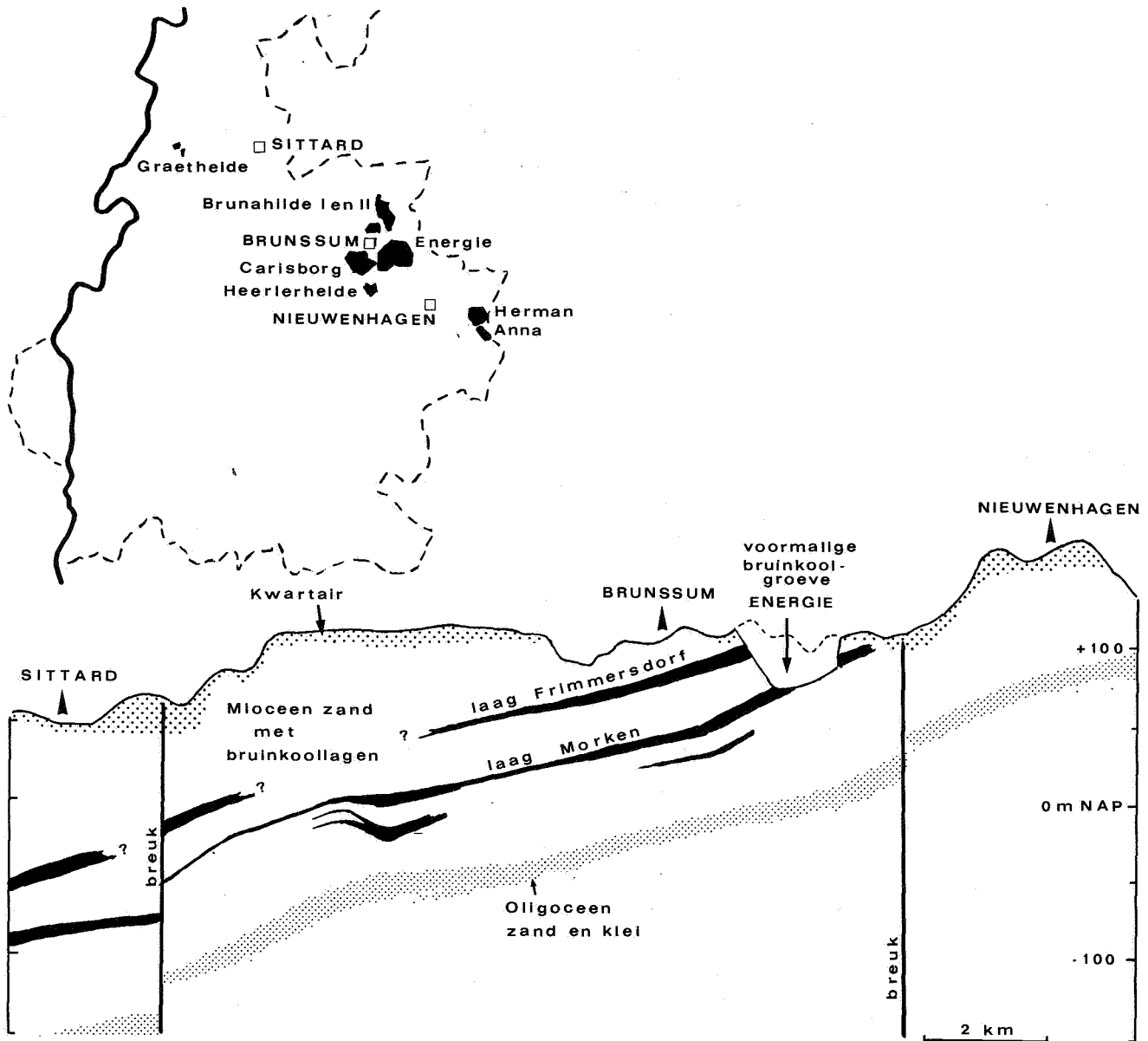


Fig. 41 - Voorkomen van (maximaal 10 m dikke) bruinkoollagen in het Mioceen van Zuid-Limburg. Met name in de crisisjaren vlak na de eerste (1918-1920) en tweede (1946-1947) wereldoorlog werden deze hier actief ontgonnen. De laatste groeve (Anna) sloot in 1960. De ongunstige verhouding tussen de dikte van de deklagen (die verwijderd moeten worden alvorens de bruinkool te winnen) en de bruinkoollagen maakt toekomstige winning alleen mogelijk in crisistijden.

2.2. KRIJJT (Fig 42-75)

Verder naar het zuiden treffen we de Krijtlagen aan (in de volksmond vaak "mergel" genoemd), al dan niet onder een relatief dunne bedekking van zand, grind en löss uit het Tertiair en Kwartair. De kalkrijke en aan de basis vaak ook kleirijke lagen vormen de vruchtbaarste gronden in de Euregio

Maas-Rijn. Het is dan ook niet te verwonderen, dat hier al vroeg in de geschiedenis landbouw bedreven werd. De Krijtafzettingen vinden we langs de noordrand van Haspengouw, in Zuid-Limburg ten zuiden van de lijn Valkenburg a/d Geul-Heerlen, in het gebied rond Aken, en in het noordelijke deel van het Plateau van Herve.

De oudste Krijtafzettingen (Klei van Hergenrath en Akens Zand) komen voornamelijk in de buurt van Aken (o.a. Lousberg) en in het land van Herve aan de oppervlakte. De meeste ontsluitingen zijn echter van slechte kwaliteit. Een uitzondering vormt de zandgroeve Käskorb te Kelmis, waar niet allen schitterende sedimentstructuren in het Akens Zand te zien zijn, maar waar ook verkiezeld hout te vinden is, variërend van centimeter kleine fragmenten tot meterslange boomstammen die sterk aangetast zijn door boormosselen, een bewijs voor het mariene karakter van deze zanden.

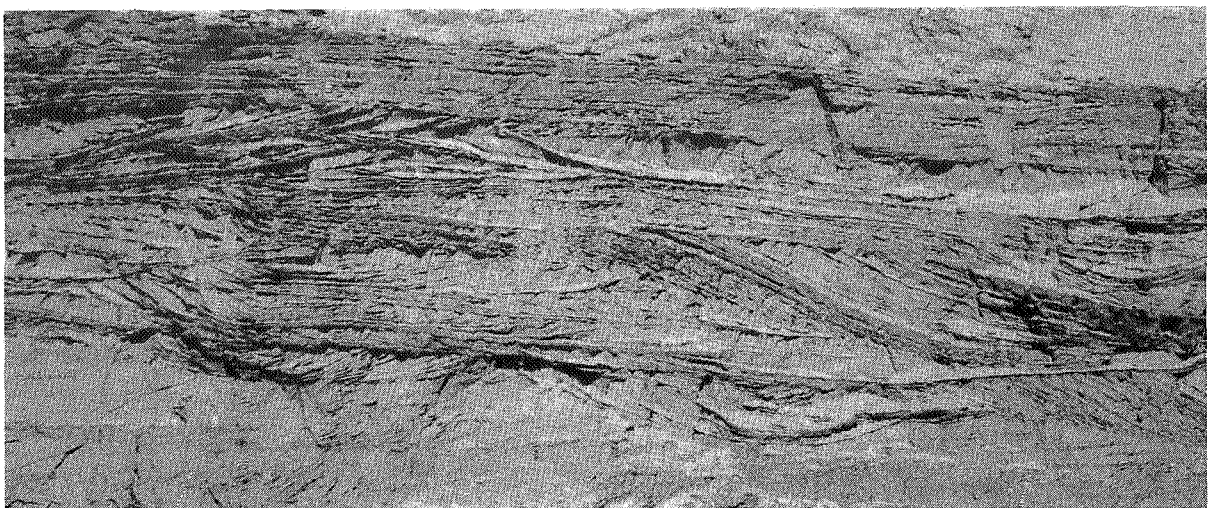


Fig. 42-43 - Akens Zand (Boven-Krijt, Santonien) in de groeve "Käskorb" te Kelmis. In deze witgeelgekleurde mariene afzettingen komen regelmatig lenzen voor van verkiezeld zand met daarin eveneens verkiezelde houtresten, die indertijd door boormosselen zijn aangetast (zichtbaar als met limoniet of ijzeroer opgevulde gaten). De sedimentaire structuren duiden op een "estuarium" met zich snel verplaatsende getijdegeulen, dat vergelijkbaar was met bijvoorbeeld de huidige Westerschelde.

De afzettingen van Vaals (fijn zand en silt) kunnen we met een beetje geluk nog zien onder het oude kerkhof aan de rondweg bij Vaals, en verder langs de bosrand bij kasteel Obsinnich ten oosten van Teuven. De grens tussen deze sedimenten en de erop liggende Gulpen Kalk (die aan de basis uit het fijnkorrelige "schrijfkrijt" of "witte krijt" van Zeven Wegen bestaat) is alleen zichtbaar in een paar onooglijke ontsluitingen bij het spoorviaduct van Halembaye (ten zuiden van Maastricht ; gemeente Haccourt) en in het bos ten noorden van kasteel Obsinnich (op de hoek van de eerste weg rechts voorbij de bosrand).

De Gulpen Kalk met zijn naar boven toe steeds frequenter optredende vuursteenbanken is met name ten zuiden van Maastricht goed ontsloten bij de Sluis van Lanaye (Ternaaien) bij het Albertkanaal, alsmede in de deels al verlaten groeven bij Halembaye/Haccourt. Maar de oudste door de mens gemaakte ontsluitingen vormen de ongeveer vijfduizend jaar geleden gemaakte vuursteenmijnen in het Savelsbos ten zuidoosten van Rijckholt, waarin de vuursteenknollen gedolven werden van laag 10 van de Lanaye Kalk. Onder de deskundige en bezielende leiding van de gebroeders Sjeuf en Werner Felder werd een groot aantal van deze mijnen tussen 1964 en 1972 weer uitgegraven. Deze zijn thans op aanvraag (via Staatsbosbeheer) voor het publiek toegankelijk.

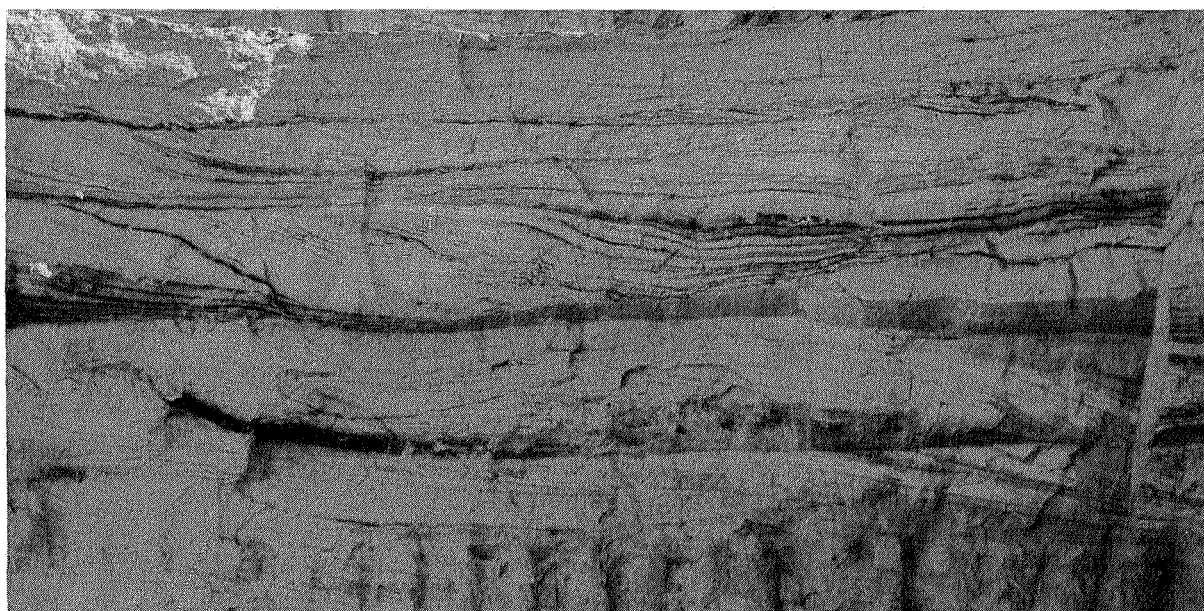
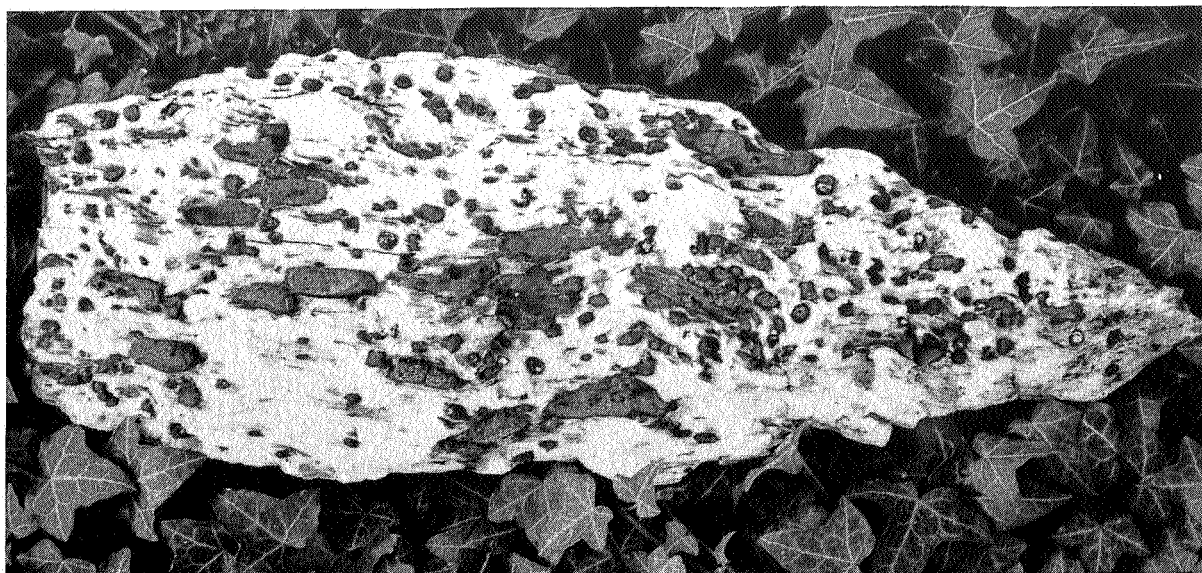


Fig. 44-45 - Verkiezeld hout met daarin met "limoniet" (ijzeroer) opgevulde boorgaten van boormosselen uit het Aken Zand van de groeve "Käskorb" te Kelmis. Vrijwel al het drijfhout in het Akens Zand van deze groeve is door boormosselen aangetast. Hieronder nog een detail van het steeds wisselende patroon van sedimentaire structuren in deze afzettingen.

Ook de jongste Krijtafzettingen (de Maastricht Kalk) kunnen we in een aantal grote groeven waarnemen, met name in de ENCI ten zuiden van Maastricht (de "type-lokaliteit" van het Maastrichtien) en in de Nekami bij 't Rooth langs de westflank van het Plateau van Margraten. Vooral deze laatste groeve is erg in trek bij fossielenjagers, omdat ze het hele jaar door op de zaterdagen gratis toegankelijk is tussen 9 en 12 uur (en in de zomermaanden zelfs tussen 9 en 16 uur). Daarnaast vinden we in het hele "Mergelland" enkele honderden veelal kleine tot zelfs zeer kleine ontsluitingen in de vorm van verlaten groeven (soms herkenbaar aan de restanten van oude kalkovens), de dalwanden van holle wegen of de "rotswand" langs de autoweg bij Heerlen in de richting Aken. Toch vormen deze ontsluitingen niet de grootste attractie voor de vele tienduizenden, die hier jaarlijks kennis maken met de "mergel". Die komen vrijwel allemaal een kijkje nemen in de onderaardse kalkgroeven, waar in het verleden de kalk in de vorm van blokken voor huizenbouw gewonnen werd. We vinden ze onder andere rond Valkenburg a/d Geul, in de Pietersberg bij Maastricht en in het gebied van Zichen-Zussen-Bolder. De beroemde schedel van de "Mosasaurus" of "Maashagedis" werd in 1770 ontdekt in het gangenstelsel van de Pietersberg.



Fig. 46 - Ontsluiting in het Vaalser Groenzand (Boven-Krijt, Onder-Campanien) langs de bosrand bij kasteel Obsinnich ten westen van Teuven.

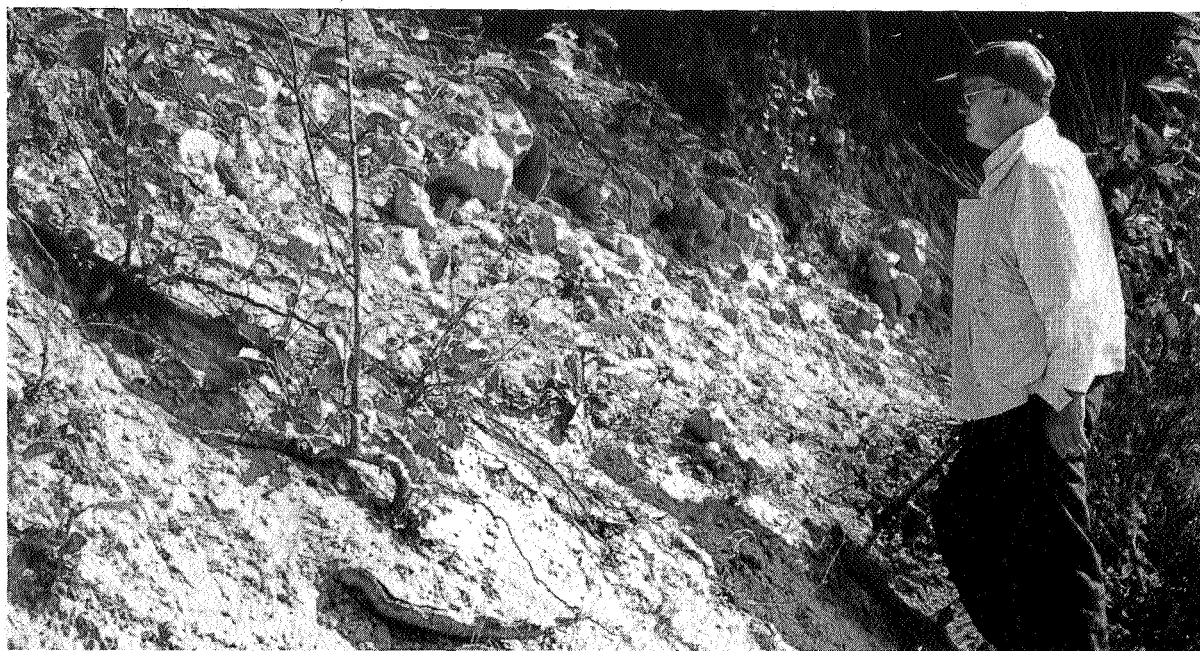


Fig. 47 - Detail van het Vaalser Groenzand (Onder-Campanien) in de ontsluiting langs de bosrand bij kasteel Obsinnich, waarin harde banken de gelaagdheid aangeven. Omdat de oorspronkelijk in dit sediment aanwezige kalk helemaal is opgelost, vinden we hier alleen maar afdrukken van fossielen, met name schelpen.

Tenslotte bestaan ook de oudste sedimenten uit het Tertiair (de zogenaamde "Dano-Montien" tijd) uit kalkafzettingen : de Houthem Kalk. Deze kalk is in de groeve Curfs te Houthem (ten westen van Valkenburg a/d Geul) ontsloten. Vanzelfsprekend heeft men ook in het Krijtland of Mergelland de bossen gesitueerd op onvruchtbare bodems of moeilijk toegankelijke dalhellingen (hellingbossen). Zo liggen het Aachener Stadtwald, het Preusbosch (ten zuiden van Vaals), en het Malens Bos en het Vijlener Bos (beide ten zuiden van Vijlen) allemaal op het zogenaamde vuursteeneluvium, het restant van leem en vuursteen dat overbleef nadat de kalk uit de Krijtafzettingen was opgelost.



Fig. 48 - Ontsluiting in het Boven-Krijt in het bos onmiddellijk ten noorden van kasteel Obsinnich ten westen van Teuven, waar de grens tussen de top van het Vaalser Groenzand (Onder-Campanien) en de basis van de Gulpen Kalk (Boven-Campanien) te zien is. De basis van deze kalk is lichtgroen gekleurd (evenals het Vaalser "Groen-"zand) door de aanwezigheid van het mineraal "glauconiet", dat onder bepaalde omstandigheden in zee uit klei gevormd wordt. Alhoewel de hier nauwelijks twee decimeter dikke kalk enigszins door binnendringend regenwater is aangetast (vandaar het ietwat "vlekkerige" uiterlijk) is deze zéér fossielrijk.

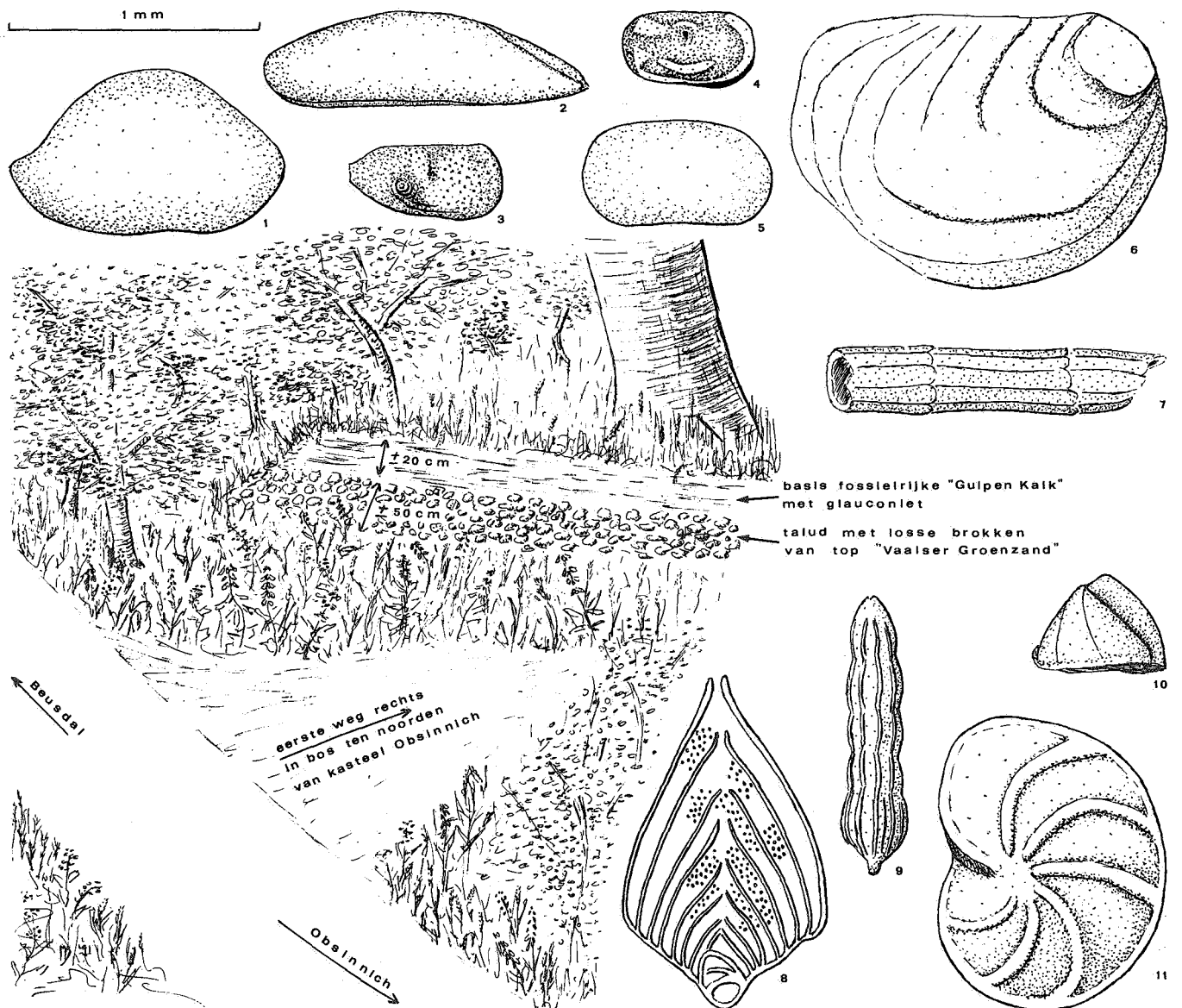


Fig. 49 - Voorbeeld van de rijkdom aan microfossielen in de Gulpen Kalk in het bos ten noorden van kasteel Obsinnich. 1-5: mosselkreeftjes (1 - "*Bairdia*", 2 - "*Paracypris*", 3 - "*Bythoceratina*", 4 - "*Cytherelloidea*", een geslacht dat normaliter leeft in relatief warm zeewater, 5 - "*Cytherella*"); 6: jonge oester; 7: holle stekel van een regulaire zeeëgel ("*Palaeodiadema*"); 8-11: foraminiferen (8 - "*Neoflabellina leptodisca*", 9 - "*Nodosaria marcki*", 10 - "*Globorotalites micheliniana*"; 11 - "*Lenticulina secans*").

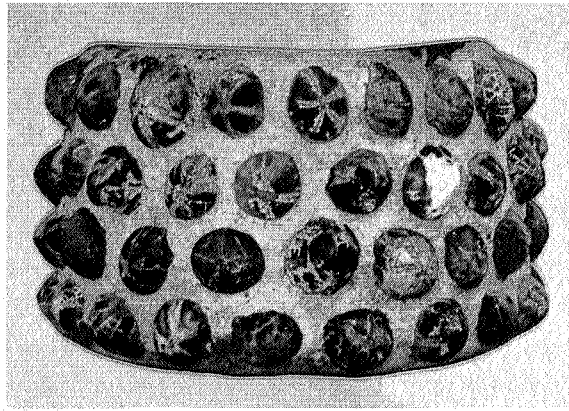


Fig. 50 - De vuurstenen steenkernen van fossiele zeeëgels ("Echinocorys") in de bloembakken van hotel "Ons Krijtland" te Epen werden zo'n dertig tot veertig jaar geleden nog volop gevonden in de grindgroeven aan weerszijden van dit hotel (waar nu het hertenparkje en de midgetgolfbaan liggen). Ze zijn afkomstig uit het lokale vuursteenleuvium, dat hier vermengd is met het Maasgrind van het Kosberg terras (vroeg Oer-Pleistoceen). R.W. Jongmans, de al in 1945 overleden zoon van de wereldberoemde prof. W.J. Jongmans, directeur van het Geologisch Bureau te Heerlen en initiatiefnemer van de "Heerlense Carboon-congressen", die hier in 1927, 1935, 1951 en 1958 gehouden werden, vermeldt deze bloembakken al in de veertiger jaren in zijn nog altijd populaire boekje "Geologische bezienswaardigheden in Epen en omgeving".

Kopie van de tekst uit de tweede druk (blz. 46):

b. Omgeving van het hotel "Ons Krijtland"

Men komt dan op de weg van Epen naar Eperheide en passeert daarbij hotel "Ons Krijtland". Om dit hotel liggen verschillende, gedeeltelijk verlaten, kiezelgroeven. Deze bevatten de verweringsresten van het vuursteenhoudende lagenpakket uit het Gulpens Krijt, waaruit dus blijkt dat wij ons al vrij hoog in deze formatie bevinden en de grens tussen het Gulpens en Hervens ongemerkt gepasseerd zijn. In deze vuursteengroeven kan men met een beetje geluk verscheidene fossielen vinden, weliswaar meest in verkiezde toestand, en wel zee-egels en schalen van Pecten.

Het bewijs, dat zee-egels hier veel gevonden zijn, leveren de bloempotten, die voor het hotel staan en die geheel ermee bezet zijn. Deze bloempotten zijn zeker een aanmoediging om hier te zoeken. Het is raadzaam dit te doen in groeven, waarin nog gegraven wordt en wel in de uitgespoelde steenhopen.

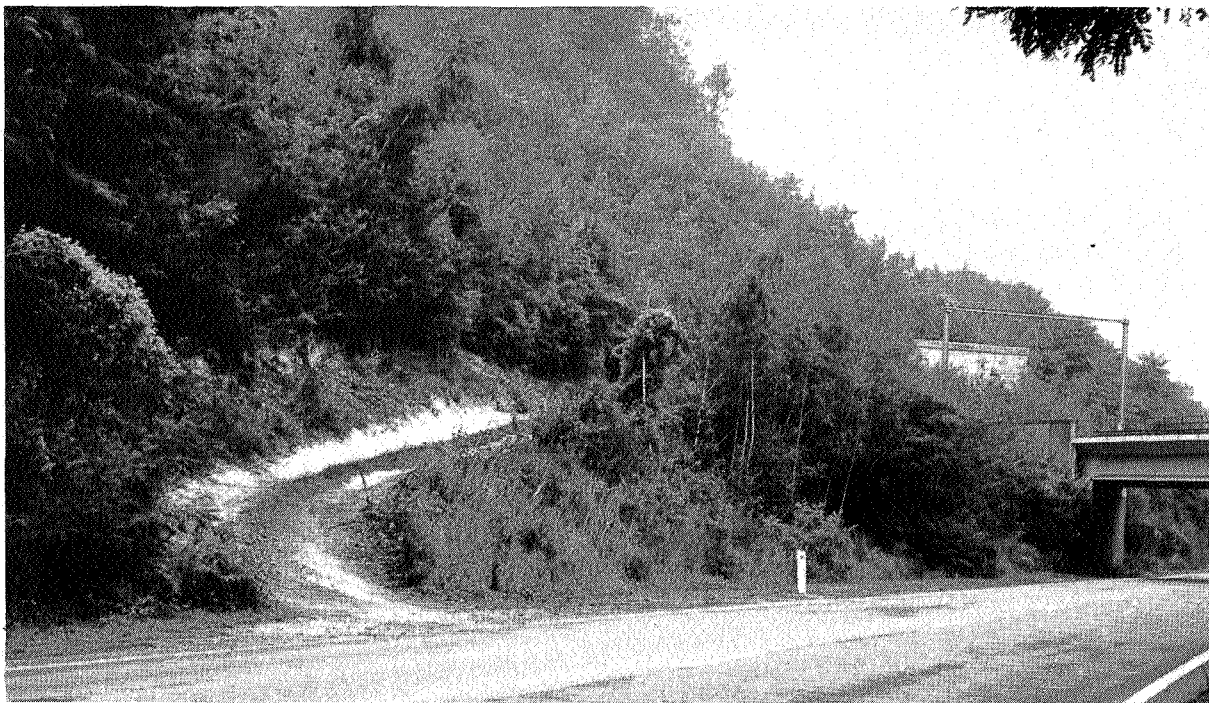


Fig. 51 - Ontsluiting in het Boven-Krijt bij het spoorviaduct van HalembayelHaccourt. Langs het links naar boven lopende pad is helemaal onderaan de top van het Vaalser Groenzand (Onder-Campanien) ontsloten, dat hier zeer fossielrijk is. Daarop volgt de Gulpens Kalk, die aan de basis veel glauconiet bevat en net zoals het Vaalser Groenzand heel fossielrijk is. Hogerop bestaat het sediment uit een zeer fijnkorrelige witte kalk ("oraie blanche") met een enkele vuursteenknol. Deze kalk vormt het onderste deel van de ongeveer 25-30 m dikke "Zeven Wegen Kalk" (Boven-Campanien), die in de hierachter liggende voormalige groeve (thans ingericht als vuilstort) is ontsloten.

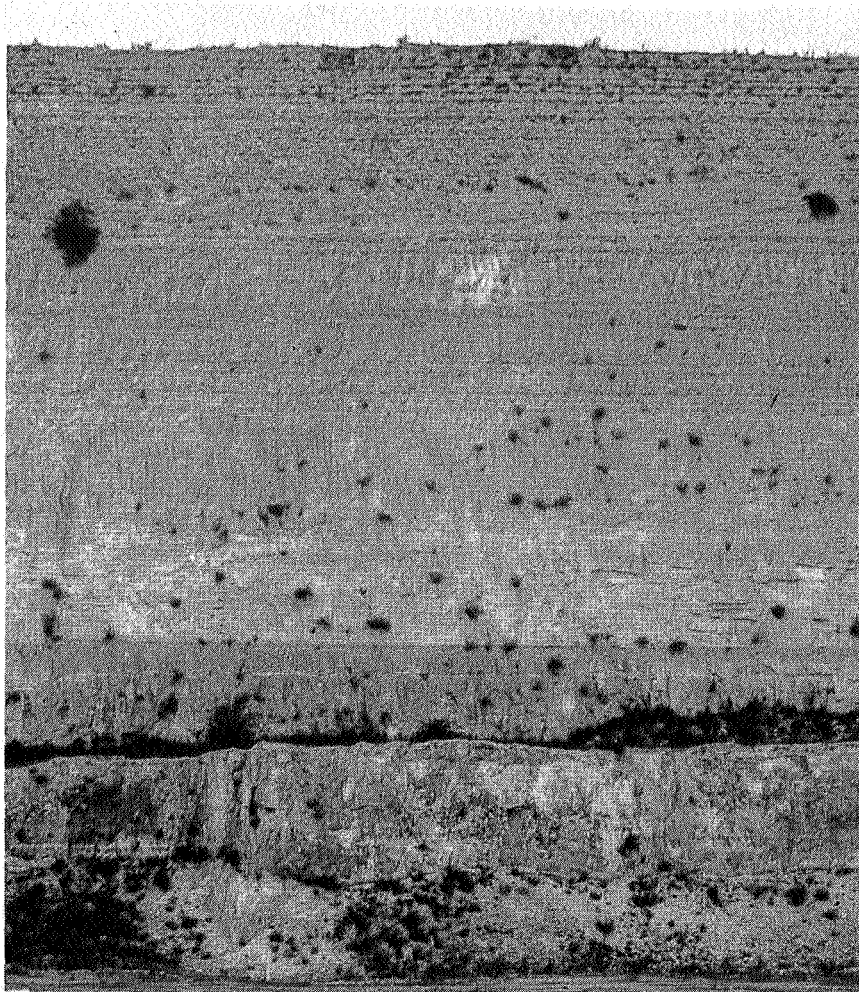


Fig. 52 - Ontsluiting van de kalklagen uit het Boven-Krijt (Formatie van Gulpen) in de noordelijke, ongeveer 75 m hoge wand van de groeve CPL te Halembaye/Haccourt. De kalklagen van Lixhe (2-3) onderscheiden zich gemakkelijk van die van Vijlen en Zeven Wegen door de regelmatige (donker afstekende) vuursteenlagen.

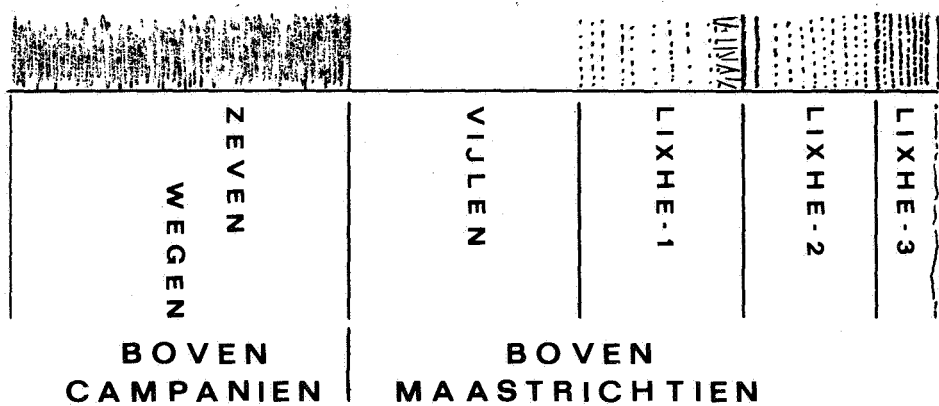




Fig. 53 - Het contact tussen de brokkelig verweerde Kalk van Zeven Wegen (de "craie blanche" in de Franstalige literatuur) uit het Boven-Campanien en de daarop liggende Kalk van Vijlen ("craie grise") uit het Boven-Maastrichtien vormt een messcherpe lijn in de groeve CPL te Halembaye/Haccourt. Hier ontbreken de sedimenten uit het hoogste Boven-Campanien (de Kalk van Beutenaken) en uit het Onder-Maastrichtien (de elders in Zuid-Limburg soms zichtbare basis van de Kalk van Vijlen). Waarschijnlijk was de Krijtzee tijdens deze tijdspanne zonder sedimentatie zo ondiep, dat golven en stromingen al het sediment ter plekke wegvoerden. In de verharde bovenlaag van de Kalk van Zeven Wegen (geologen spreken van een "hardground") vonden echter allerlei gravende organismen een schuilplaats, zoals we kunnen afleiden uit de vele honderden grote en kleine graafgangen. Op enkele plaatsen ontstond er op natuurlijke wijze een gat in deze harde bovenlaag, dat opgevuld werd met sedimenten en fossielen uit het allerjongste Boven-Campanien en uit het Onder-Maastrichtien.



Fig. 54 - De donkere, regelmatig gevormde vuursteenbanken van de Kalk van Lixhe-3 (Formatie van Gulpen, Boven-Maastrichtien) vormen een duidelijk contrast met de daaronder liggende "caverneuse" (vuursteen met veel grote en kleine holten) vuursteenlagen van de Kalk van Lixhe-2 in de groeve CPL te Halembaye/Haccourt.



Fig. 55 - Ontsluiting van het "Zandige Krijt van Benzenrade" (Boven-Krijt, vroege Boven-Campanien) achter de hoeve "De Dael" tussen Benzenrade en Ubachsberg. Hier zijn de laatste jaren tot ongeveer 60 cm grote ammonieten gevonden, die samen met de eveneens hier aangetroffen belemnieten, mosselkreeftjes en foraminiferen bewijzen, dat deze zandig-kalkige sedimenten (waarin verschillende harde banken van verkit zand voorkomen; zie pijltjes) even oud zijn als de glauconietrijke kalk aan de basis van de Zeven Wegen Kalk (basis Gulpen Kalk) bij onder andere Halembaye/Haccourt en ten noorden van kasteel Obsinnich (nabij Teuwen).

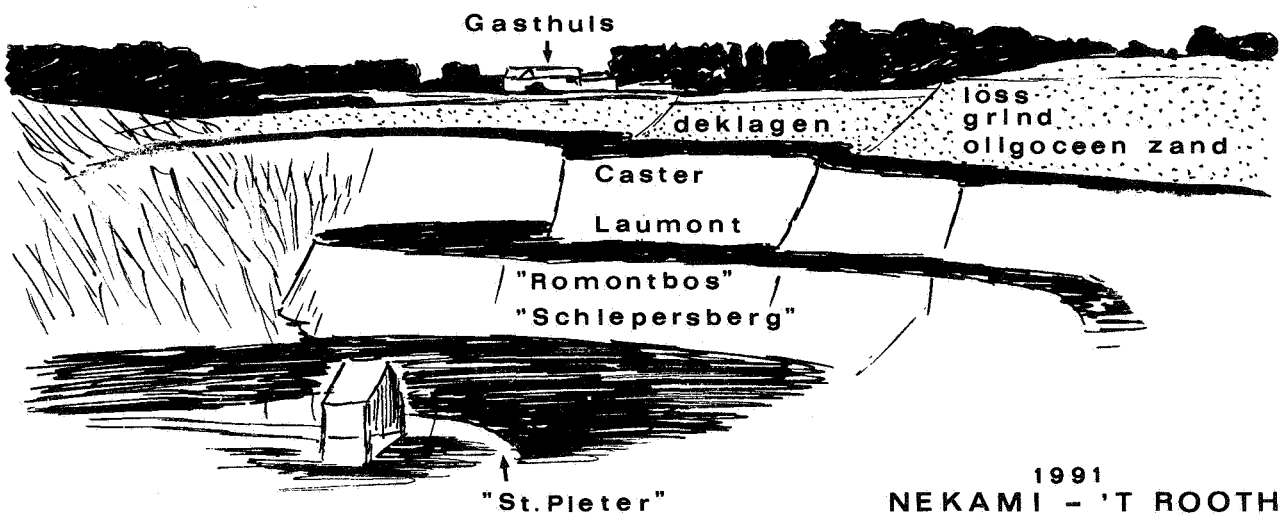


Fig. 56 - Overzicht van de groeve "Nekami" ('t Rooth) bij Cadier en Keer met in het midden op de achtergrond het gehucht "Gasthuis". Op het bovenste plateau van deze op zaterdagochtend vrij toegankelijke groeve zijn de zogenaamde "deklagen" (de lagen die het eronder liggende Boven-Krijt "bedekken") ontsloten. Deze bestaan uit oligoceen zand met daarop door de Maas aangevoerd grind (Valkenburg terras) en löss. De kalk uit het Boven-Krijt wordt op de onderste drie plateaus gewonnen. Op het tweede plateau van onder vallen de dikke, plaatvormige vuursteenbanken op van "Schiepersberg" en "Romontbos". Op het derde plateau vinden we de vooral bij verzamelaars in trek zijnde fossielgruislaagjes van "Laumont" en "Caster", die we onder andere tot in de groeve "Enci" bij Maastricht kunnen vervolgen.

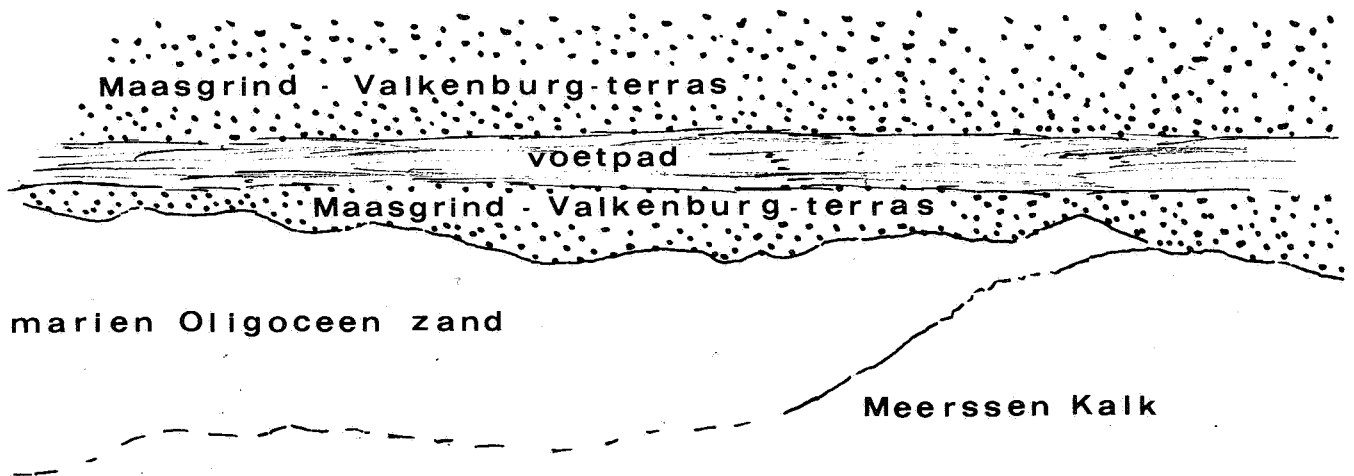
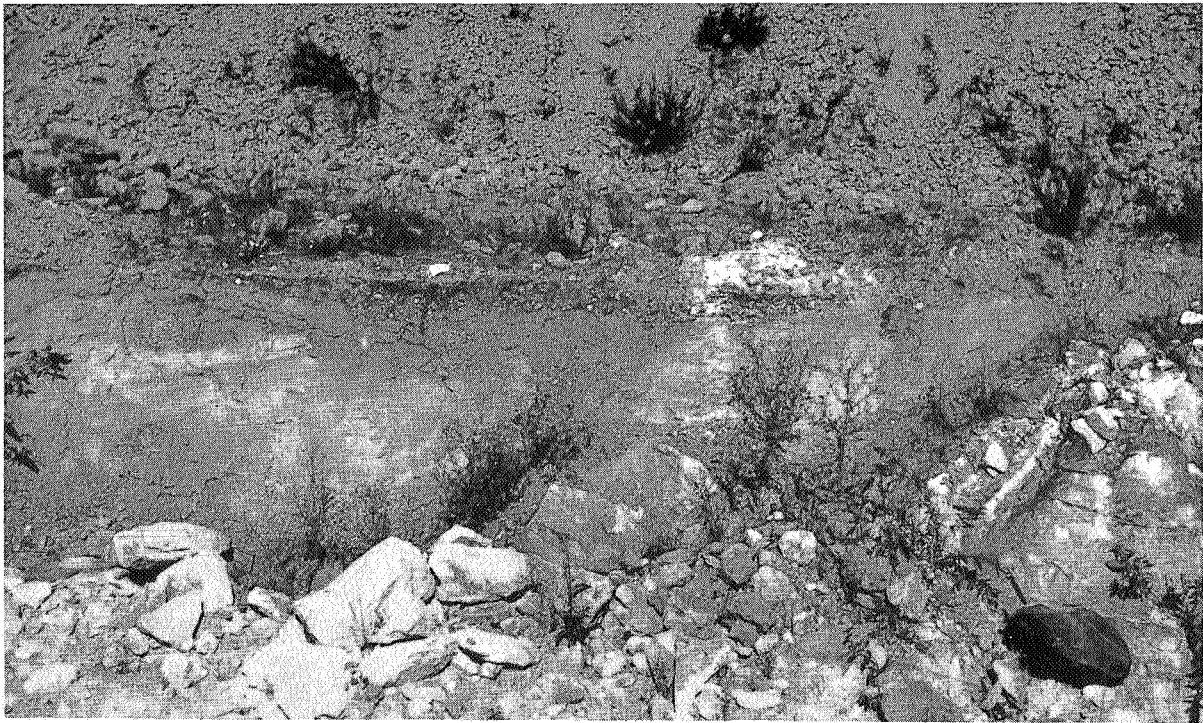


Fig. 57 - Detailopname in de groeve "Nekami" van het contact tussen de door pré-oligocene "verkarsting" (oplossing van de kalk door regenwater) zeer onregelmatig verlopende top van de kalk uit het Boven-Krijt (Meerssen Kalk), marien zand uit het Oligoceen, en Maasgrind van het Valkenburg terras (Onder-Pleistoceen).



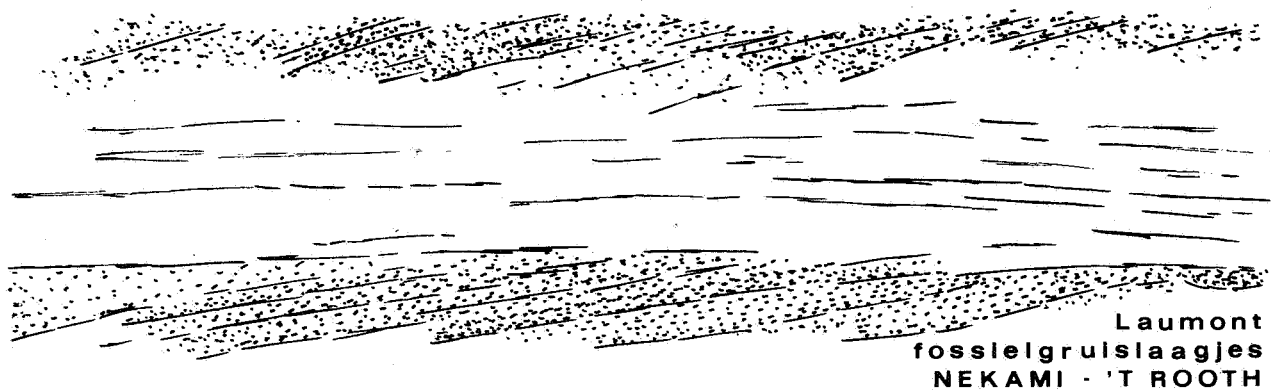
Fig. 58 - Detailopname van de Maastricht Kalk in de groeve "Nekami", waarin de fossielgruislaagjes van Laumont en Caster duidelijk zichtbaar zijn. Deze laagjes vinden we ook terug in de Enci-groeve in de St. Pietersberg te Maastricht.



Fig. 59 - Zwerfsteen van verkiezeld zand uit het Oligoceen in de groeve "Nekami" bij Cadier en Keer. De putjes in dit zand zijn veroorzaakt door plantewortels. Dit blok uit het Valkenburg terras moet tijdens het Onder-Pleistoceen over een korte afstand zijn verplaatst.



Fig. 60 - Detail van de hier uit verschillende laagjes bestaande fossielgruislaag van Laumont in de groeve "Nekami". Het grofkorrelige fossielgrind met duidelijk "scheve gelaagdheid" aan de onder- en bovenkant duidt op zéér ondiep water (hooguit een paar meter) binnen het bereik van golfslag en getijdestromen. De min of meer horizontaal gelaagde, iets fijnkorreliger kalk daartussenin duidt op rustiger water.



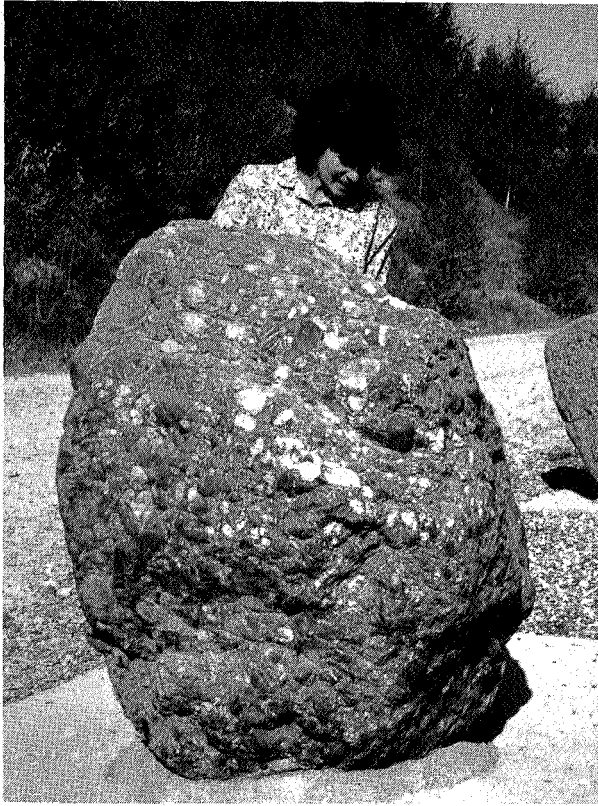


Fig. 61 - Zwerfsteen van het "Conglomeraat van Burnot" uit het Maasgrind in de groeve "Nekami" bij Cadier en Keer. Dit basisconglomeraat uit het late Onder-Devoon (Emsien) komt vlak ten zuiden van Namen in het Maasdal aan de oppervlakte. Tussen de vorming van dit basisconglomeraat en dat van Fépin uit het vroegste Onder-Devoon ("Gedinnien") lag een tijdsperiode van 15-20 miljoen jaar. Toch lagen de plaatsen waar deze conglomeraten gevormd werden slechts 50 à 60 km uit elkaar. Dit illustreert het langzame tempo waarmee de Devoonzee de uitlopers van het Massief van Brabant overspoelde.

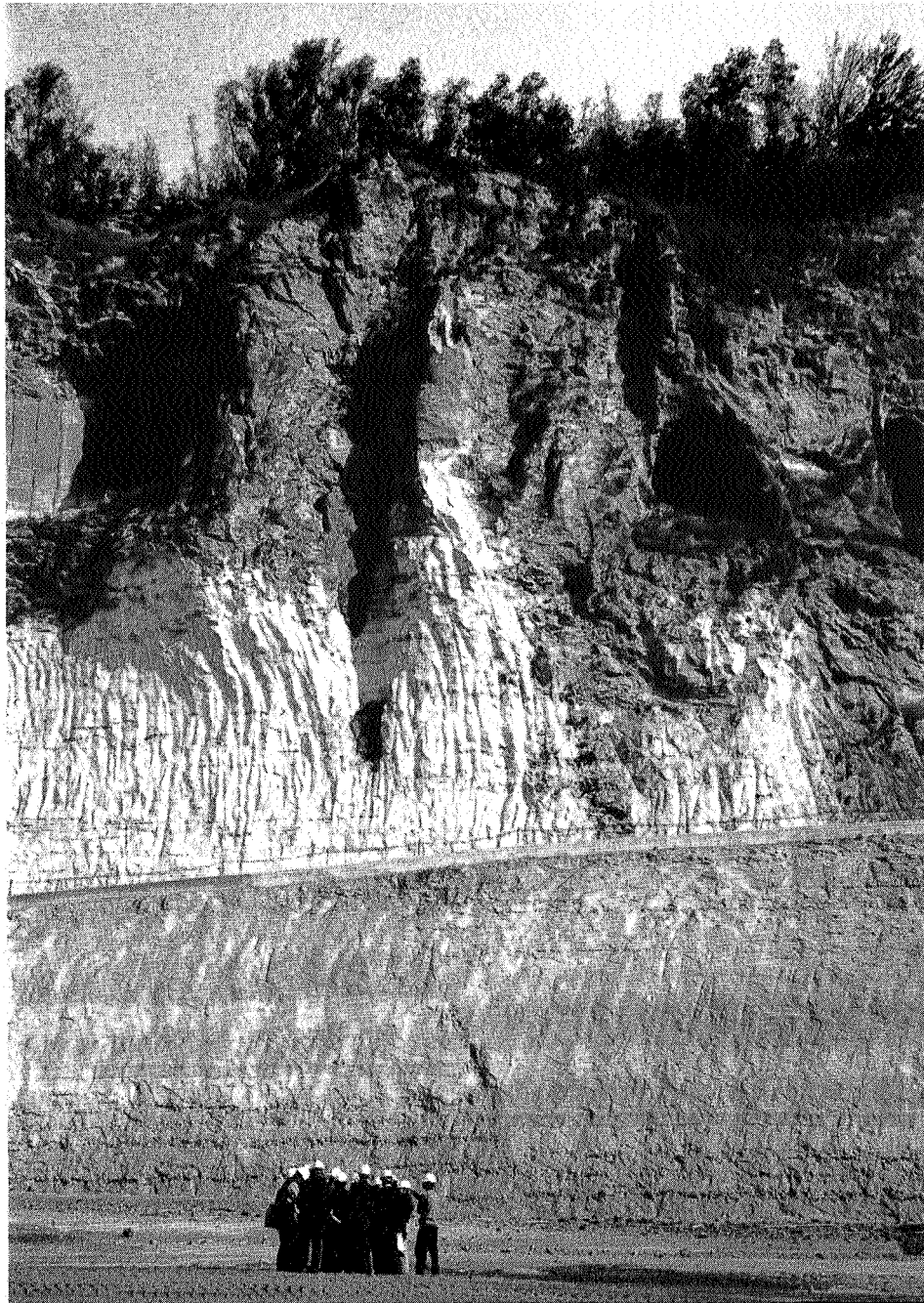


Fig. 62 - Geologen uit alle delen van de wereld bezoeken jaarlijks het typeprofiel van het Maastrichtien (in feite slechts een deel van het Boven-Maastrichtien) in de groeve Enci te Maastricht. Op de foto bestudeert een groep geologen uit België en Kazakstan het beroemde profiel onder de hoeve Lichtenberg (opname uit september 1991).

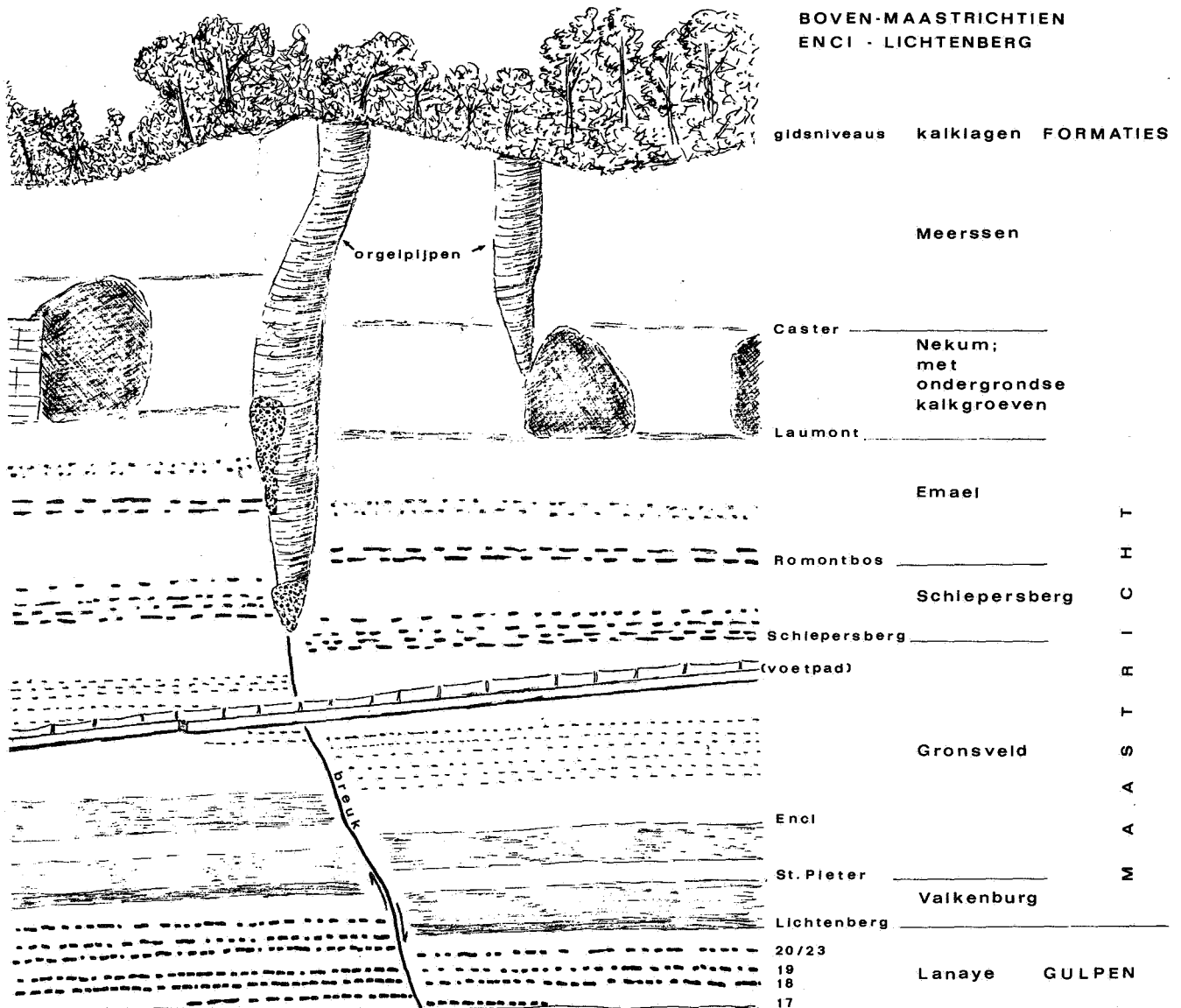


Fig. 63 - De wand van de groeve "Enci" onder de hoeve Lichtenberg vormt een wereldberoemd geologisch monument. De hier zichtbare opeenvolging van kalklagen vormt het "typeprofiel" van de Formatie van Maastricht met aan de basis de "Horizon van Lichtenberg", vroeger ook wel het "Coprolietenlaagje" of "Ma" genoemd. In het verleden nam men aan, dat de Horizon van Lichtenberg tevens de basis vormde van het Maastrichtien, het naar Maastricht genoemde geologische tijdvak op het einde van de Krijtperiode. Maar volgens de moderne opvattingen vertegenwoordigen de sedimenten van de Formatie van Maastricht slechts een deel van het Boven-Maastrichtien.

In 1975 heeft Werner Felder van de Rijks Geologische Dienst te Heerlen de Formatie van Maastricht onderverdeeld in een aantal kalklagen, die begrensd worden door "horizonten" of "gidsniveaus", die over enige afstand kunnen worden vervolgd. Zo kunnen we de Horizon van Laumont (gekaracteriseerd door grote aantallen kokerwormen) en de Horizon van Caster (met veel koralen, bryozoën en 1-3 mm grote foraminiferen, waaronder de bekende "sterretjes") ook terugvinden in de groeve "Nekami" bij Cadier en Keer. In de Kalk van Lanaye (het bovenste deel van de Formatie van Gulpen) onderscheidde Werner in totaal 23 vuursteenlagen, die eveneens over een groot aantal kilometers vervolgd kunnen worden.

De in de wand zichtbare "orgelpijpen" zijn min of meer verticale oplossingsgaten, die ontstonden door insijpelend regenwater. Normaal zijn ze opgevuld met zand en grind van de deklagen, die er vervolgens langzaam in wegzakten. In de linker orgelpijp waren in de zomer van 1991 nog restanten van deze roestbruin gekleurde opvulling te zien. Bovendien valt op, dat deze orgelpijp gevormd is langs de eronder duidelijk zichtbare breuk, kennelijk een "zwakke plek" in het gesteente.

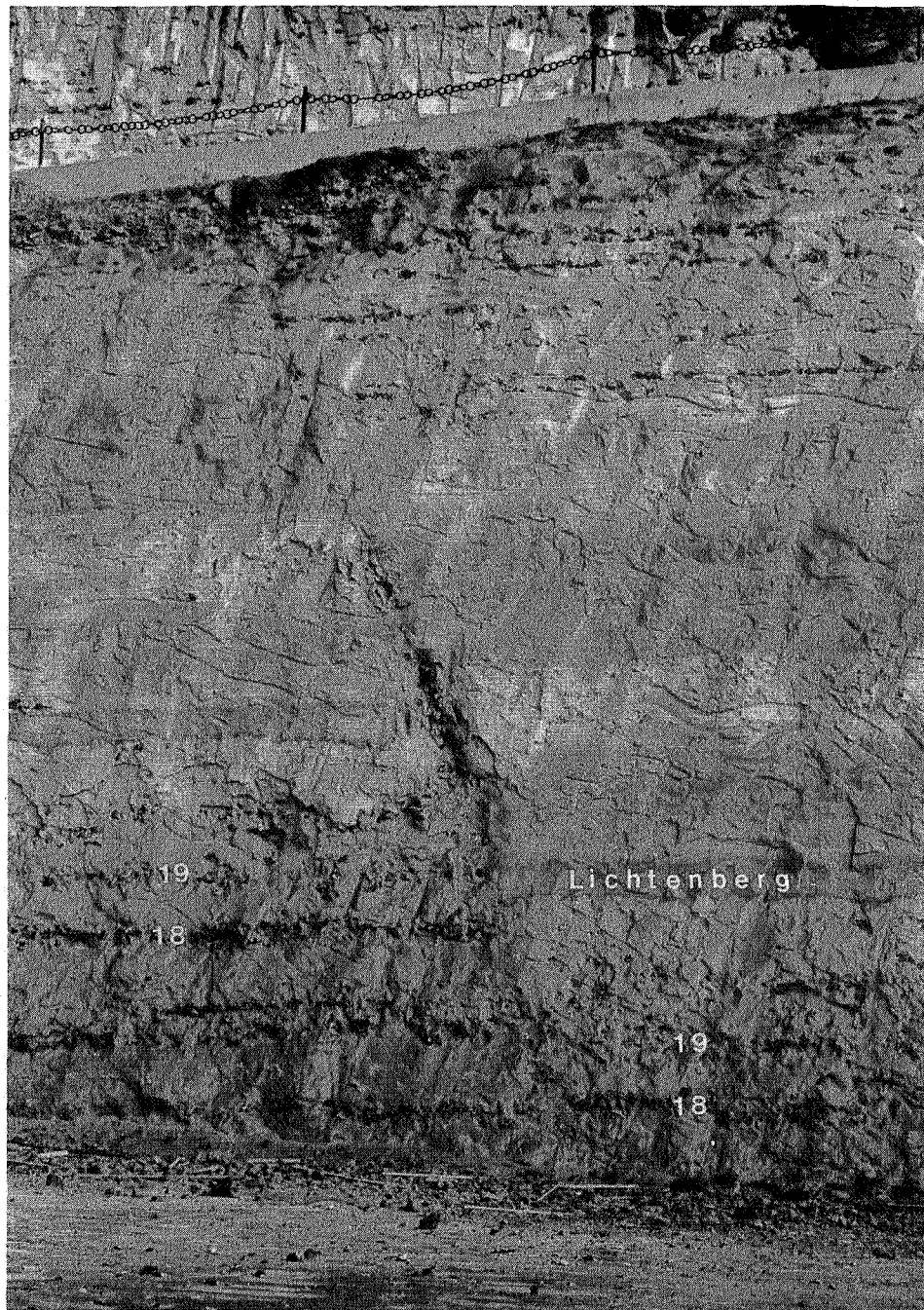


Fig. 64 - Detail van het type-profiel van de Formatie van Maastricht in de wand onder de hoeve Lichtenberg (Enci, Maastricht), met daarin aangeduid de Lichtenberg Horizon (het vroegere "Coprolietenlaagje" of "Ma"), die de basis vormt van de Maastricht Formatie. De donkere vuursteenlagen onderin het profiel (de lagen "18" en "19" zijn genummerd ter oriëntatie) behoren tot de Kalk van Lanaye (Formatie van Gulpen). De veel dunnere vuursteenlagen bovenin het profiel zitten in de Kalk van Gronsveld.



Fig. 65 - De "deklagen" van het Boven-Krijt in de groeve "Ençi" te Maastricht bestaan uit marien zand uit het Oligoceen, Maasgrind met veel vuurstenen van het Pietersbergterras uit het vroege Midden-Pleistoceen, en löss uit het late Pleistoceen.

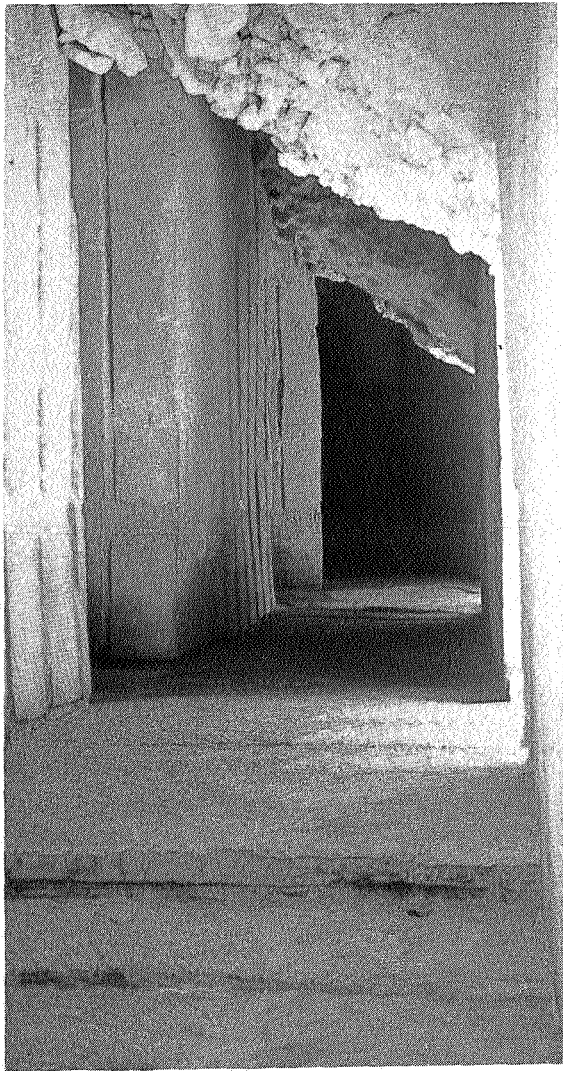


Fig. 66 - Door de voortschrijdende exploitatie van de Enci-groeve te Maastricht worden regelmatig nieuwe stukken aangesneden van het gangenstelsel van de vroegere ondergrondse kalkgroeven in de Pietersberg. Op de wanden en plafonds van deze gangen zien we nog de sporen van de blokbrekers, die hier al weer een tijd geleden ophielden met hun werk. Wanneer men te véél kalk weghaalde, konden de overgebleven pilaren het dak soms niet meer stutten en stortte een deel van de berg in. Dergelijke instortingen kent men niet alleen van de Pietersberg, maar ook in het iets verder naar het zuidwesten gelegen Zichen-Zussen-Bolder.

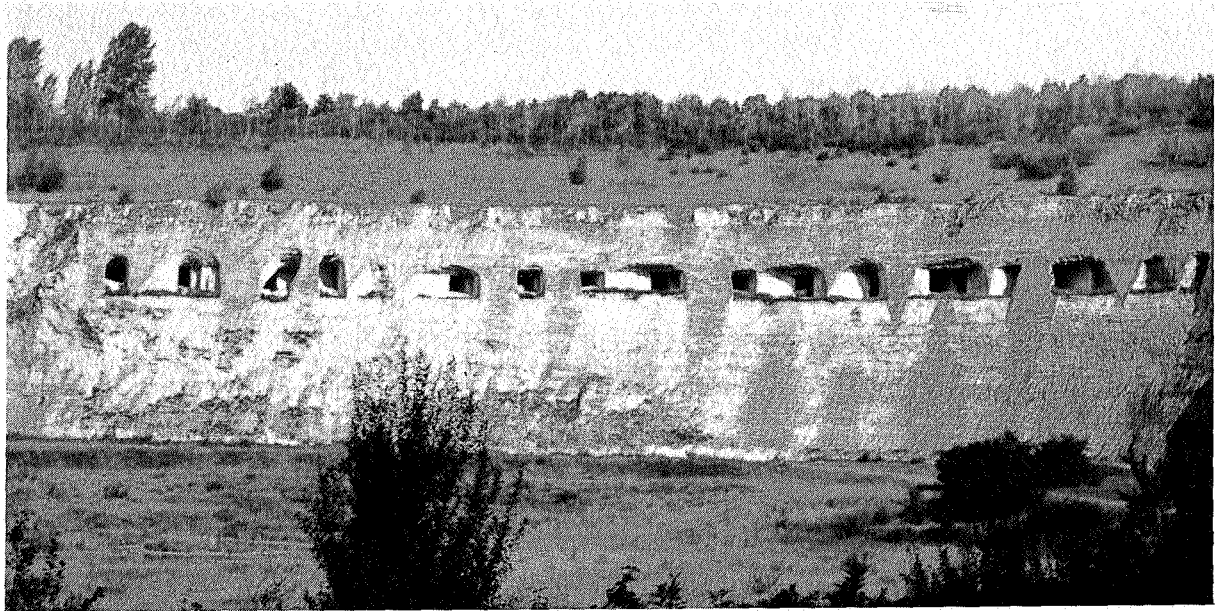


Fig. 67-68 - Twee impressies van de groeve "Enci" te Maastricht in september 1991. Boven een deel van de al afgewerkte noordelijke groevewand met daarin het tot de Kalk van Nekum beperkte gangenstelsel van de vroegere ondergrondse kalkgroeven. Onder de in snel tempo voortschrijdende afgraving van de kalk op diverse plateaus.

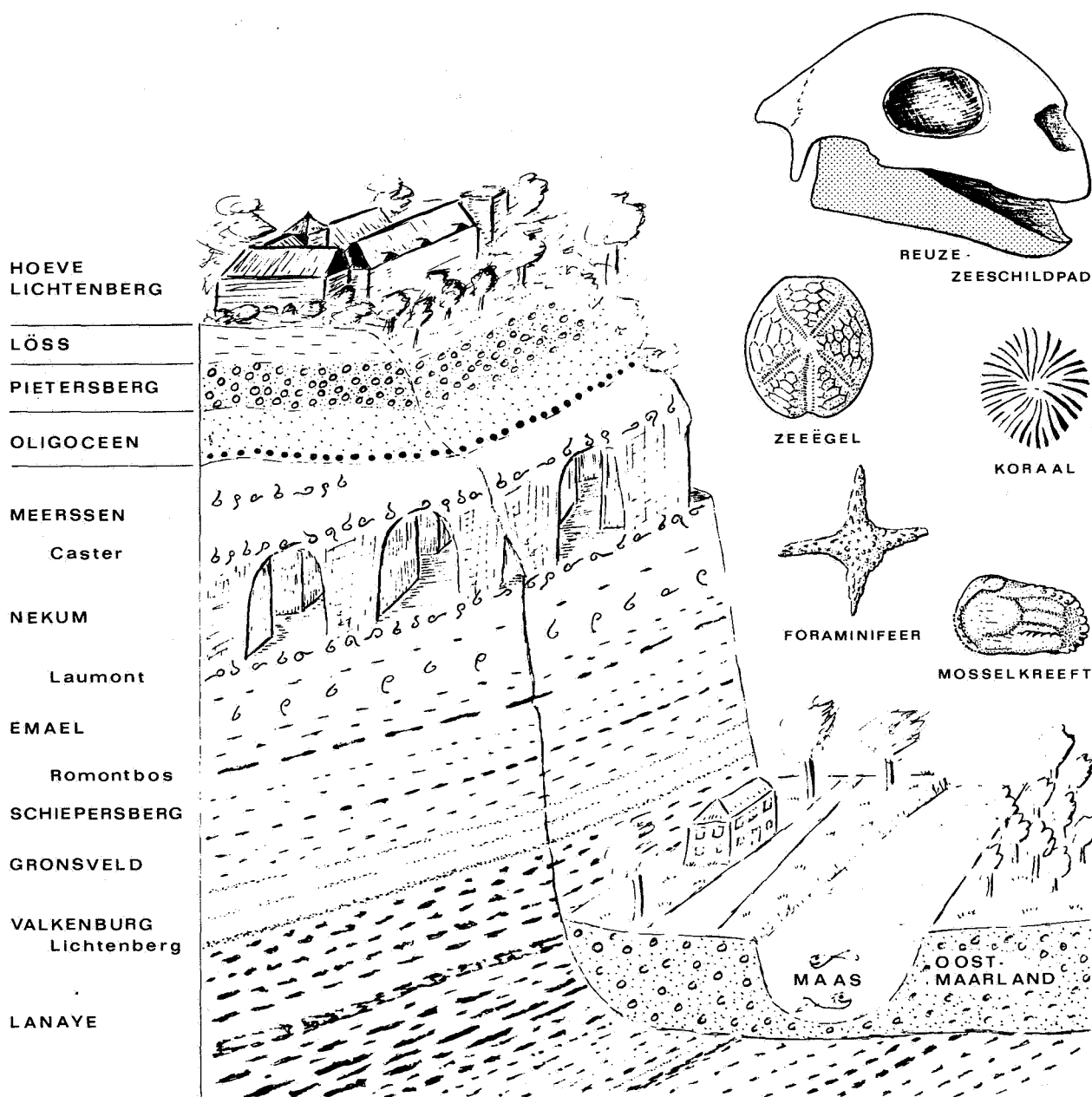


Fig. 69 - Geïdealiseerde doorsnede van de afzettingen in het Maasdal bij de St. Pietersberg te Maastricht. Op de Pietersberg zèlf worden de kalklagen van het Boven-Krijt (Maastrichtien) bedekt door marien zand uit het Oligoceen, Maasgrind ("Pietersberg terras") en löss. In het dal wordt de bedekking gevormd door grind, zand en klei van de jongste Maasafzettingen uit de laatste 10.000 jaar: het Oost-Maarland terras. De onderaardse kalkgroeven bevinden zich allemaal in de Nekum Kalk, die aan de onder- en bovenzijde begrensd wordt door de "fossilgruislaagjes" van Laumont en Caster. Het zogenaamde "coprolietenlaagje" (coprolieten zijn versteende uitwerpselen van vissen, kreeftjes en andere dieren) van Lichtenberg vormt de grens tussen de Formatie van Maastricht en de eronder liggende Formatie van Gulpen (Gulpen Kalk). Zowel in de Maastricht Kalk als in de Gulpen Kalk (die hier beide tijdens het Boven-Maastrichtien werden afgezet) komen veel vuursteenlagen voor. Tot de meest opvallende fossielen in de kalk behoren de reuzeschildpad "Allopleuron hoffmanni" en allerlei soorten zeeëgels, koralen, mosselkreeftjes en foraminiferen (waaronder de zogenaamde "sterretjes": "Siderolites"), die vanaf het midden van het Boven-Maastrichtien (ongeveer overeenkomend met de basis van de Lanaye Kalk) deze streken binnendrongen vanuit het gebied van de Middellandse zee.

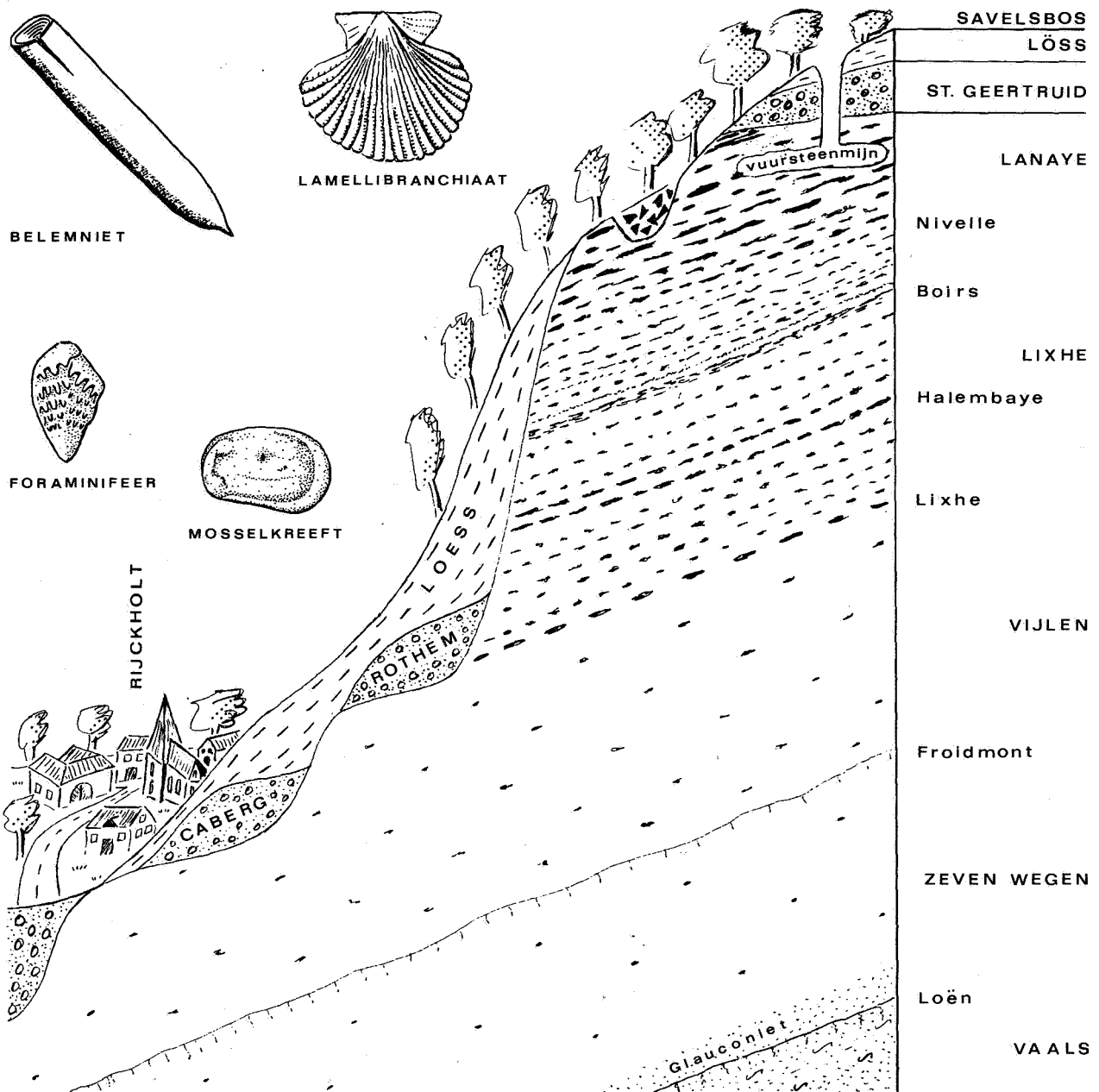


Fig. 70 - Schematische doorsnede van de afzettingen langs het Maasdal ten zuidoosten van Rijckholt. De kalklagen van het Boven-Krijt zijn hier vrijwel overal bedekt door Maasgrind en/of löss. Niet minder dan vier Maasterrassen zijn te herkennen, waarvan het hoogste terras (St. Geertruid terras op ongeveer 120-125 m NAP) het oudste is (late Onder-Pleistoceen) en het Oost-Maarland terras in het huidige Maasdal (50 m NAP) het jongste (tijdens de afgelopen 10.000 jaar, oftewel sinds het einde van de laatste ijstijd afgezet).

De jongste kalklagen worden hier gevormd door de Lanaye Kalk, die nog geen 5 km verder naar het noordoosten bij de Pietersberg op de hoogte van het Maasdal ligt, dat wil zeggen ongeveer 60 à 70 m lager dan hier. De Lanaye Kalk bevat een groot aantal vuursteenlagen, waarvan er één (laag 10) zo'n 5000 jaar geleden ontgonnen is in ondiepe mijnen door de neolithische mens. Deze mijnen zijn nu nog te bewonderen in het Savelsbos (toegang aanvragen via Staatsbosbeheer).

De kalklagen van Zeven Wegen/Vijlen/Lixhe/Lanaye vormen samen de Gulpen Kalk of Gulpen formatie. Daaronder vinden we het Vaalser Groenzand. De in deze afzettingen van het Boven-Krijt voorkomende fossielen (met name de tot de inktvissen behorende "belemnieten") zijn vrijwel allemaal karakteristiek voor de Noordeuropese Krijtzee. Alleen in de Lanaye Kalk vinden we een aantal voorlopers van de immigranten uit Zuid-Europa, die in het midden en late Boven-Maastrichtien massaal dit gebied binnendrongen. Toch kon de Krijtzee hier vrij warm zijn. Tijdens de afzetting van de Zeven Wegen Kalk (Boven-Campanien) moet de temperatuur van het zeewater hier rond de 20°C hebben geschommeld. Dit wordt althans gesuggereerd door het veelvuldig optreden van diverse soorten van de mosselkreeft "Cytherelloidea" in deze witte, fijnkorrelige kalk.

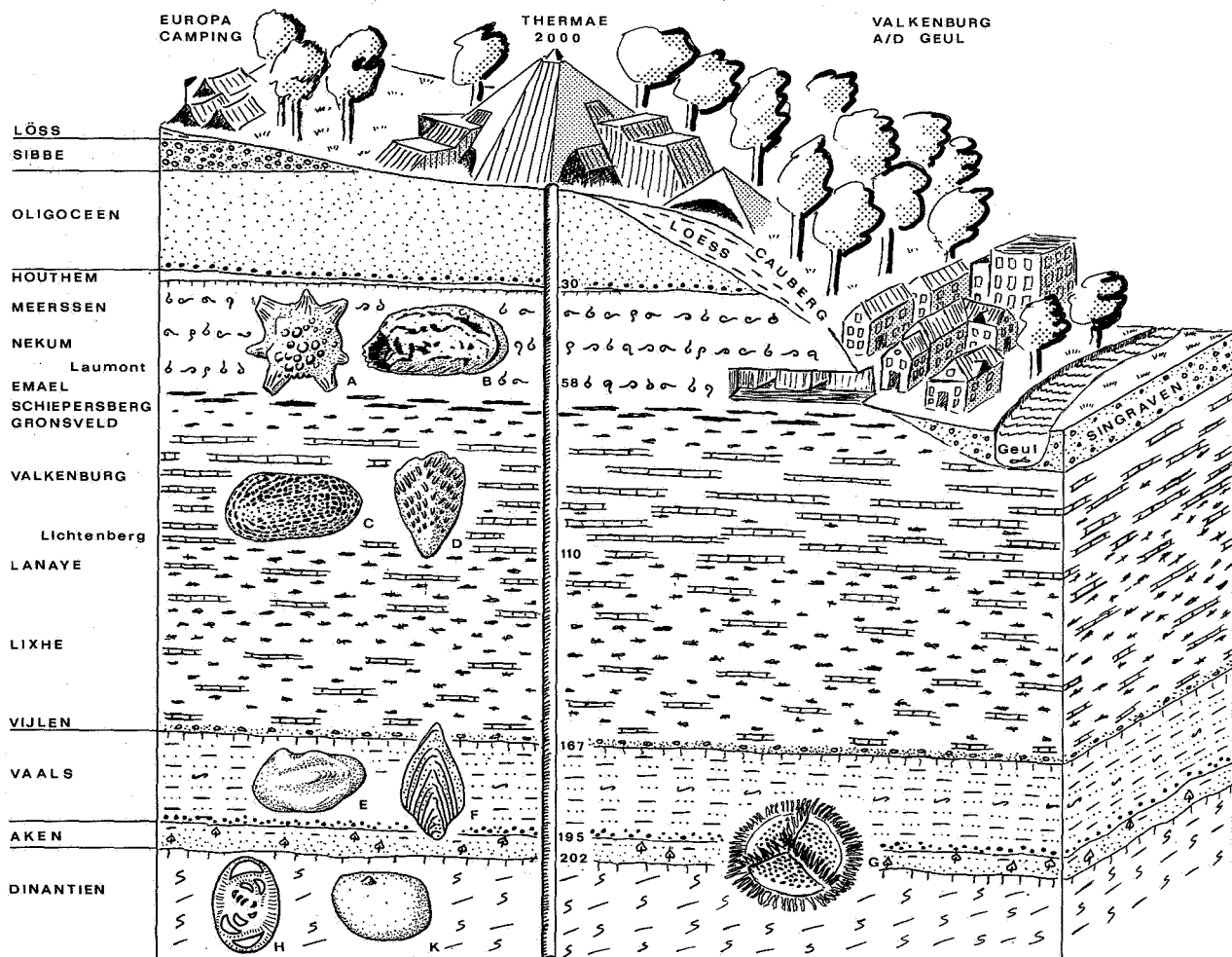


Fig. 71 - Schematische doorsnede van de afzettingen langs de Cauberg te Valkenburg a/d Geul. Dankzij de succesvol verlopen boringen naar thermaalwater in 1985 en 1986 (het thermaalwater werd op 380 m diepte aangetroffen in de sterk "verkarste" kalksteen uit het Dinantien) ten behoeve van het huidige kuurcentrum "Thermae 2000" hebben we een nauwkeurig beeld van de opeenvolging en de fossielvoering van de afzettingen uit het Boven-Krijt. Opvallend is het ontbreken van het onderste deel van de Gulpen Kalk (de hele Zeven-Wegen Kalk uit het Boven-Campanien ontbreekt, terwijl de elders tientallen meters dikke Vijlen Kalk uit het Maastrichtien hier tot enkele meters is gereduceerd).

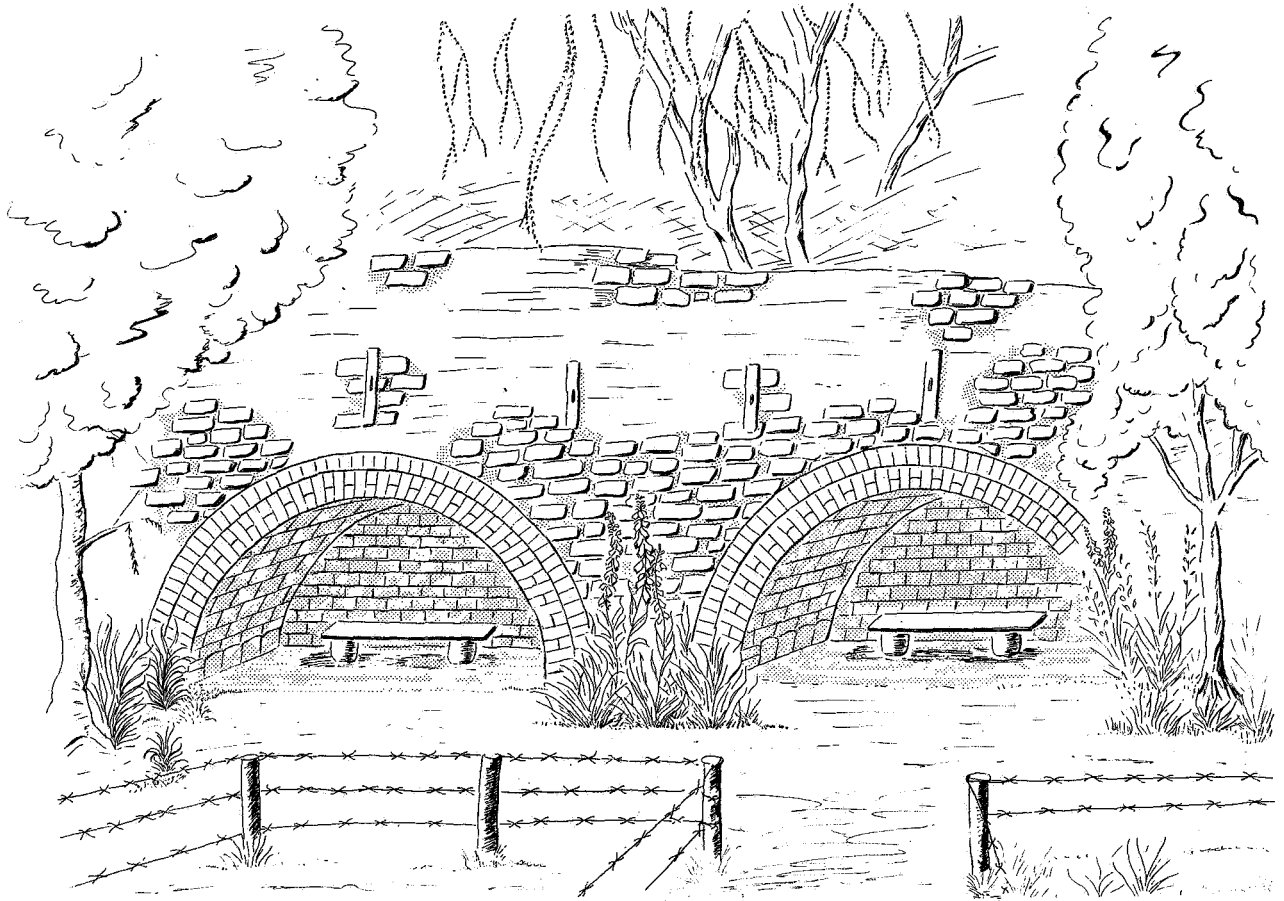


Fig. 72 - Oude dubbele kalkoven van de Putberg achter de hoeve "De Dael" tussen Benzenrade en Ubachsberg. Dit is één van de ongeveer twintig kalkovens, die ons in Zuid-Limburg nog resten. Met name tijdens de eerste wereldoorlog zijn er in Zuid-Limburg veel kalkovens gebouwd, waarvan de meeste overigens nauwelijks twee à drie jaar in bedrijf waren.

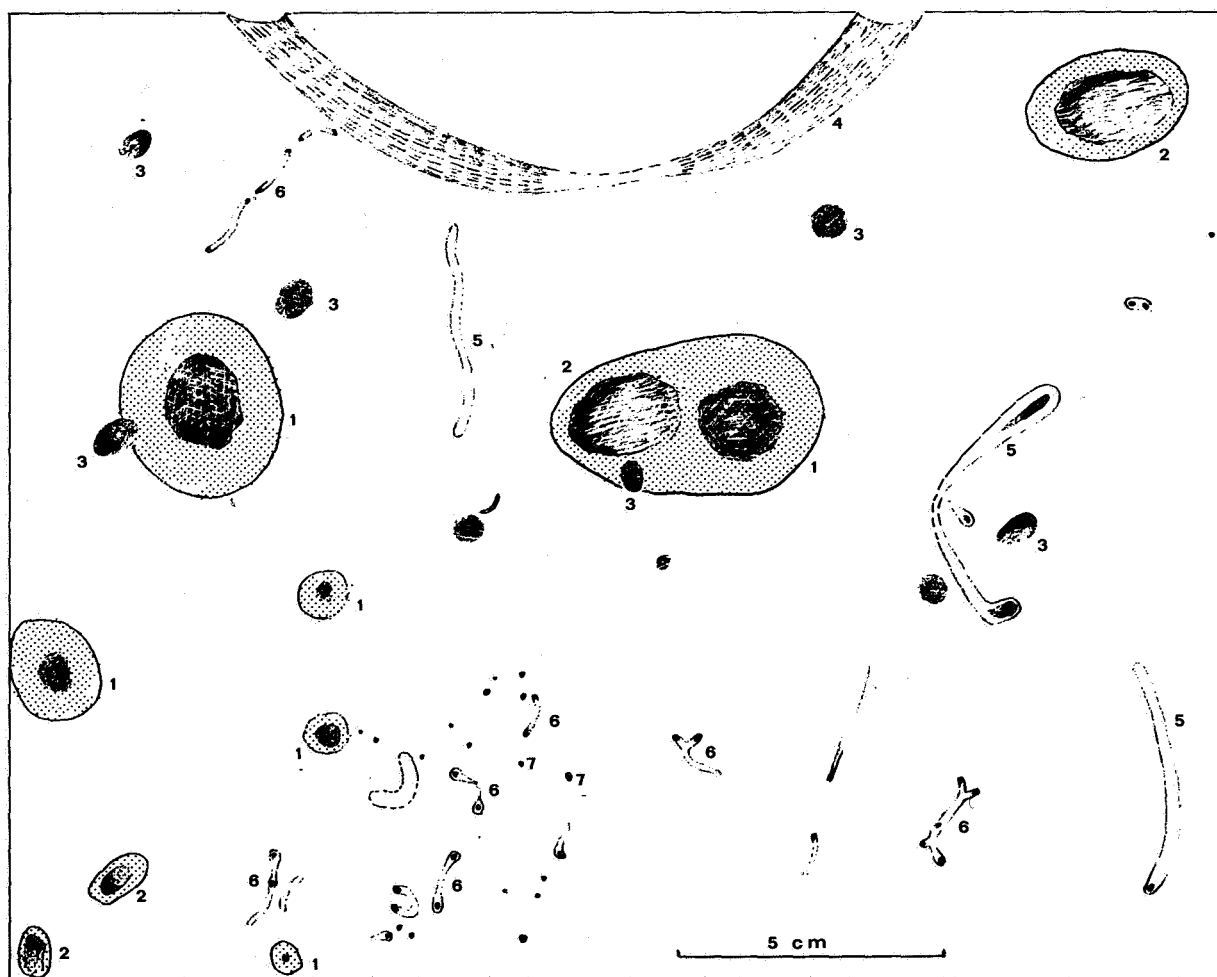


Fig. 73 - Een fossiele zeebodem uit het Boven-Krijt (Boven-Maastrichtien) van Zuid-Limburg (Kunderberg bij Kunrade). De harde banken in de Kalksteen van Kunrade bevatten vaak allerlei soorten graafgangen van veelal nog onbekende organismen. De meest opvallende gangen (1 en 2) zijn omgeven door een aureool van vuursteen. Mogelijk hebben organische stoffen, die door het allang verdwenen dier werden afgescheiden tijdens het graven, als "katalysator" gediend voor de vuursteenvorming. Dit proces doet denken aan de vorming van een violette verkleuring rond de graafgangen in groengrijze siltsteen uit het Ordovicium ("Boven-Salmien") van Schevenhütte (zie Fig. 126). Het is onduidelijk waarom alleen bepaalde graafgangen door vuursteen omgeven zijn. Tenminste zes soorten gangen zijn hier onderscheiden.

- 1 - verticale graafgangen met een aureool van vuursteen
- 2 - schuin naar beneden lopende graafgangen met een aureool van vuursteen
- 3 - verticale en schuin naar beneden lopende graafgangen zonder aureool van vuursteen
- 4 - vrijwel horizontale graafgang met "ribben", die ontstaan als het organisme zijn lijf tegen de wand van de gang aanperst om zo vooruit te kunnen schuiven (zoals bij een regenworm)
- 5 - vrijwel horizontale, ietwat golvende graafgangen van 2-3 mm doorsnede
- 6 - zeer kleine (ongeveer 1-1,5 mm doorsnede) onregelmatige graafgangen, die zowel horizontaal, schuin als verticaal lopen en vaak meerdere zijgangetjes lijken te hebben.



Fig. 74 - Onregelmatige, deels uit knollen bestaande, harde banken in de Kunrader Kalksteen (Boven-Krijt, Boven-Maastrichtien) aan de Karstraat tussen Termoores en Ubachsberg.

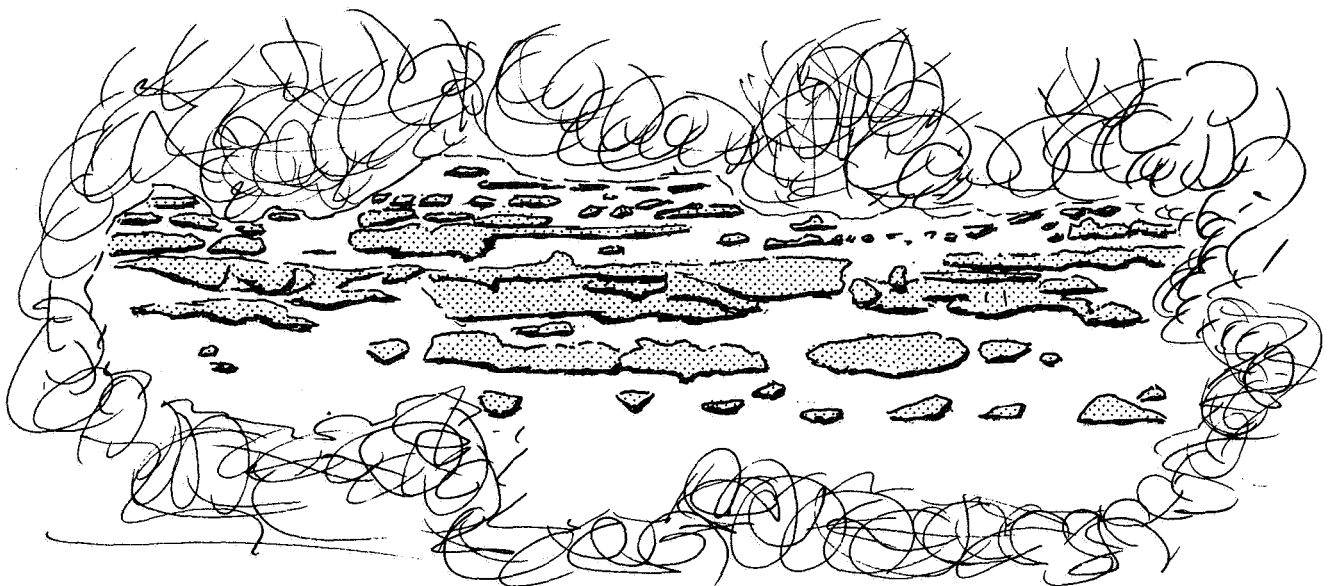


Fig. 75 - Vingerhoedskruid ("*Digitalis purpurea*")
is een typische "cultuurvolger" vanuit Zuid- en
Midden-Europa. In de Euregio Maas-Rijn behoort
deze plant vaak tot de pioniers, die de omgeweelde
grond langs bosranden begroeien.





Fig. 76 - De "type-locatie" van de gesteenten uit het Viséen (Boven-Dinantien) onmiddellijk ten zuiden van Visé, gezien vanaf de andere kant van de Maas. De zeer fossielrijke, lichtgrijze kalksteenlagen hellen iets naar het noorden. Deze steengroeven werden al aan het einde van de vorige eeuw stilgelegd.

2.3. DEVOON EN CARBOON VAN VISE EN IN DE DALEN VAN DE BERWINNE, GEUL EN WURM (Fig. 76-78)

Veel oudere en hardere gesteenten dagzomen verder naar het zuiden in de Condroz (het gebied tussen Maas en Ourthe) en langs de zuidflank van de plateaus van Haspengouw (in de dalen van de Maas en de Méhaigne) en van Herve (in de dalen van de Vesdre en de Inde). Maar we vinden ze ook bij Visé langs de Maas en in het dal van de Berwinne, in het Geuldal ten zuiden van Epen, en in het Wormdal ten zuiden van Kerkrade. Ze stammen uit het Devoon en Carboon en zijn tussen de 300 en 400 miljoen jaar oud. Het aantal natuurlijke en door de mens gemaakte ontsluitingen is nauwelijks te tellen. Natuurlijke ontsluitingen vinden we vooral in de diep uitgesneden rivier- en beekdalen in de vorm van soms spectaculaire rotspartijen (onder andere in het Ourthe-dal ten zuiden van Tilff). Maar het zijn vooral de grotten in de kalkstenen van het Devoon (Remouchamps) en het Dinantien (Comblain-au-Pont in het Ourthè-dal, en Engis in het Maasdal halverwege tussen Huy en Luik) die de aandacht trekken. De grotvorming begon op het einde van het Tertiair en gaat tot op de dag van vandaag verder. De grotten zijn niet alleen interessant vanwege de daarin voorkomende druipstenen (stalagmieten en stalactieten). Soms kunnen we ook de opeenvolging van de afzonderlijk kalkbanken en hun fossielinhoud herkennen, alsmede de breuken in het gesteente. De grot van Remouchamps levert hier een van de beste voorbeelden van.

Het grootst in aantal zijn ook hier de kunstmatige ontsluitingen: veelal verlaten steengroeven en mijnen, rotspartijen langs autowegen en tijdelijke ontsluitingen in allerlei bouwputten. Zowel de oude als de thans nog in bedrijf zijnde steengroeven liggen bij voorkeur langs de dalhellingen. Met name in de vorige eeuw moet hier een ware kaalslag hebben plaatsgevonden, waarbij de naakte rots over vele kilometers lengte langs de dalhellingen werd blootgelegd in zich tot guirlandes aaneenrijgende grotere en kleinere groeven.

De lintvormige aaneenschakeling van deze steengroeven langs de Maas moet (vanwege het daarin heersende bijzondere micromilieu en microklimaat een ideale kunstmatige corridor hebben gevormd voor de migratie van allerlei planten en dieren vanuit Midden- en Zuid-Europa tot in het hart van de Euregio. Bovendien werden deze groeven, zodra ze stilgelegd waren, in betrekkelijk korte tijd overwoekerd door bomen, planten en struiken, zodat we ons vandaag de dag nog maar moeilijk een voorstelling kunnen maken van hun aantal en omvang. Allerlei zeldzame dieren en planten vonden hier niet alleen een aantrekkelijk leefklimaat, maar ook een natuurlijke bescherming vanwege de betrekkelijke ontoegankelijkheid van dergelijke oude groeven. Dit is overigens geen uniek proces. Vrijwel overal in de Euregio, waar men oude groeven aan de Natuur heeft overgelaten, ontstonden in een relatief korte periode hoogwaardige natuurgebieden, die in een aantal gevallen vervolgens onder natuurbescherming zijn geplaatst.

Daar, waar de rotswand echter zichtbaar bleef, krijgen we een goede indruk van de geologische opbouw van de ondergrond. De meest noordelijke ontsluitingen vinden we in de dalen van de Maas, de Berwinne, de Geul en de Wurm. Wanneer we van Maastricht naar Luik rijden, zien we aan onze linkerhand onmiddellijk ten zuiden van Visé een hele reeks oude kalksteengroeven, waaruit Baron De Koninck in de eerste helft van de vorige eeuw een indrukwekkende collectie fossiele koralen, schelpdieren, visresten, trilobieten en mosselkreeftjes beschreef. Dankzij deze en latere vondsten heeft men een beeld gekregen van de levensvormen gedurende de geologische tijd, die nu als Viséen bekend staat. Het Viséen omvat de tweede helft van het Dinantien, dat vroeger ook Onder-Carboon genoemd werd.

Het onderzoek van de geologische geschiedenis van dit kleine stukje Euregio gaat nog steeds door. Zo heeft Eddy Poty van de Universiteit van Luik nog maar een paar jaar geleden beschreven hoe de omgeving van Visé zo'n 350 miljoen jaar geleden, op de overgang van de Devoon- naar de Carboonperiode, als een eiland boven de toen hier aanwezige zee moet hebben uitgestoken en pas in de loop van het Viséen (zo'n 10-15 miljoen jaar later) onder de zeespiegel verdween.

Ook in het dal van de Berwinne kunnen we een hele bijzondere ontsluiting bekijken vlakbij de houtzagerij van Val-Dieu (het eenvoudige restaurant van de ongeveer 200 m verderop gelegen gelijknamige abdij is trouwens een geliefd rustpunt op geologische excursies!). Hier zien we zandstenen met fossiele boomstammen uit het Laat-Famennien (het laatste tijdvak van de Devoon-periode). In de bosjes boven en achter deze oude groeve heeft men in de daar aanwezige schalies resten gevonden van "goniatieten" (een uitgestorven groep inktvissen, die net als de nu nog levende *Nautilus* een in kamers verdeelde slakkehuisvormige schelp bezaten) uit het Namurien (het oudste tijdvak van het Boven-Carboon). De kalkstenen van het Viséen, die we 10 km verder naar het westen bij Visé hebben aangetroffen, ontbreken hier volledig. Ook hier moet dus een eiland gelegen hebben in de Dinantien-zee!

De ontsluitingen in het Geuldal ten zuiden van Epen tonen ons gesteenten uit het Devoon en Carboon. Toeristische trekpleisters op Nederlands gebied vormen de Heimansgroeve en de Cottesser Groeve (de enige plekken in Nederland waar zulke oude gesteenten - schalie, zandsteen en kwartsiet - uit het Boven-Carboon aan de oppervlakte komen). Maar veel imposanter lijken ons de oude kalksteengroeven bij Plombières of Bleiberg, een paar kilometer verder naar het zuiden, waar vrijwel verticaal staande kalksteenlagen te zien zijn; of de zandstenen met fossiele "golfribbels" uit het Famennien in de groeve onder de bijna 1 km lange spoorbrug bij Moresnet.

De ontsluitingen in het Wurmdal tussen Kohlscheid en Kerkrade (net over de Nederlands-Duitse grens) zouden niet voor vermelding in aanmerking komen, als ze niet een speciale industrieel-archeologische betekenis hadden. Volgens de (nog altijd omstreden maar in ieder geval aantrekkelijke) interpretatie van de oude kronieken van de nabijgelegen abdij van Rolduc (de "Annales Rodenses") zou hier al omstreeks 1113 begonnen zijn met de winning van steenkool in zogenaamde "Kalculen". Of deze onder anderen door Jan Finger, directeur van het Mijnmuseum Rolduc te Kerkrade, in 1984 nog verdedigde stelling helemaal klopt is eigenlijk onbelangrijk. Feit is wel, dat hier uiterlijk vanaf het begin van de veertiende eeuw op commerciële basis steenkool gewonnen is middels open groeven (dagbouw) en "Stollen" (horizontaal vanuit de dalwand in het steenkoolvoerend gesteente gedreven galerijen). Deze winning is geboekstaafd in de "Aachener Stadtrechnungen".

Ongetwijfeld kon men in het Wurmdal vroeger een groot aantal steenkoollagen en -laagjes aan de oppervlakte bewonderen. Maar in de eerste fase van de afbouw heeft men iedere laag van pakweg 20 cm of dikker tot op enkele meters diepte uitgegraven. Zelfs bij de aanleg van de autoweg Aken-Brussel hebben buurtbewoners van Cheratte-Barchon ditzelfde nog gedaan om aan een goedkope (gratis) partij kolen voor de winter te komen.

Toch is er in het Wurmdal ten oosten van Kerkrade nog een bescheiden steenkoollaagje (of eigenlijk zelfs een dubbele laag) te zien langs de zogenaamde "Carboon-route" bij Bardenberg, die hier een aantal jaren terug is uitgezet door het Mijnmuseum Rolduc te Kerkrade. Deze "romantische" wandelroute (wij hebben hem ettelijke keren met veel plezier afgelopen) begint voorbij de Burg Wilhelmstein (eerste zijweg links, aangeduid met een bord "Karbon-Route") langs de weg van Kohlscheid naar Bardenberg. De bewuste steenkoollaagjes hebben het waarschijnlijk uitsluitend "overleefd" omdat ze hoog in een vrijwel loodrechte wand zitten, onbereikbaar voor toeristen of verzamelaars (hoewel er eigenlijk niets concreets te verzamelen is). Voor een uitvoerige beschrijving van deze route zij hier verder verwezen naar de brochure van het Mijnmuseum Rolduc.

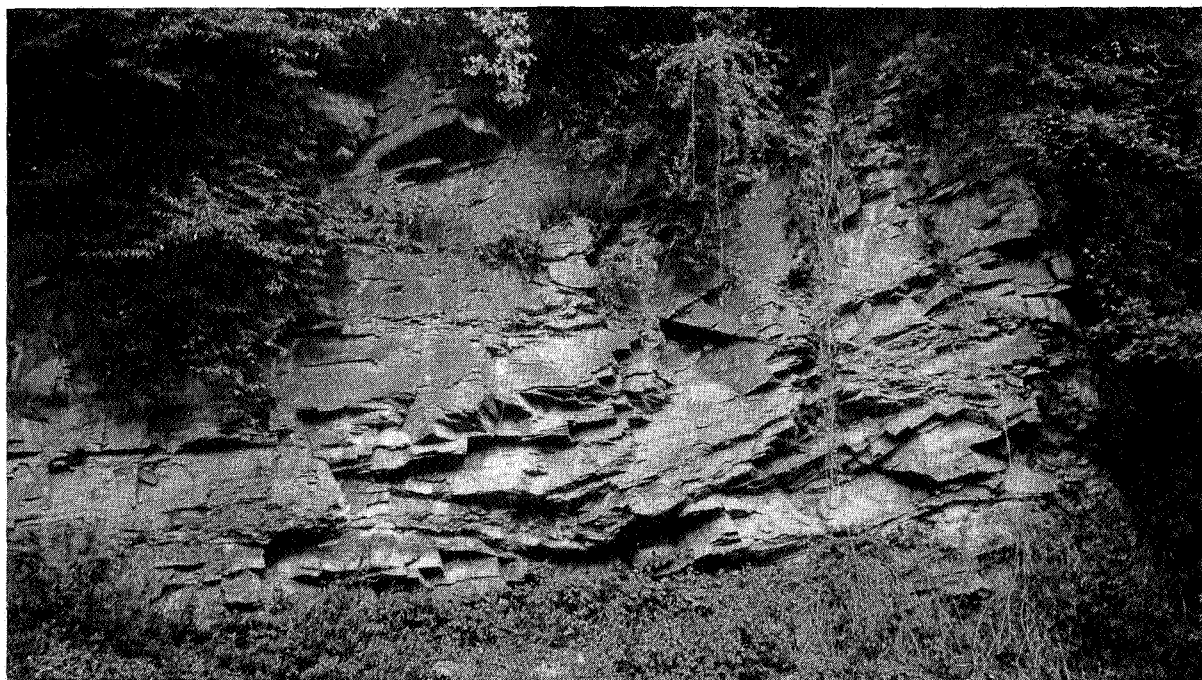


Fig. 77 - Glimmerrijke, relatief grofkorrelige zandsteen (Psammites du Condroz; Boven-Devoon, Boven-Famennien) in een oude steengroeve naast de houtzagerij van Val-Dieu (dal van de Berwinne). Hierin zijn op verschillende plaatsen afdrucken gevonden van poldikke boomstammetjes. Dit sediment werd waarschijnlijk door rivieren aangevoerd vanaf het Caledonisch gebergte in het noordwesten. Afzettingen van dezelfde ouderdom in een boring te Maastricht bleken zelfs dunne grindlaagjes te bevatten.

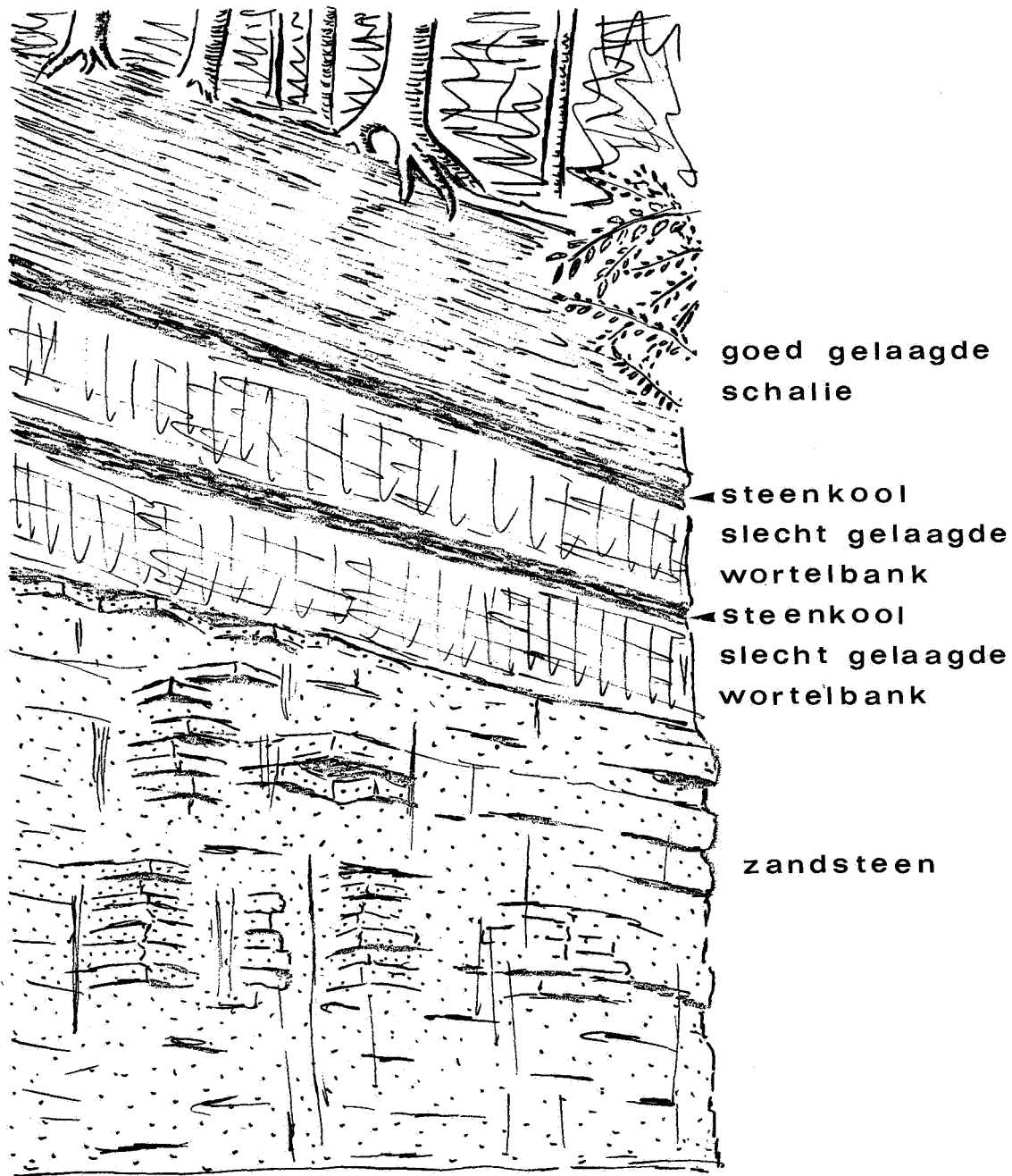


Fig. 78 - Steenkoollaagjes uit het Boven-Carboon ("Onder-Westphalien") in een steile wand (7-8 m hoog) langs de "Karbon-Route" in het Wurmdal bij Bardenberg. De opeenvolging van een dikke zandsteenlaag, slecht gelaagde "wortelbank" (een schalielaag vol wortelafdrukken), een (hier sterk door klei "verontreinigd") steenkoollaagje, gevolgd door een goed gelaagde schalie, staat model voor de ritmische gelaagdheid van steenkoolvoerende afzettingen uit het Boven-Carboon in NW Europa.

2.4. SILUUR IN HET DAL VAN DE MEHAIGNE (Fig. 79-89)



Fig. 79 - Holle weg "Rue de Liège" aan de zuidelijke ingang van Fallais (dal van de Méhaigne), langs de weg tussen Huy en Hannut (vanaf de autoweg Namen-Luik afslag "Huy-Fumal" nemen). Hier is een fijngelaagde verkiezelde vulkanische tufsteen uit het Siluur ontsloten.

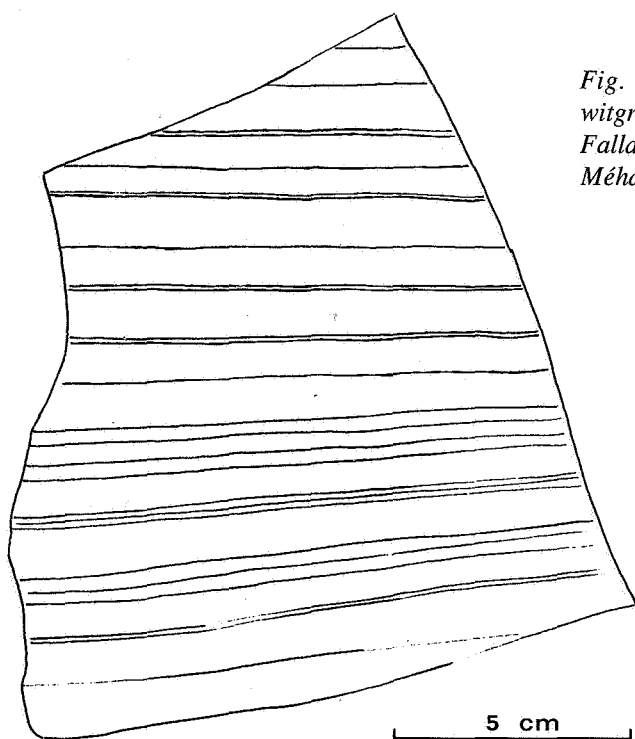


Fig. 80 - Ritmische gelaagdheid in verkiezelde witgrijze, vulkanische tufsteen uit het Siluur van Fallais (holle weg "Rue de Liège"), dal van de Méhaigne.

Ook de paleozoïsche ontsluitingen in het dal van de Méhaigne, helemaal in het westen van de Euregio in het Plateau van Haspengouw, verdienen een aparte vermelding. Hier komen niet alleen gesteenten uit het Devoon en Carboon aan de oppervlakte, maar ook de veel oudere afzettingen uit het Siluur. Deze bestaan hier niet alleen uit de op leisteen lijkende "fylliet" (een door temperatuur en druk enigszins in mineralogische samenstelling gewijzigde schalie oftewel "klei"-steen), maar ook uit vulkanische tufsteen die voor een deel in een littoraal milieu (een ondiepe zee vlak onder de kust) moet zijn afgezet. Deze laatste gesteenten vinden we in Fallais (zowel in de holle weg van de "Rue de Liège" als in een verlaten groeve bij het binnen rijden van het gehucht Pitet). De soms "graptolieten" bevattende fylliet komt onder andere in het dorpje Fumal aan de oppervlakte (langs de "Rue Vieille Cense" onder de kerk van Fumal, alsook in een kleine groeve langs de weg richting Marneffe). Soortgelijke ontsluitingen van (deels vulkanische) gesteenten uit het Siluur vinden we iets verder naar het oosten bij Horion-Hozémont en Voroux-Goreux.

Op het eerste gezicht lijken deze ontsluitingen weinig aantrekkelijk voor de amateurgeoloog. In werkelijkheid vormen ze hele bijzondere gaten in de Euregionale lappendeken, waardoor we een blik kunnen werpen op de gesteenten van het zogenaamde "Massief van Brabant" of "Massief van Londen-Brabant", dat zich samen met het "Massief van Wales" uitstrekt van de zuidoost-punt van Ierland tot in de omgeving van Maastricht. Deze massieven zijn opgebouwd uit zeer oude paleozoïsche gesteenten van het Cambrium, Ordovicium en Siluur. Onder invloed van de zich ook toen al verschuivende oercontinenten ("platentectoniek") werd dit gebied op de overgang van de Siluur- naar de Devoonperiode geplooid en opgeheven tot een bescheiden gebergterug, waarvan de hoogste (in Wales en Midden-Engeland gelegen) toppen buiten het bereik bleven van de daarna weer opdringende Devoon-/Carboonzee en waarschijnlijk ook niet bedekt werden door de moerassen met "steenkoolwouden" uit het Boven-Carboon.

Lang vóór deze opheffing vormde de zuidrand van deze latere massieven al een zwakke plek in de aardkorst, die gemarkeerd werd door een lange boogvormige rij vulkanen, die in België vanaf Oostende via Namen tot in de omgeving van Visé vervolgd kan worden, en die tijdens het Ordovicium en Siluur actief waren. Een



Fig. 81 - Fylliet uit het Siluur onder de kerk van Fumal (dal van de Méhaigne). Hier kunnen we uitstekend het verschil bestuderen tussen de oorspronkelijke sedimentaire gelaagdheid en de tectonische slijtvlakken ("schistositeit" of "schistositeitvlakken"). De ontsluiting bevindt zich langs de omhooglopende weg "Rue Vieille Cense".

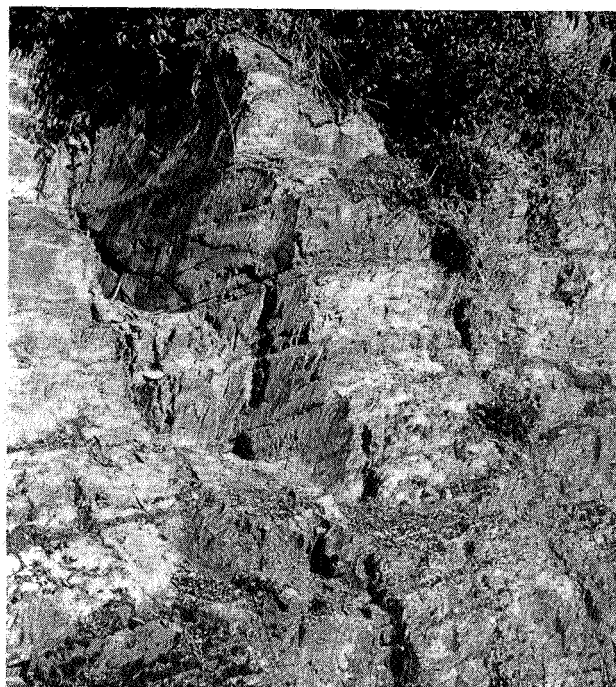


Fig. 82 - Detail van de fylliet uit het Siluur te Fumal (voor locatie zie Fig. 81). In de oorspronkelijk kleiïge afzettingen werden onder invloed van de tectonische druk slijtvlakken gevormd, die loodrecht op de drukrichting staan.

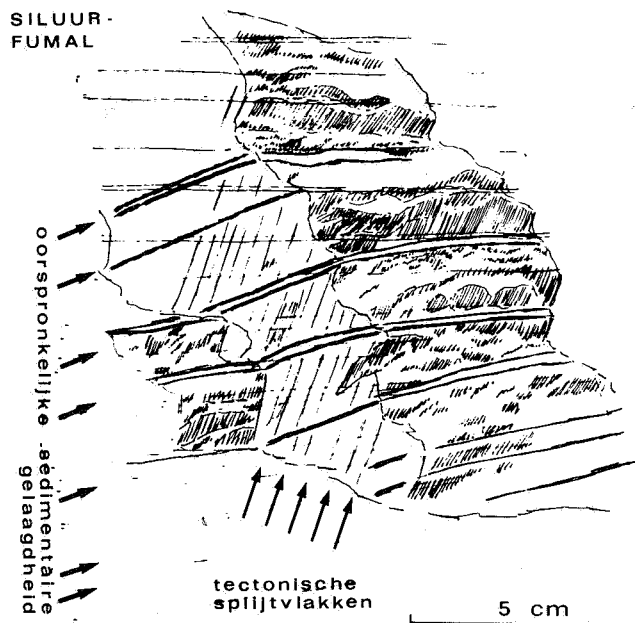


Fig. 83 - Het verschil in de helling tussen de oorspronkelijke sedimentaire gelaagdheid en de tectonische splijtvlakken bedraagt in deze ontsluiting ongeveer 50°. Ook de hoek, waaronder deze vlakken hellen, verschilt.

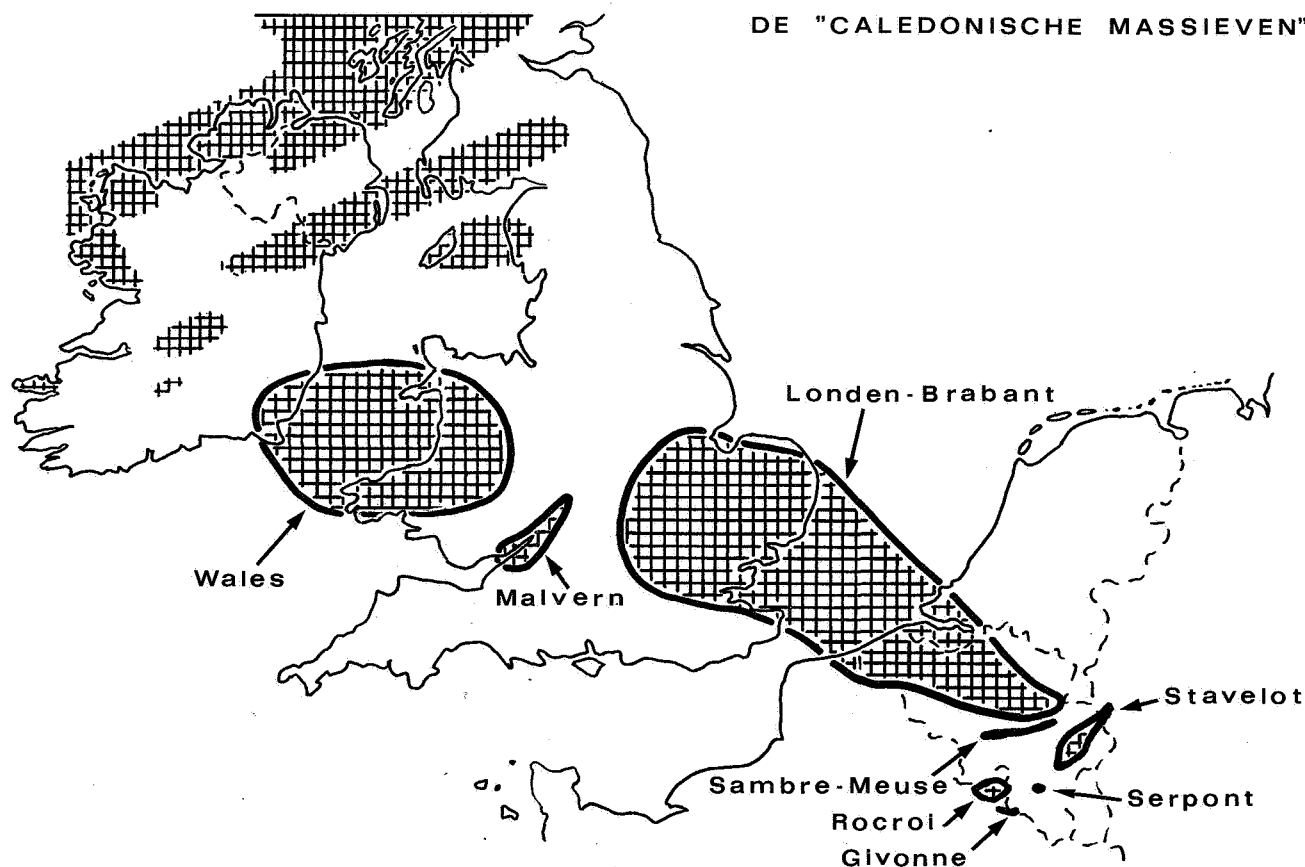


Fig. 84 - Verspreiding van de "Caledonische Massieven" in een deel van NW-Europa. Deze massieven ontstonden op de overgang van het Siluur naar het Devoon, zo'n 410 miljoen jaar geleden. Maar ze kenden vaak al een lange voorgeschiedenis van tectonische onrust, die zich uitte in een wijdverbreid vulkanisme en onderaardse magmatische activiteit (ontstaan van "plutonen" en "intrusiefgesteenten"). De niet omliggende massieven in Ierland, Schotland en Noord-Engeland maken deel uit van het Caledonisch gebergte, dat we in Europa tot in het noorden van Noorwegen kunnen vervolgen. De massieven van Wales en Brabant vormden slechts een kleine "zijtak" van dit hoofdgebte.

soortgelijke vulkanische activiteit tijdens het Cambrium, Ordovicium en Siluur (geïllustreerd door het voorkomen van lava, tuflagen en "intrusiefgesteenten" van porfier, diabaas, gabbro, basalt en graniet) vinden we overigens ook langs andere zwaktezones verder naar het zuiden, die eveneens rond de overgang van het Siluur naar het Devoon geplooid en opgeheven werden. Ook deze massieven hebben als de "Band van Sambre-Meuse" (in de westelijke Euregio te zien tussen Huy en Clermont) en de massieven van Rocroi, Givonne, Serpont en Stavelot hun stempel gedrukt op de sedimentatie tijdens het Devoon en Carboon, en niet te vergeten op de tectonische bewegingen in de ondergrond gedurende deze perioden en met name tijdens de zogenaamde "Varistische gebergtevorming".

Omdat al deze massieven van gesteenten uit het Cambrium, Ordovicium en Siluur oorspronkelijk werden geplooid en opgeheven tijdens de "Caledonische gebergtevorming", staan ze ook wel bekend onder de verzamelnaam van "Caledonische massieven".

We kennen nog méér Caledonische massieven, onder andere in Ierland, Noord-Engeland en Schotland. Ook dáár werd de plooiing en opheffing meestal voorafgegaan en begeleid door vulkanisme en het opstijgen en binnen dringen van magma in spleten in de ondergrond (de zogenaamde "intrusiefgesteenten"). Deze massieven maken deel uit van een enorme (ruim 4000 km lange en 800 km brede) Caledonische gebergterug, die in Europa langs de westkust van Noorwegen via de Hebriden en Schotland tot aan de zuidwestpunt van Ierland loopt, en in Noord-Amerika langs de oostkust van Groenland, Newfoundland, Oost-Canada (de "Maritime Provinces") en de Appalachen in het noordoosten van de USA. De massieven van Wales-Brabant vormden eigenlijk slechts een "zijtak" van dit gebergte, dat ontstond doordat de "platen" van Noord-Amerika/Groenland (in de literatuur vaak "Laurentia" genoemd) en Noord-Europa ("Fennoscandia" of "Fennoscandia") op elkaar botsten en "samensmolten" tot wat vervolgens het "Oude Rode Continent" ("Old Red Continent") zou heten.

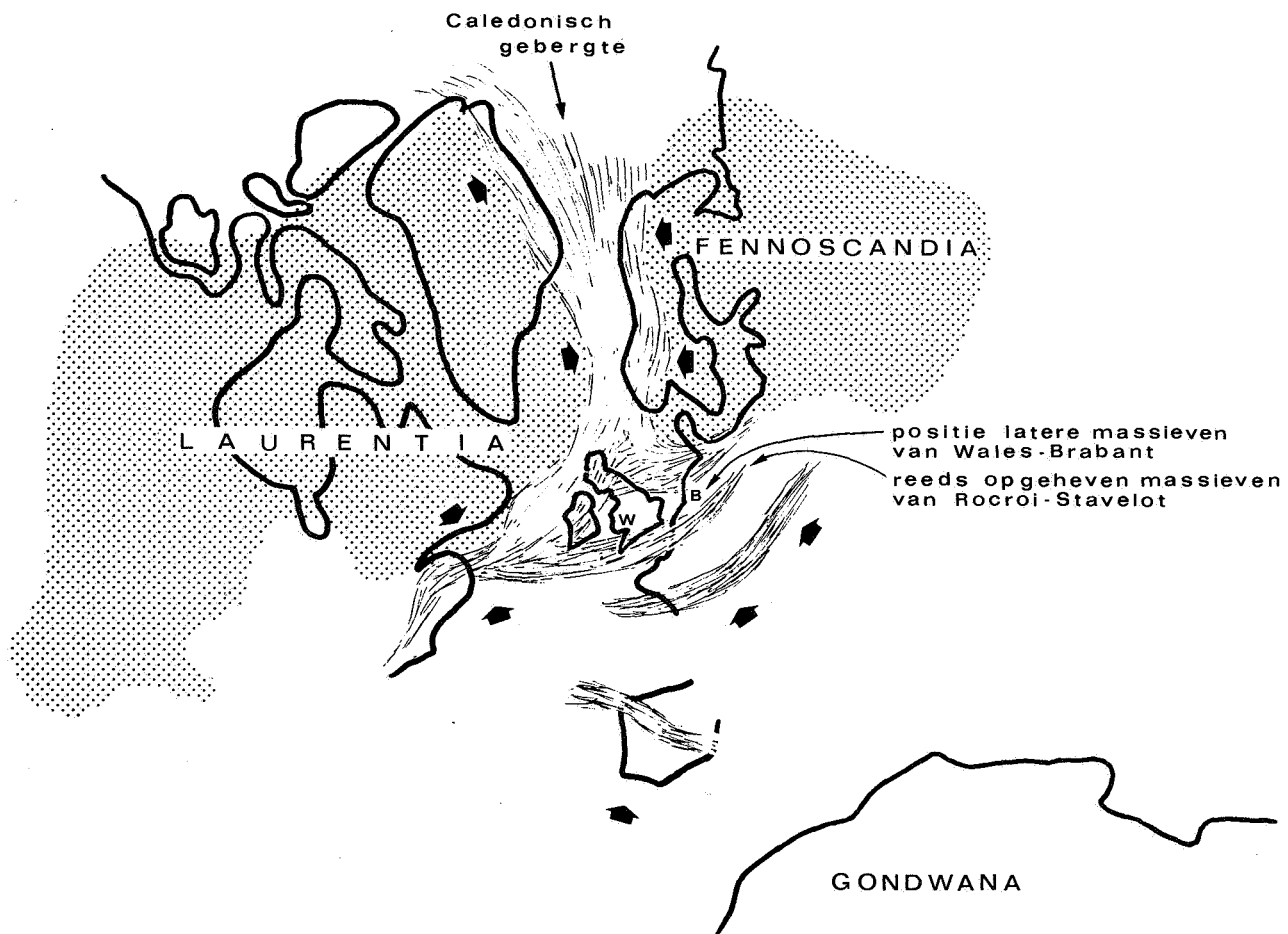


Fig. 85 - Caledonische gebergtevorming ("orogenese") tijdens het Siluur. De oceaan tussen de continentale platen van Laurentia en Fennoscandia wordt dichtgedrukt. Daarvoor in de plaats ontstaat het Caledonisch gebergte. Op de positie van de latere massieven van Wales en Brabant gaat de sedimentatie nog door tot aan het einde van het Siluur. De massieven van Rocroi-Stavelot zijn dan al opgeheven, en daar vindt al erosie plaats. Overall in en langs het Caledonisch gebergte zien we sporen van vulkanisme (o.a. in het dal van de Méhaigne) en opstijgend magma.

N-NW

Z-ZO

3500 m 2800 m

75 km

TIJDSCHAAL

Boven-Carboon

335 MJ

Dinantien

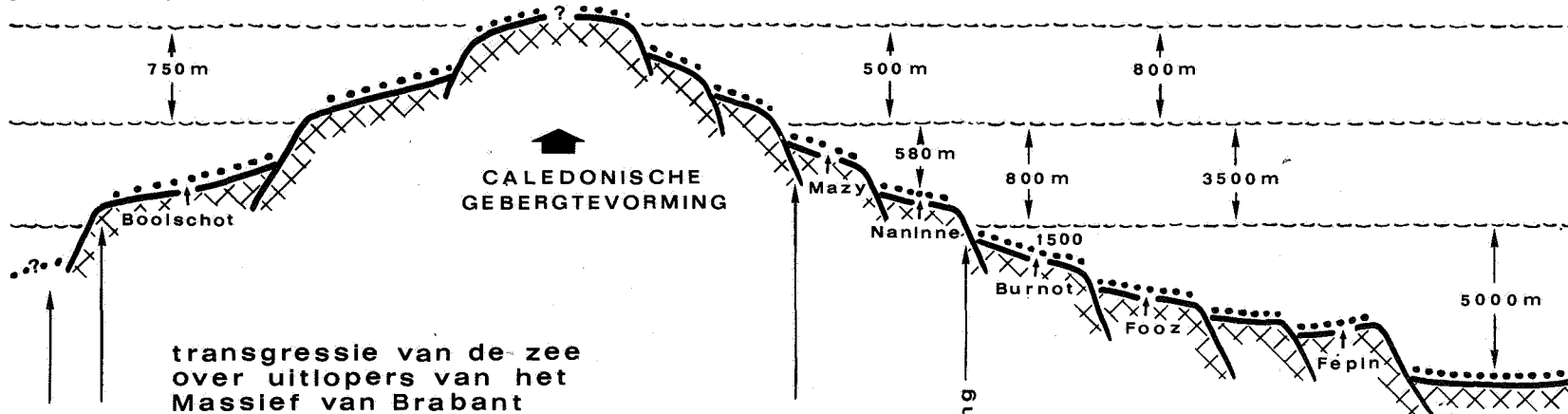
360 MJ

Midden- en Boven-Devoon

390 MJ

Onder-Devoon

410 MJ



transgressie van de zee over uitlopers van het Massief van Brabant tijdens Devoon en Carboon (let op steeds jonger basisconglomeraat)

huidige situatie (niet op schaal)

Roerdalslenk
o.a. Feldbiss

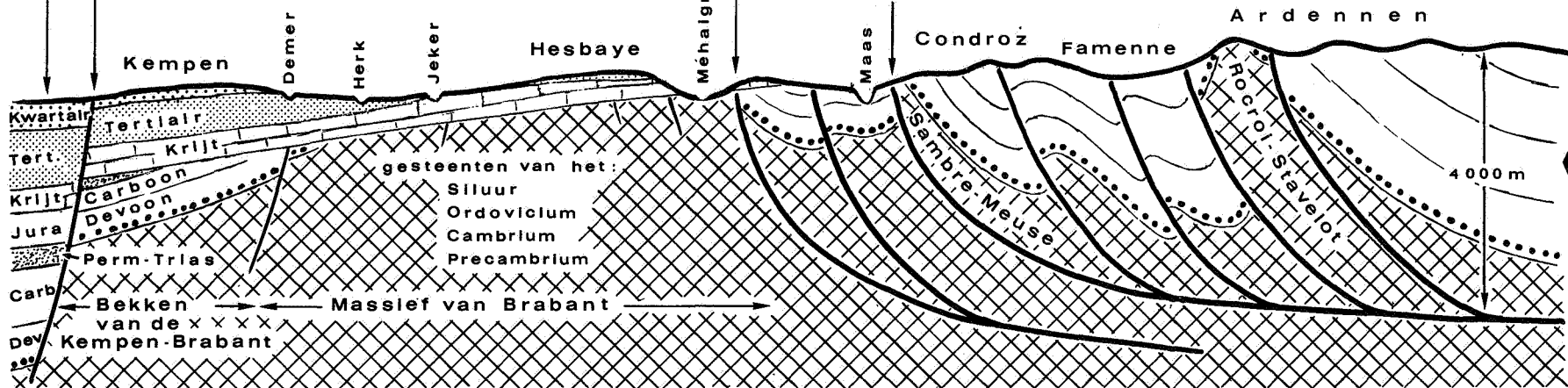
Bordièrre-breuk

Synclin: van Namen

Midi-Aken-overschuiving

Synclinatorium van Dinant

Synclinatorium van Neufchâteau



VARISTISCHE GEBERGTEVORMING

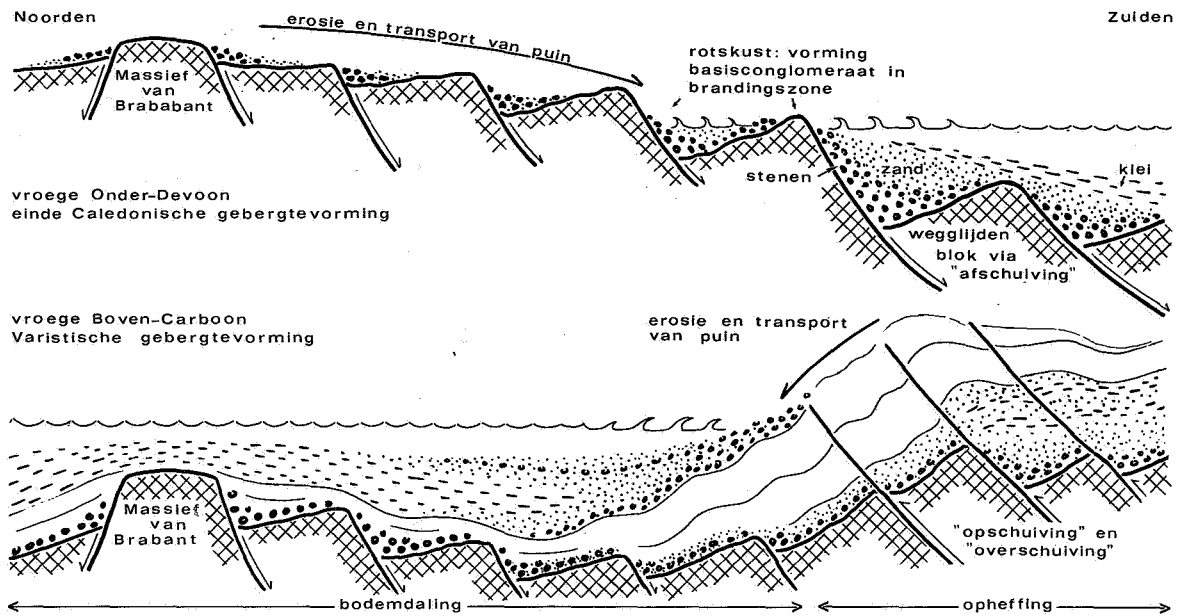


Fig. 86-87 - Schematische voorstelling van de mariene transgressie tijdens het Devoon en Carboon over het Massief van Brabant. Het door dikke punten aangeduide "basisconglomeraat" (in feite oude strandafzettingen van stenen onder een rotskust, die door de branding afgerond werden; dit zien we ook nu nog langs veel rotskusten van bijvoorbeeld Spanje, Portugal, Frankrijk en Groot-Brittannië) blijkt vanuit het zuiden naar het noorden een steeds jongere ouderdom te hebben. Het zou uiteindelijk meer dan 80 miljoen jaren duren voordat het laatste deel (zo'n 75 km verder naar het noorden) door de zee overspoeld werd.

Deze mariene transgressie was overigens niet het resultaat van een alsmaar stijgende zeespiegel over een hoog reliëf. Hij werd hoofdzakelijk veroorzaakt door een complexe beweging van de ondergrond, waarbij de afzonderlijke blokken (te beginnen in het zuiden en zo successievelijk naar het noorden gaande) beurtelings langzaam "weggeden" en daardoor onder de zeespiegel verdwenen, waarna de "vrijgekomen ruimte" opgevuld werd met erosiepuin vanuit het Caledonisch gebergte en zijn uitlopers in het noorden.

Door de latere Varistische gebergtevorming werden deze blokken vervolgens weer bij elkaar geduwd, waardoor de erop liggende (toendertijd jonge) sedimenten van Devoon en Carboon geplooid werden in de ons nu bekende "synclinoria" van Neufchâteau, Dinant en Namen. Daarbij veranderden de oorspronkelijke "glijvlakken" (in feite "afschuivingen" of "normale breuken") in "overschuivingsvlakken". Deze processen van wegglijden (bodemdaling) en weer bij elkaar duwen (opheffing van de bodem) zijn voor een deel gelijktijdig verlopen. Zo zien we tijdens het Boven-Carboon in het noorden van de Euregio Maas-Rijn nog bodemdaling en sedimentatie als er in het zuidoosten al opheffing en erosie plaatsvinden (zie Fig. 98).

Deze botsing, waardoor het Caledonische gebergte ontstond, kwam niet ineens tot stand. De plooiing en opheffing van de massieven van Rocroi, Givonne, Serpont en Stavelot begon al toen er verder naar het noorden (het Massief van Brabant en de Band van Sambre-Meuse) nog kleiige sedimenten in de Siluurzee werden afgezet. Dit verklaart het ontbreken van Silurgesteenten in de massieven van Rocroi-Stavelot. Bovendien bevatten de sedimenten uit het Siluur in de Band van Sambre-Meuse microscopisch kleine fossielen uit het oudere Ordovicium, die samen met de klei door erosie weggespoeld moeten zijn uit het gebied van Rocroi-Stavelot.

Een paar kilometer naar het zuiden in hetzelfde dal van de Méhaigne is de kalksteen uit het Dinantien zichtbaar in een aantal grote (deels verlaten) steengroeven bij Moha. Vroeger werd deze kalksteen voornamelijk als bouwsteen gebruikt (bijvoorbeeld als raamlijsten in veel in de zogenaamde "Maaslandstijl" opgetrokken gebouwen uit de Renaissance in de Euregio Maas-Rijn). Maar tegenwoordig wordt de meeste kalksteen verwerkt in de cementindustrie. Alles bij elkaar is er dus reden genoeg om het dal van de Méhaigne met een bezoek te vereren tijdens ons speurtocht naar het geologisch verleden van dit gebied.

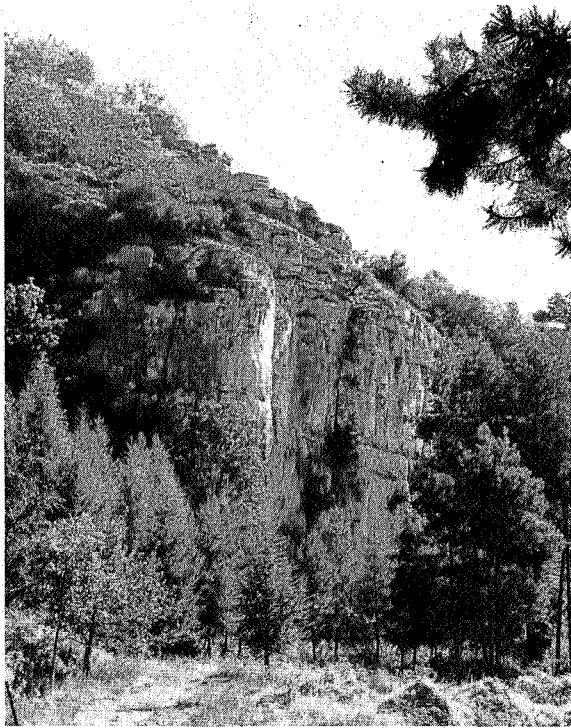


Fig. 88 - Kalksteen uit het Dinantien in de verlaten steengroeve "Roches aux Corneilles" ten noorden van Moha (dal van de Méhaigne).

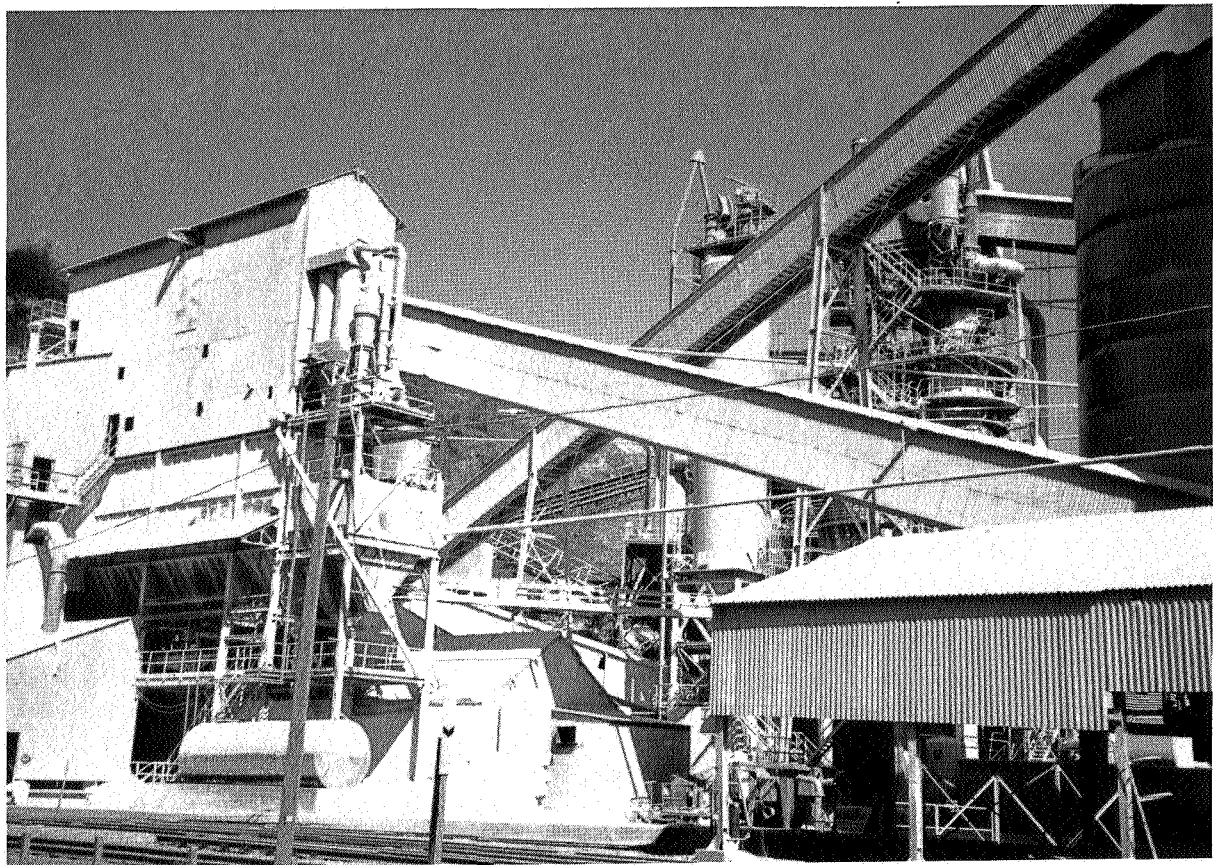


Fig. 89 - Impressie van de kalkverwerkende industrie ten noorden van Moha in het dal van de Méhaigne. Hier wordt de kalksteen uit het Dinantien gebrand, die in de steengroeven in de directe omgeving gewonnen wordt. Vergelijk deze indrukwekkende installatie met de primitieve kalkovens uit de vorige en het begin van deze eeuw !

2.5. DEVOON EN CARBOON TEN ZUIDOOSTEN VAN AKEN (Fig. 90-99)

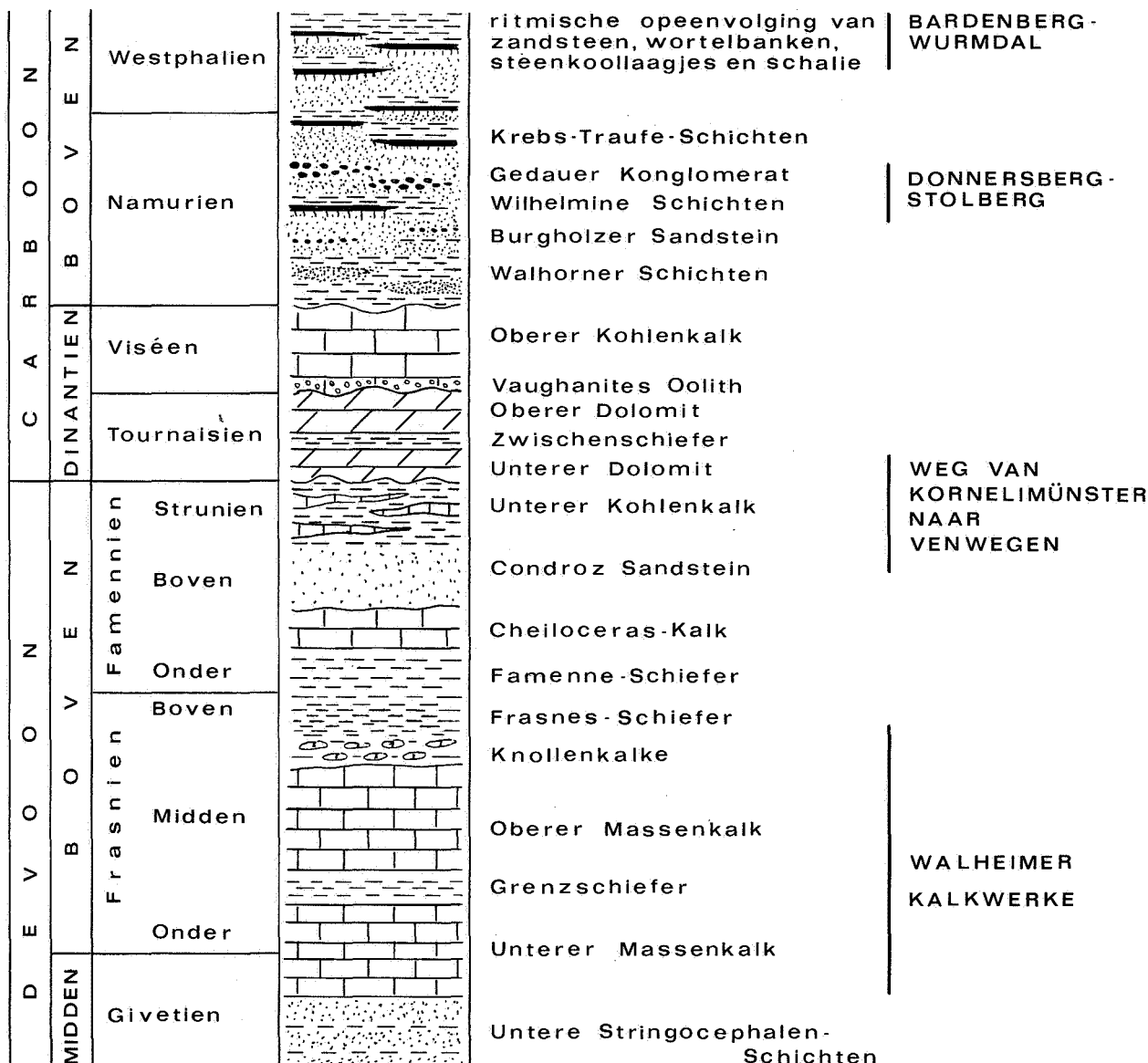


Fig. 90 - Stratigrafie van een deel van het Devoon en Carboon in het gebied rond Aken in relatie tot de hier beschreven ontsluitingen.

Zoals al eerder gezegd kunnen we hier onmogelijk een complete opsomming geven van de vele ontsluitingen in het Devoon en Carboon verder naar het zuiden. Daarom beperken we ons tot een willekeurige selectie van punten ten (zuid-) oosten van Aken, ten (zuid-)westen van Eupen en in het dal van de Ourthe ten zuiden van Luik.

De ontsluitingen ten (zuid-)oosten van Aken vinden we bij het station van Walheim, langs de weg van Kornelimünster naar Venwegen/Mulartshütte, en in een park in Stolberg. De oude kalksteengroeve van de "Walheimer Kalkwerke" (achter het station van Walheim) is tegenwoordig toegankelijk als "Freizeitgelände". Op initiatief van Prof. Werner Kasig van het geologisch instituut der Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule Aachen geven borden in de groeve (in het Duits) uitleg over de geologische geschiedenis van de kalksteen en het tropisch-subtropische milieu (een vergelijking wordt gemaakt met het bekende Barrière van Australië) waarin deze kon ontstaan. Dankzij deze toelichting komen de vrijwel verticaal staande en soms zelfs iets overkiepte kalklagen met een rijke fossielinhoud van koralen en schelpdieren als het ware vanzelf weer tot leven. Iets verderop in dezelfde groeve heeft men twee zogenaamde trechterovens om de kalksteen te branden (in 1905 gebouwd als de kalkovens "3" en "4") weer helemaal opgeknapt, ook dit op initiatief van Werner Kasig, die er trouwens voor geijverd heeft om de wilde flora in een deel van de groeve weer een kans te geven. De industriële archeologie komt uitgebreid aan bod in de toelichting op het bord bij de trechterovens. Daaruit leiden

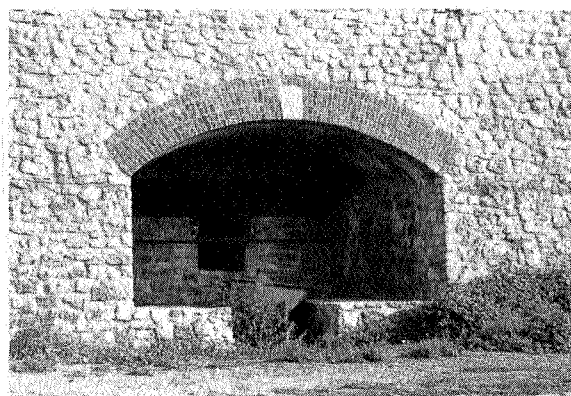
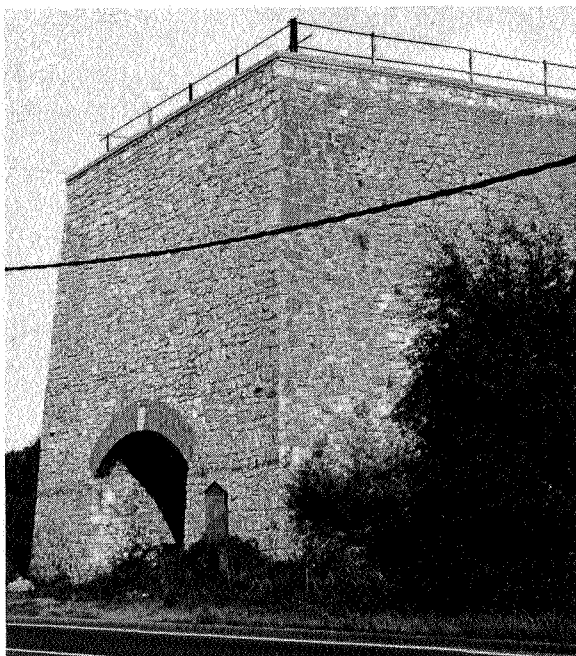


Fig. 91 - De gerestaureerde kalkoven "Wolfspfad" uit 1924 ten noorden van Hahn (onmiddellijk ten oosten van Walheim) is een van de weinige industriële monumenten, die nog herinneren aan de grote economische betekenis van de kalksteen uit het Devoon in dit gebied tot in het recente verleden. Aan het eind van de vijftiger jaren werd deze tak van industrie hier definitief beëindigd als gevolg van de toenemende concurrentie van elders.

we af, dat de kalksteen uit deze groeve al door de Romeinen werd gebruikt voor de bouw van de tempel van "Varnenum" bij Kornelimünster. Ook een deel van de Aachener Dom en van het huidige Rathaus in Aken (de vroegere "Kaiserpfalz") werden hiervan gebouwd. In 1959 heeft men de Walheimer Kalkwerke stil moeten leggen. De afwerking van deze oude groeve met zijn mooie ontsluitingen van de kalksteen uit het late Midden-Devoon (Givetien) en vroege Boven-Devoon (Frasnien), mooi gerestaureerde kalkovens en dat alles in een parkachtig landschap waarin de natuur een tweede leven lijkt te beginnen, vormt een voorbeeld hoe men zo iets elders in de Euregio zou kunnen aanpakken. "Chapeau" voor Werner Kasig en alle anderen, die dit gerealiseerd hebben !

De ontsluitingen langs de weg van Kornelimünster naar Venwegen/Mulartshütte vormen als het ware het natuurlijk vervolg op de steengroeve van Walheim, omdat de oudste gesteenten (zandsteen met brachiopoden en soms visresten) hier uit het late Boven-Devoon (Famennien) stammen. Deze kunnen we zien in twee kleine verlaten groeven aan weerszijden van het spoorwegviaduct op 100 m afstand van het restaurant "Schlauerermühle". Als we van hieruit naar het zuiden richting Kornelimünster lopen, ontdekken we aan de rechterkant van de weg enkele fossielrijke kalksteenbanken, die afgewisseld worden door mergelige schalie. Deze afzettingen uit het allerjongste Boven-Devoon ("Strunien") bevatten een grote verscheidenheid aan koralen, de op koralen gelijkende stromatoporen, brachiopoden, trilobieten, zeelelies en microfossielen (mosselkreeftjes, conodonten en foraminiferen). De hier zichtbare afwisseling van harde kalksteenbanken en schalie kunnen we tot diep in België vervolgen : in het Ourthedal bij Chauxhe en Rivage, in het dal van de Hoyoux (ten zuiden van Huy) bij Roysel, in het dal van de Bocq bij Spontin (waar het gelijknamige mineraalwater vandaan komt), en in het Maasdal bij Anseremme en Hastière. Zelfs in een boring in Maastricht (aan de Kastanjelaan bij Fort Willem) hebben we deze karakteristieke afwisseling van fossielrijke kalksteen en schalie op ruim 450 m diepte teruggevonden. We kunnen dit beschouwen als een bewijs voor de zeer uniforme omstandigheden waaronder deze sedimenten werden afgezet.

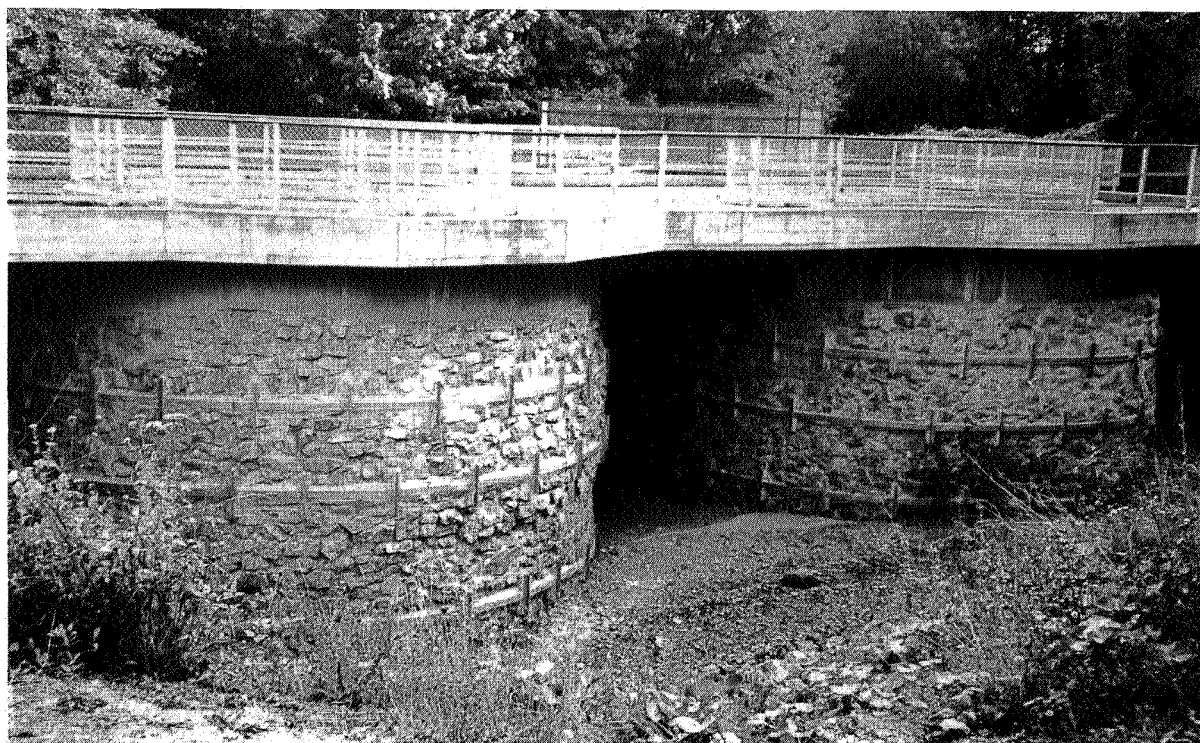


Fig. 92 - Dubbele trechteroven uit 1905 op het terrein van de "Walheimer Kalkwerke" achter het station van Walheim. Deze in 1959 stilgelegde kalksteengroeve is thans voor het publiek toegankelijk als "Freizeitgelände". De kalksteen uit het late Midden-Devoon (Givetien) en vroege Boven-Devoon (Frasnien) werd al door de Romeinen gebruikt voor de bouw van de tempel van "Varnenum" bij Kornelimünster. Ook een deel van de Aachener Dom en van het huidige Rathaus te Aken (de vroegere "Kaiserpfalz") zijn hieruit opgetrokken.



Fig. 93 - Detail van de iets overkiepte (linksonder is de top en rechtsboven de basis van de sedimenten !) lagen in de verlaten kalksteengroeve te Walheim. De grote witte vlekken zijn dwarsdoorsneden van tot 30 cm grote kolonies van "stromatoporen", een uitgestorven groep van organismen, waarvan de kolonies aan die van koralen doen denken. Links daarvan zien we een aanvankelijk donkergrijze en vervolgens lichtgrijze, fijngelamineerde, zéér fijnkorrelige kalksteen zonder fossielen, die waarschijnlijk in een lagunair, ondiep milieu met extreem hoog zoutgehalte werd afgezet. Een dergelijke opeenvolging (met soms aan de basis een dunne laag met takvormige kolonies van stromatoporen) van sedimenten wordt hier in de groeve enkele tientallen malen herhaald. Dit duidt op een ritmische afwisseling van een dieper en ondieper wordende (soms zelfs droogvallende) zee tijdens het vroege Boven-Devoon (Frasnien).



Fig. 94 - Opeenvolging van dungelaagde, glimmerrijke zandsteen en zandige schalie uit het late Boven-Devoon (Boven-Famennien) bij de spoorbrug langs de weg tussen Kornelimünster en Venwegen. De aanwezigheid van afdrukken van brachiopoden op sommige laagvlakken bewijst, dat deze sedimenten in zee werden afgezet.



Fig. 95 - Kalksteenlenzen uit het allerjongste Boven-Devoon ("Strunien") langs de weg tussen Kornelimünster en Venwegen. Deze fossielrijke afzettingen worden gekenmerkt door het allerlaatste optreden van de onmiddellijk hierna uitgestorven groep der "Stromatoporen", waarvan de kolonies aan die van koralen doen denken.

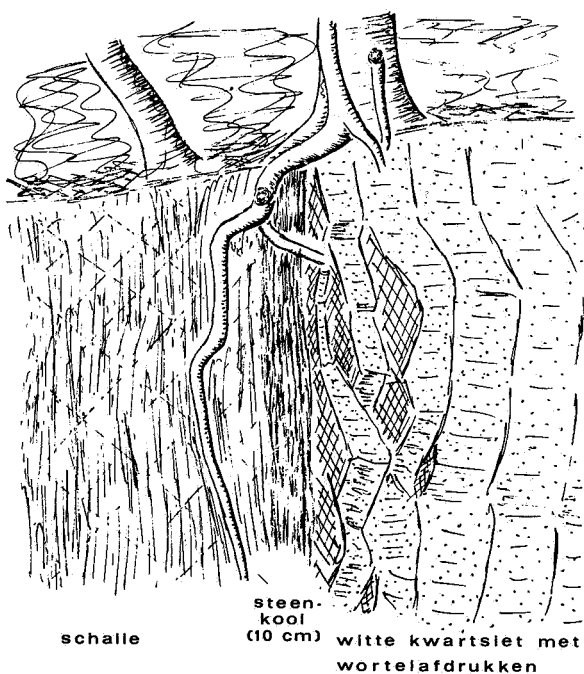


Fig. 96 - Vrijwel verticaal staand steenkoollaagje (10 cm dik) uit het vroege Onder-Namurien ("Wilhelmine-Schichten") in het parkje op de Donnersberg te Stolberg. De basis van dit laagje (rechts) wordt gevormd door een dikke kwartsietische zandsteen met heel veel kolige afdrukken van plantewortels. Daaruit leidt men af, dat het veen (waaruit de koollaag is ontstaan) hier ter plekke gevormd is, en niet ontstaan is uit van elders bijeengespoeld plantenmateriaal. Verder naar links in de groeve gaat de schalie, die de steenkoollaag bedekt, over in de conglomeratahoudende zandsteen van het "Gedauer Konglomerat".

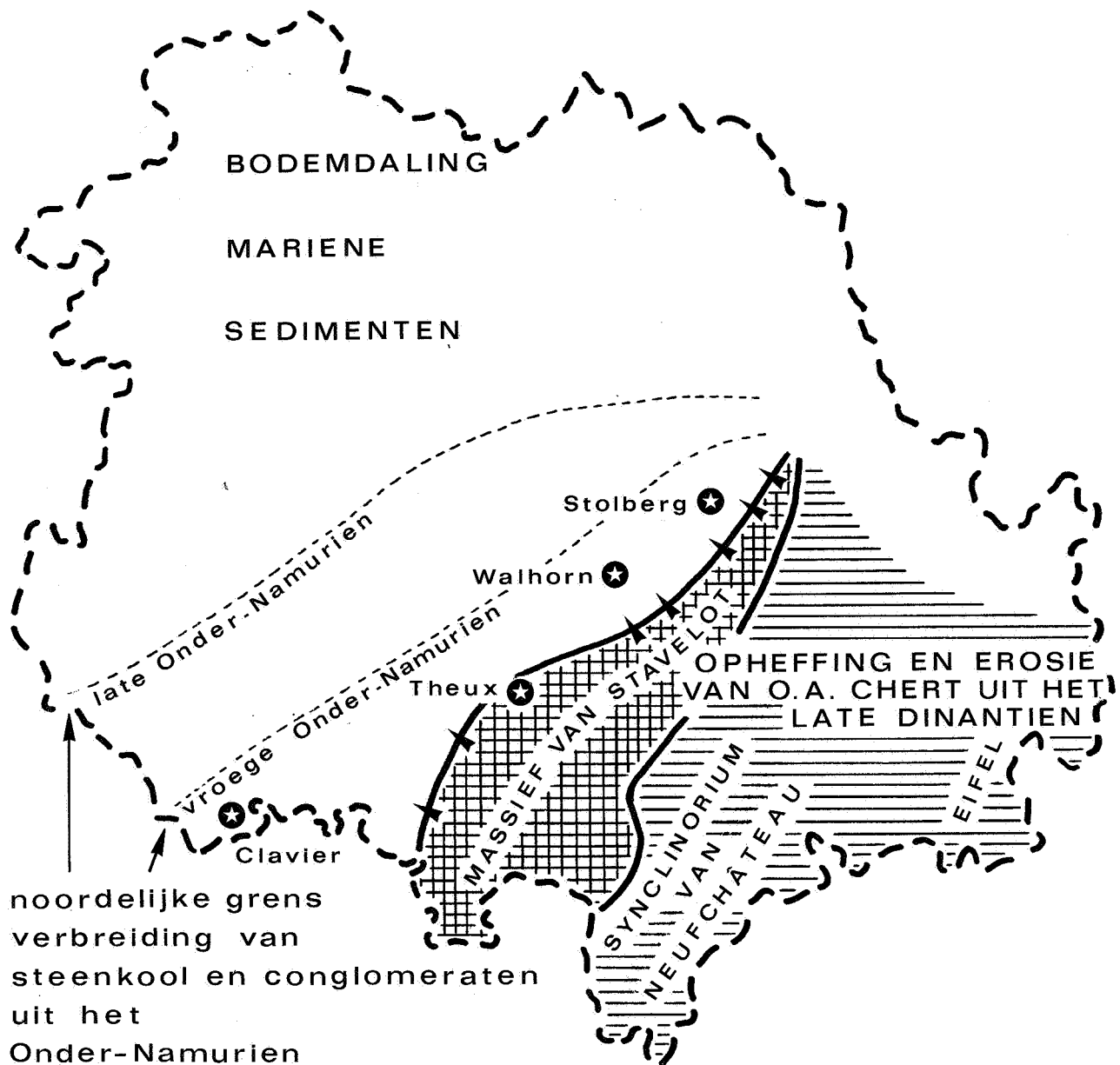


Fig. 97 - Tijdens het Onder-Namuriën werd de Varistische gebergtevorming duidelijk merkbaar in de Euregio Maas-Rijn. In het zuidoosten van dit gebied werden de gesteenten opgeheven en begon de erosie van de bovenste (dus het laatst afgezette) lagen (uit het Boven-Dinantien). De brokstukken van deze lagen vinden we terug in de conglomeraten bij onder andere Stolberg en Walhorn, die puinkegels voorstellen aan de voet van het opgeheven gebied. De transportrichting van dit puin is schematisch door pijlen aangegeven. Het is niet zeker of ook het huidige Massief van Stavelot al (deels) bij deze opheffing betrokken was. Het voorkomen van steenkoollaagjes uit deze periode bij Theux (dus op de noordflank van dit massief en niet alleen ten noordwesten ervan bij bijvoorbeeld Stolberg en Clavier) toont aan, dat in ieder geval de noordwest-flank nog op zeeniveau lag (veenvormende kustmoerassen). In het noorden van de Euregio werden hoofdzakelijk mariene sedimenten afgezet. Net zoals in de strook met de kustmoerassen moet de bodemdaling hier doorgedaan zijn.

Iets verderop langs dezelfde weg komen we massieve, donkergrijze dolomietgesteenten tegen, die in de hierachterliggende groeve "Max Blees" ontgonnen worden. De op het eerste gezicht op kalksteen lijkende dolomiet (dolomiet is een magnesium-calciumcarbonaat, $MgCa(CO_3)_2$, en kalksteen een calciumcarbonaat, $CaCO_3$) bevat geen herkenbare fossielresten meer. In plaats daarvan vinden we allerlei grotere en kleinere holten, die geheel of gedeeltelijk gevuld zijn met soms fraai glanzende dolomietkristallen met hun typische, iets gebogen kristaloppervlakken. Deze dolomieten stammen uit het vroege Dinantien (Tournaisien).

BOVEN-WESTPHALIEN

(niet op schaal!)

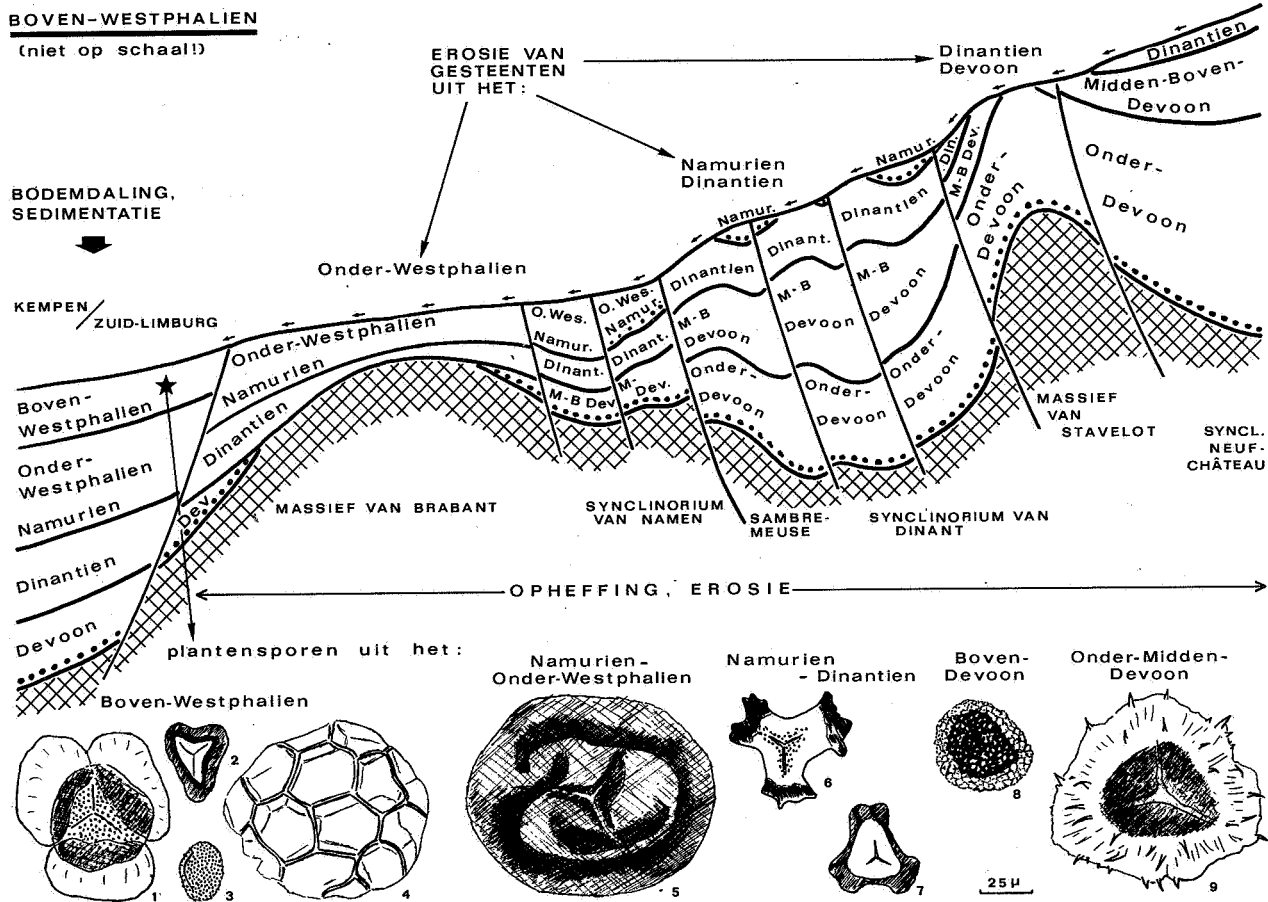


Fig. 98 - Sterk geschematiseerde doorsnede (niet op schaal!) door de Euregio Maas-Rijn tijdens het Boven-Westphalien. Het grootste deel van de Euregio was toen als gevolg van de Varistische gebergtevorming al opgeheven en onderhevig aan een soms zeer diepreikende erosie. Dit wordt aangetoond door de associatie van plantensporen uit verschillende geologische perioden in de afzettingen uit het Boven-Westphalien van de Kempen en Zuid-Limburg.

- | | |
|---|---|
| 1 - " <i>Alatisporites pustulatus</i> ", | 2 - " <i>Westphalensisporites velensis</i> ", |
| 3 - " <i>Punctatosporites granifer</i> ", | 4 - " <i>Centonites symmetricus</i> ", |
| 5 - " <i>Punctatisporites sinuatus</i> ", | 6 - " <i>Mooreisporites trigallerus</i> ", |
| 7 - " <i>Tripartites incisotrilobus</i> ", | 8 - " <i>Retispora lepidophyta</i> ", |
| 9 - " <i>Grandispora douglastownense</i> ". | |

In Stolberg tenslotte volgen we de borden richting "Krankenhaus". Daar aangekomen slaan we linksaf in de Steinfeldstrasse om 50 m verderop het voetpad naar rechts te volgen (Obere Steinfeldstrasse) naar het park op de Donnersberg. Dit ligt in een verlaten zandsteengroeve, waarin we één van de oudste steenkoollaagjes in dit gebied kunnen bewonderen uit het vroegste Boven-Carboon ("Onder-Namurien").

De bijna vertikaal staande (soms zelfs overkiepte) gesteenten beginnen rechts achter in de groeve met een witte, kwartsietische zandsteen, die helemaal dooraderd is met donkere (kolige) wortelgangen. Daarop ligt (naar links in de groeve) een 10 m dik steenkoollaagje, gevolgd door een ruim 1 m dikke, sterk verweerde schalie, die overgaat in een witgrijze zandsteen met plantenresten, waarin enkele lensvormige conglomeraatbanken voorkomen. Het steenkoollaagje behoort tot de "Wilhelmine-Schichten", en de zandsteen met conglomeraat staat bekend als het "Gedauer Konglomerat".

De rolstenen in dit conglomeraat zijn soms goed gesorteerd en dan meestal 1-2 cm in doorsnede. Maar er zijn ook veel grovere conglomeraten met rolstenen tot 15 cm. Naast goed afgeronde rolstenen van witte kwarts vinden we hier ook veel hoekige stukjes van donkergrijze tot blauwgrijze "chert" (een verkiezelde kalksteen of schalie), die onder andere microfossielen (radiolariën) bevat uit het late Dinantien. Omdat deze laatste steentjes niet of nauwelijks zijn afgerond, kunnen ze niet van erg ver komen. Omdat het Gedauer Konglomerat naar het noordwesten overgaat in grove en vervolgens in fijnkorrelige zandstenen, neemt men aan, dat dit conglomeraat gevormd is door lokale puinwaaiers, afkomstig van het nabije Massief van Stavelot of de daarachter gelegen "Synclinoria van Neufchâteau en Eifel", die al vanaf het begin van het Boven-Carboon opgeheven en aan erosie onderhevig moeten zijn geweest als gevolg van de Varistische gebergtevorming.

Een tweede aanwijzing voor deze vroege opheffing (wanneer er iets verder naar het noordwesten in Zuid-Limburg nog zo'n 3000 m sedimenten moeten worden afgezet tijdens het Boven-Carboon) vinden de geologen in de steenkoollaagjes uit het Onder-Namurien (Wilhelmine Schichten), die allemaal langs de noordflank van het Massief van Stavelot liggen. Deze steenkool is namelijk ontstaan uit veen onder invloed van druk en temperatuur, doordat de veenlagen bedekt werden door een enkele duizenden meters dik pakket jongere (jonger dan Onder-Namurien) sedimenten. Op hun beurt ontstonden deze veenlagen bij voorkeur in kustmoerassen op de grens tussen het toen omhoogkomende achterland in het zuiden, waar het Varistisch gebergte verrees, en de in de loop van het Boven-Carboon snel kleiner wordende en tenslotte geheel "verlandende" zee, die toen grote delen van NW Europa bedekte.

Net zoals de conglomeraten blijken ook de kust moerassen uit het Onder-Namurien geconcentreerd te zijn langs de noordflank van het Massief van Stavelot. Tijdens het late Onder-Namurien breidden ze zich iets verder naar het noorden uit tot in het Maasdal tussen Namen en Luik en tot in Zuid-Limburg. Pas op het einde van het Namurien bedekten deze moerassen het hele gebied van de huidige Euregio. De zee zou daarna nog slechts zo nu en dan kortstondig deze streken overspoelen.

De ontsluiting van het parkje op de Donnersberg vertelt ons dus iets over een hele vroege fase van de opheffing en de daarop volgende erosie van Ardennen en Eifel als gevolg van de zich langzaam maar het noordwesten uitbreidende Varistische gebertevorming en het daarmee samenhangende ontstaan en zich in dezelfde richting verplaatsen van kustmoerassen en veenvorming. De opheffing van dit gebied bereikte een voorlopig hoogtepunt tijdens het "Boven-Westphalien". Als gevolg van deze opheffing werden diepe dalen uitgesneden in de synclinoria van Neufchâteau en Eifel, en ook in het Massief van Stavelot. We kunnen dit afleiden uit de aanwezigheid van "omgewerkte" plantensporen in de sedimenten van het Boven-Westphalien van Zuid-Limburg en de Kempen (die toen nog steeds een dalingsgebied vormden).

De erosie van Ardennen en Eifel (en zelfs van de nog verder naar het zuiden liggende Taunus) werd echter zeker niet voltooid vóór het einde van het Paleozoicum. De Permconglomeraten van Malmédy (die direkt op de gesteenten van het Cambrium en Ordovicium liggen) bestaan niet alleen uit brokstukken van het Cambrium en Ordovicium uit de onmiddellijke omgeving, maar ook uit rolstenen van het Devoon en Dinantien uit de Taunus en de synclinoria van Neufchâteau en Eifel, zoals Annik Smolderen van de Universiteit van Leuven heeft aangetoond. Een soortgelijk conglomeraat uit het Perm is overigens aangetroffen bij Golbach (2 km ten zuidwesten van Kall in de Eifel).

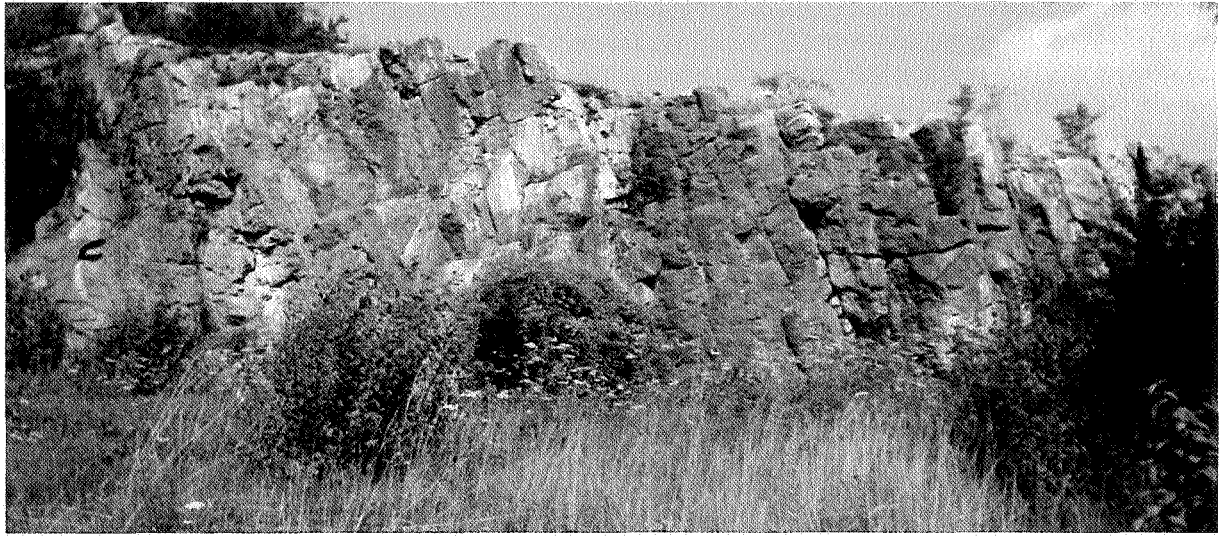


Fig. 99 - Steilstaande kalksteenlagen uit het Frasnien in de verlaten steengroeve van de "Walheimer Kalkwerke" te Walheim. Hierin is een ritmische opeenvolging te zien van kalksteen met fragmenten van takvormige stromatoporenkolonies ("Amphipora") die in een relatief rustige zee geleefd moeten hebben, een laag met vaak omgerolde massieve, bolvormige stromatoporenkolonies die duidelijk binnen het bereik van de golfslag leefden, en tenslotte een lichtgrijze, fijngelaagde, zeer fijnkorrelige, fossielarme tot fossielloze kalksteen die waarschijnlijk in een lagunair milieu met extreem hoog zoutgehalte werd afgezet. Deze cycli duiden op een ritmisch ondieper wordende en soms vrijwel droogvallende zee.



Fig. 100 - Ontsluiting in de Rode Kalksteen van Baelen langs het riviertje de Vesdre. Zowel de kalksteen zelf als de daarin voorkomende fossielen zijn in deze vindplaats regelmatig verkiezeld. De fossielen kunnen uit de kalksteen geëtsd worden met behulp van mierzuur of monochloorazijnzuur.

2.6. BOVEN-DEVOON VAN BAELEN (Fig. 100-101)

Langs de zuidelijke rand van het Plateau van Herve stroomt de Vesdre. Hierlangs vinden we in de omgeving van Limbourg enkele bijzondere ontsluitingen van de zogenaamde Rode Kalksteen van Baelen ("Marbre rouge de Baelen"), die uitsluitend voorkomt in deze buurt. Tijdens het late Boven-Devoon (begin van het Boven-Famennien) moet de zee een groot deel van de Euregio overspoeld hebben. Alleen het Massief van Brabant in het noordwesten en het Massief van Stavelot in het centrale deel van dit gebied staken waarschijnlijk als eilanden boven water uit, of vormden in ieder geval ondiepe plekken, waarop weinig of geen sedimentatie plaatsvond. Langs de noordoostelijke flank van het Massief van Stavelot groeiden op een paar plekken rond het huidige Limbourg (Baelen-Les Forges en Goé) miljoenen zeelelies ("crinoïden") in zee. Samen met de eveneens talrijke algen en sponzen vormden ze een rifachtige structuur, waarbinnen golfslag en stromingen tot vrijwel nul gereduceerd konden worden. In dit speciale, vaak zeer rustige milieu kon de kalkmodder zich ophopen tot modderbanken of "mud mounds", die op hun beurt weer bijeengehouden en versterkt werden door de erop groeiende algen, zeelelies en sponzen. Deze modderbanken bereikten in de loop der tijd een hoogte van 100 tot 200 m en een doorsnede van enkele kilometers.

In deze zeer uitzonderlijke omgeving leefde een grote verscheidenheid aan organismen, waarvan er enkele zelfs tot dit gebied beperkt lijken te zijn (onder andere "*Baculella gemina*" waarvan het onduidelijk is of het hier een groene kalkalg of een foraminifeer betreft, en "*Processobairdia dreeseni*", een mosselkreeft met zeer lange stekels die helemaal aangepast lijkt aan vrijwel stilstaand water).

In de "schaduw" van deze modderbanken werden in het zuidwesten zogenaamde "knollenkalken" afgezet, terwijl we verder naar het noordwesten en noordoosten vooral zandige en kleiige sedimenten uit dezelfde periode terugvinden.

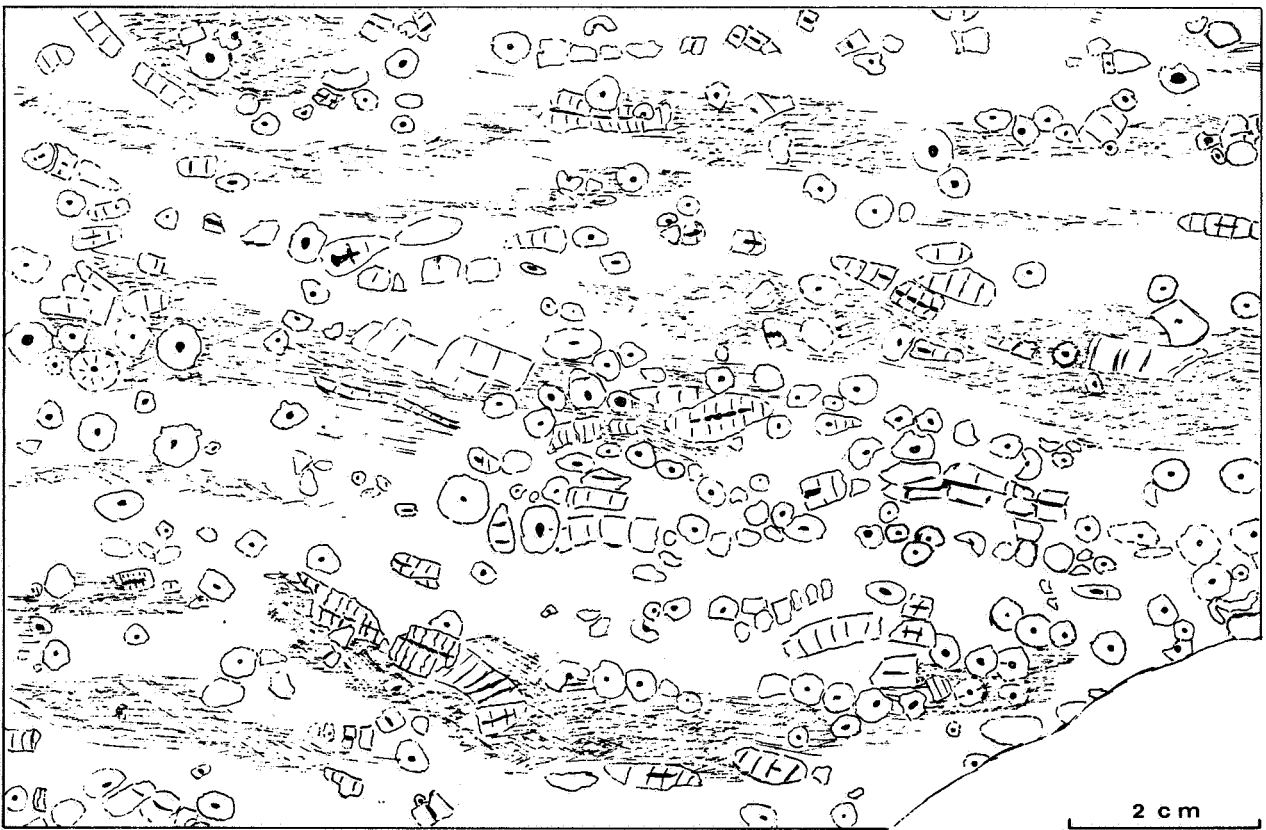
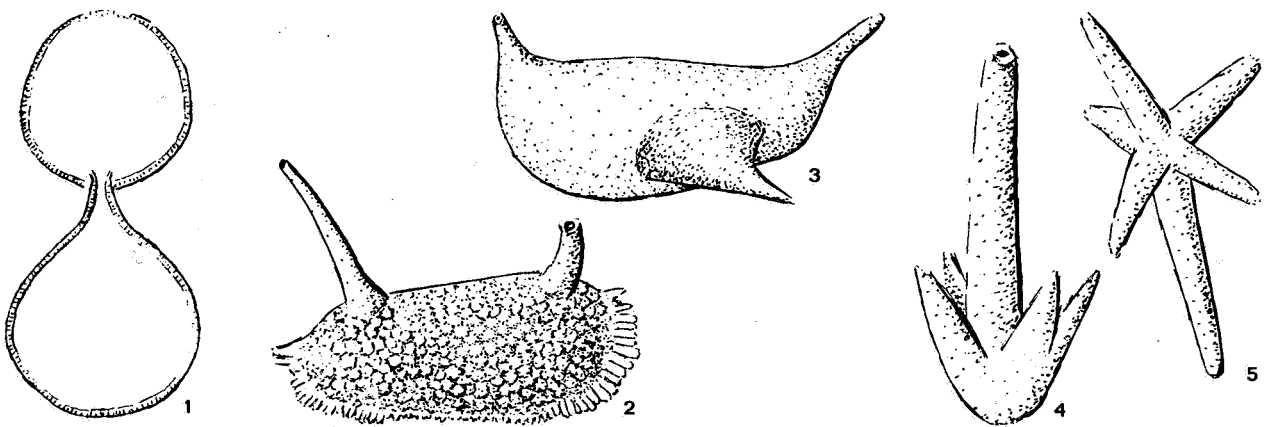


Fig. 101 - Detail uit de "Marbre rouge à crinoides de Baelen" (Boven-Devoon, vroege Boven-Famennien) en voorbeelden van microfossielen die hierin voorkomen (microfossielen niet op schaal getekend).

De enigszins golvende gelaagdheid wordt veroorzaakt door een afwisseling van roodgekleurde kalkmodder en witgrijze kalklaagjes (hier door een arcering aangegeven) met daarin ronde steelieden van de aan de zeeëgels verwante zeelies ("crinoiden"). De randen van deze laatste zijn vaak aangetast door bacteriën en andere organismen, en vervolgens door oplossing van de kalk onder invloed van druk, toen het gesteente onder een steeds dikker pakket sedimenten begraven werd. Bovendien zijn ze soms overgroeid door algen.

Veel steelieden liggen min of meer evenwijdig aan elkaar, zodat er concentraties ontstaan van ronde dwarsdoorsneden (met centraal daarin het donkere gat van het centrale voedselkanaal) of gelede langdoorsneden. Waarschijnlijk zijn dit min of meer samenhangende fragmenten van complete individuën, die hier na hun afsterven in de kalkmodder wegzonken. De rode kleur van de kalksteen wordt veroorzaakt door het ijzerhoudende mineraal hematiet.

Tot de opvallende microfossielen behoren (1) "Baculella gemina" (waarvan het onduidelijk is of het hier om een groene kalkalg gaat of om een primitieve foraminifeer), (2-3) mosselkreeftjes of ostracoden (respectievelijk "Processobairdia dreeseni", een soort die vernoemd is naar Roland Dreesen van het Issep Instituut te Luik die de leiding had van het moderne onderzoek van deze kalksteen, en "Tricornina robusticerata"), en (4-5) sponsnaalden (respectievelijk "Arakaspongia" en "Pelikaspongia", die aantonen dat deze modderbanken niet alleen bijeengehouden en tegen erosie beschermd werden door een dicht netwerk van zeelies en algen, maar ook door sponzen).

2.7. DEVOON EN CARBOON LANGS AMBLEVE EN OURTHE (Fig. 102-115)

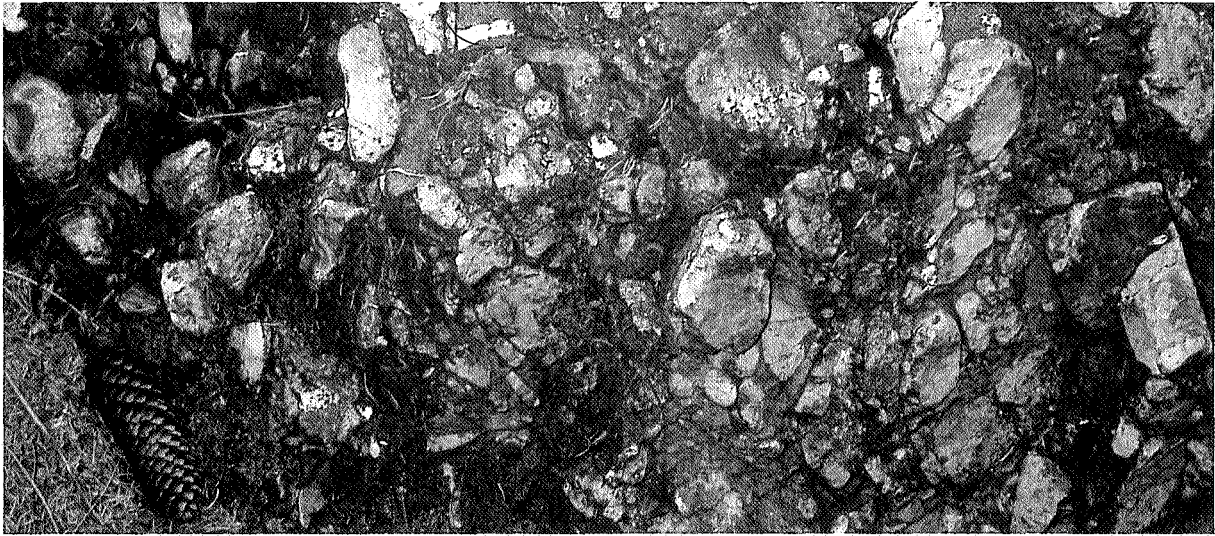


Fig. 102-103 - Details van het basisconglomeraat van Quarreux uit het Onder-Devoon ("Boven-Gedinnien" of "Lochkovien") in de "Roches Crahay", dal van de Ninglinspo, ten zuiden van Nonceveux. De veelal hoekige fragmenten van kwarts, kwartsiet en fylleet suggereren een herkomst uit de onmiddellijke nabijheid. Het conglomeraat ligt hier direct op een ondergrond van gesteenten uit het Cambrium.

De ontsluitingen van het Devoon en Carboon in de dalen van de Ourthe en Amblève behoren al sinds jaar en dag tot de dankbare studie-objecten van geologen. Vooral in de vorige en in het begin van deze eeuw kon men de rotswanden soms over kilometers lengte vervolgen in de honderden grote en kleine steengroeven, die hier toen in bedrijf waren. Maar met het stilleggen van de groeven bedekte een groene laag van struiken en bomen al snel veel ontsluitingen. Men bouwde huizen in en vóór een groot aantal groeven, die hierdoor ontoegankelijk werden. Men veranderde andere in een schietbaan, in een privé jachtterrein of gebruikte ze als vuilstort. Wéér andere liepen onder water om ruimte te bieden aan duikers en andere watersporters. Vrijwel ieder jaar moeten geologen tot hun grote teleurstelling ontdekken, dat er wéér meer ontsluitingen verloren zijn gegaan. Ook de Belgische Spoorwegen kunnen er wat van. Nog maar enige tijd geleden lieten ze een schoolvoorbeeld van een plooi (de bekende en veel gefotografeerde anticlinaal in de gesteenten van Givetien en Frasnien) ten westen van de Ourthe bij Tilff achter een laag cement verdwijnen. Toen we er voor dit boekje een opname wilden maken in de zomer van 1991 troffen we nog slechts een vormeloze klomp beton aan ! Gelukkig kunnen we het vervolg van deze anticlinaal nog aan de andere kant van de rivier bestuderen bij de zuidelijke uitgang van Tilff in de richting

Esneux. Zelfs in een gebied, waar de rotsen als het ware voor het oprapen liggen, wordt het dus steeds moeilijker om nog goede ontsluitingen te vinden. Geen wonder dat men steeds meer ijvert om de laatste als "geologische monumenten" te behouden.

Een van de mooiste ontsluitingen vormt ongetwijfeld het kleine dal van de Ninglinspo, dat ten zuiden van Nonceveux in het dal van de Amblève uitkomt. Dit dal is opgenomen in de grote wandelroute "GR5, sentier international Hollande-Méditerranée". Al vóór de tweede wereldoorlog heeft Edmond Rahir zich met succes ingezet om dit dal voor de natuur te behouden. Een wandeling naar de hierin gelegen ontsluitingen begint meestal met een bezoek aan de terrasjes van de hotels "Les Bruyères" of "Chaudières". Maar pas op met het nuttigen van bier of aanverwante zaken ; de klim naar de top van de Roches Crahay, waar het Conglomeraat van Quarreux is ontsloten, is venijnig steil !



Fig. 104 - Ontsluiting in rode schalie en zandsteen uit het Onder-Devoon langs de spoorbaan ten oosten van Remouchamps.



Fig. 105 - Verlaten steengroeve "Bon-Mariage" ten zuiden van Comblain-au-Pont langs de rechteroever van de Ourthe (te bereiken via een voetpad langs de Ourthe vanaf Comblain-au-Pont). Deze ontsluiting toont goedgelaagde schalies en zandstenen uit het Boven-Devoon (Boven-Famennien), die even oud zijn als de zandsteen in het onderste zichtbare deel van de groeve "La Gombe" ten zuiden van Esneux. De hier ontsloten sedimenten werden aan de "zeezijde" van de mariene zandbanken afgezet, waaruit de zandsteen in "La Gombe" is opgebouwd.

Het Conglomeraat van Quarreux is een uitstekend voorbeeld van een basisconglomeraat. Hoewel slechts enkele meters dik, vertoont het een snelle laterale en verticale afwisseling van onregelmatige lenzen met rolstenen tot soms méér dan een halve meter doorsnede, met hoekige fragmenten van cambrische kwartsiet, of met grof zand. Als een vrijwel loodrechte muur (de lagen staan hier soms zelfs iets overkiept) kunnen we het conglomeraat vervolgen van de top van de Roches Crahay, waar de beste ontsluitingen zijn, tot onderaan in het dal van de Ninglinspo. Het rust hier op donkere fyllieten uit het Cambrium ("Revinien") op de noordwestelijke flank van het Massief van Stavelot. Op het conglomeraat volgen kwartietische zandstenen en schalies van het Onder-Devoon ("Boven-Gedinnien" of "Lochkovien"), die ontsloten zijn in het dal als we de Ninglinspo stroomafwaarts vervolgen in de richting van de cascade "La Chaudière".



Fig. 106 - Ontsluiting van kalksteenbanken uit het Boven-Dinantien (Onder-Viséén) langs de rechteroever van de Ourthe bij Comblain-au-Pont. Deze merkwaardige rotspartij van vrijwel verticaal staande lagen met de toepasselijke naam "Les Tartines" (de "sandwiches") is het resultaat van selectieve erosie, waarbij de tussen de kalksteenlagen voorkomende dolomiet ("Dolomie de Sovet") dieper verweerd is dan de kalksteen.



Fig. 107 - Steilstaande, naar het zuiden hellende gesteenten uit het Onder- en Midden-Tournaisien bij het spoorwegviaduct naast het station van Rivage. Links de grijze, massieve kalksteen (Calcaire d'Hastière), die de basis vormt van het Carboon. In het midden de geelbruin verweerde schalies (Schistes du Pont d'Arcole) van het vroege Midden-Tournaisien, en rechts de grijsblauwe Kalksteen van Landelies (Calcaire de Landelies).

Dankzij het onderzoek van fossiele plantesporen uit de sedimenten van het Onder-Devoon heeft Philippe Steemans van de Universiteit van Luik nog maar enkele jaren geleden aangetoond, dat het basisconglomeraat ten noordwesten van de massieven van Rocroi en Stavelot jonger is dan ten zuidoosten ervan. Dit betekent dus, dat de zee aan het begin van het Onder-Devoon eerst de zuidoostelijke flank van deze massieven overspoelde (tijdens het vroege Onder-Gedinnien) en pas later de noordwestelijke helft (tijdens het Boven-Gedinnien). Bovendien vond hij in de sedimenten uit het Onder-Devoon van Nonceveux veel microfossielen ("acritarchen"), die afkomstig waren uit oudere gesteenten. Aanvankelijk kwamen deze uitsluitend uit gesteenten van het Cambrium en Ordovicium, zoals we die van het Massief van Stavelot kennen. Maar hogerop in de opeenvolging van lagen ontdekte hij ook acritarchen uit het Siluur, die met het sediment afkomstig moeten zijn van het Massief van Brabant. Dit zeer gedetailleerde onderzoek loste dus een groot aantal vragen op : de ouderdom van de afzettingen, de richting waarin de mariene transgressie verliep, en de herkomst van de sedimenten.



Fig. 108 - Detail van het basisconglomeraat van Quarreux uit het Onder-Devoon (Gedinnien) in het dal van de Ninglinspo (Roches Crahay) bij Nonceveux. De rolstenen in dit deel van het conglomeraat hebben een gemiddelde doorsnede van ongeveer 30 cm !



Fig. 109 - De kern van de Anticlaal van Tilff is zichtbaar aan de linkerkant van de weg naar Esneux, onmiddellijk ten zuiden van Tilff, in een door bomen en struiken aan het zicht onttrokken ontsluiting ongeveer 10 m boven het niveau van de weg. De deels "gedolomitiseerde" kalksteen van het vroege Boven-Devoon (Onder-Frasnien) bestaat vooral uit vrijwel complete exemplaren van de struikvormig vertakte koraal "Disphyllum goldfussi". Dergelijke kolonies konden een doorsnede van enkele meters bereiken.

Aan de rechterkant van de weg tussen Nonceveux en Remouchamps zijn regelmatig kleine ontsluitingen van het Onder-Devoon te zien. Maar een van de grootste (en relatief goed bereikbaar) vormt de steengroeve vlak vóór Remouchamps aan de andere kant van de spoorbaan, juist voor deze onder de autoweg E9 doorgaat (Luik-Luxemburg). In deze steengroeve valt vooral de rode kleur op, die deze van het "Oude Rode Continent" afkomstige sedimenten kenmerkt. Tussen Remouchamps en Comblain-au-Pont liggen langs de Amblève een hele rij steengroeven, die tussen Remouchamps en Aywaille vooral het Midden- en Boven-Devoon ontsluiten, en nabij Comblain-au-Pont vooral het jongste Boven-Devoon (Famennien) en Dinantien. In de grote steengroeve ten oosten van Comblain-au-Pont (groeve "Belle Roche") ontgint men de kalkstenen van het Dinantien (Midden-Tournaisien tot en met Onder-Viséén). De enorme omvang van deze iets meer dan een halve kilometer lange groeve kunnen we pas goed appreciëren vanaf het hoge uitkijkpunt ten zuiden van Oneux (onmiddellijk voorbij de helling van 17 % (sic !) aan de zuidelijke uitgang van dit dorp).

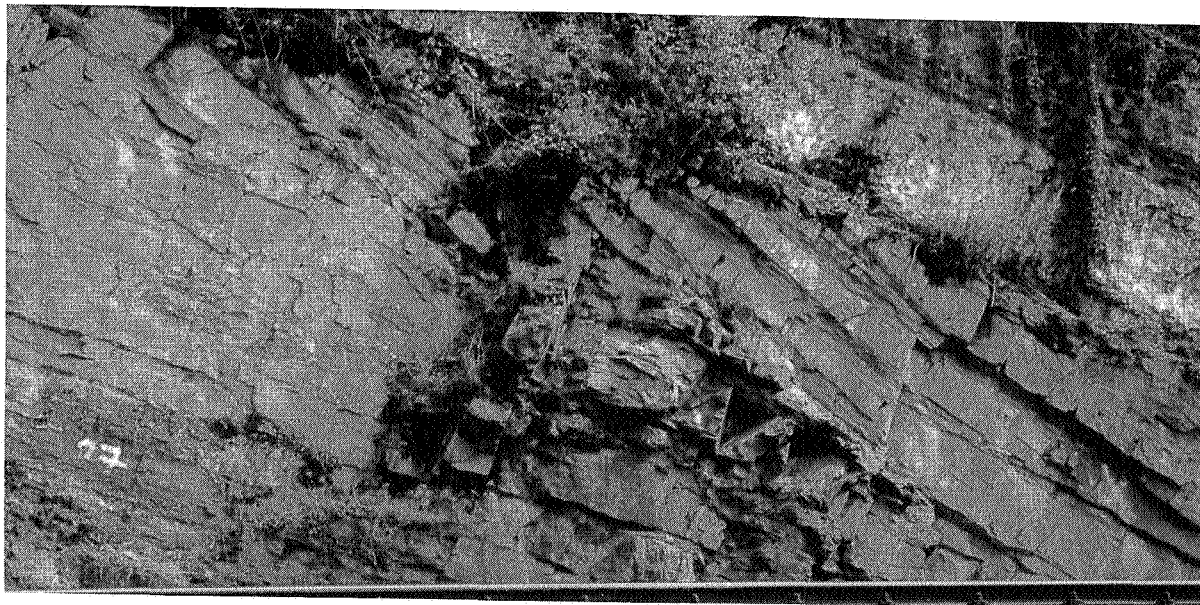


Fig. 110 - Ontsluiting in het Boven-Devoon (Boven-Famennien) langs de spoorbaan bij Evieux ten zuiden van Esneux (dal van de Ourthe). In de dikke zandsteenbank, die aan de bovenzijde begrensd wordt door een lichtgrijze kalksteen, zien we een hele duidelijke "scheve gelaagdheid", die het resultaat is van de opvulling met afwisselend zand en klei van een zich naar rechts verplaatsende stroomgeul.

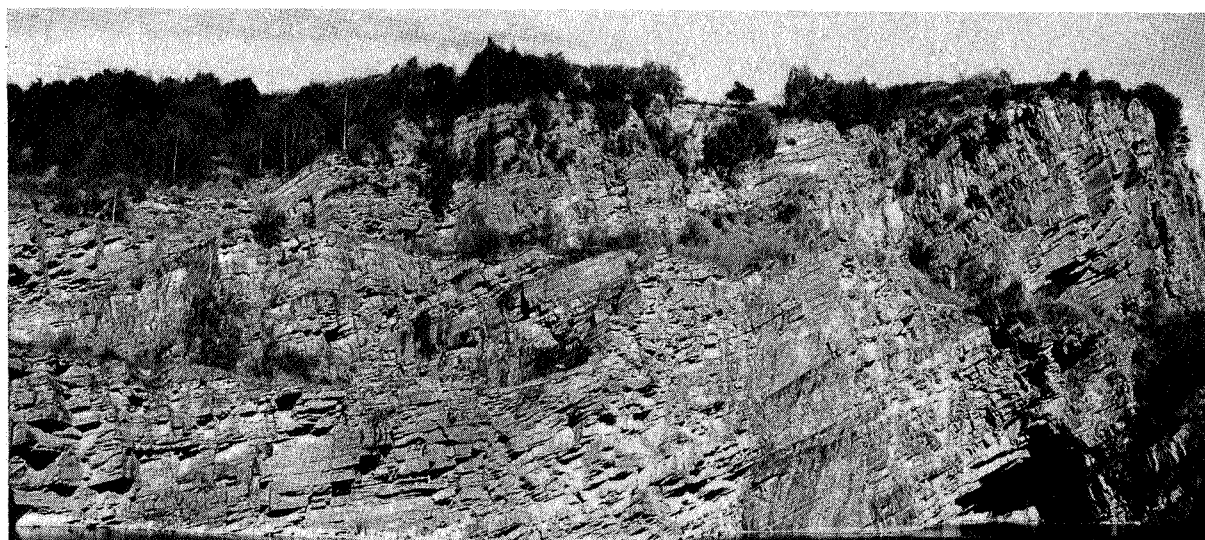


Fig. 111 - De glimmerrijke zandsteen (Psammites du Condroz; Boven-Devoon, Boven-Famennien) in de thans deels onder water gelopen steengroeve "La Gombe" op 2 km ten zuiden van Esneux langs de rechteroever van de Ourthe. Dit sediment werd afgezet in de vorm van zandbanken, die de scheiding vormden tussen de kustnabije, "wadden-achtige" getijde-afzettingen naar het noorden, en de afzettingen van de "open zee" naar het zuiden.

In het dal van de Ourthe ligt even ten zuiden van Comblain-au-Pont de al jaren verlaten groeve "Bon-Mariage", die vanaf een voetpad langs de rechteroever van de Ourthe bereikbaar is. Hier zijn mariene zandstenen en schalies uit het Boven-Famennien ontsloten.

Iets verder naar het noorden vinden we eveneens langs de rechteroever van de Ourthe een groep verticaal staande kalksteenrotsen van het Dinantien. Deze opmerkelijke rotspartij heeft men de toepasselijke naam "Les Tartines" (de "sandwiches") gegeven. Ze stammen uit het Boven-Dinantien (Viséén).

Voor de hierna volgende ontsluiting moeten we naar het station van Rivage, een klein gehucht onmiddellijk ten noorden van Comblain-au-Pont aan de rechteroever van de Ourthe. Aan de achterkant van het station zijn hier de steilstaande lagen uit het jongste Boven-Devoon ontsloten (late Boven-Famennien en Strunien), die bestaan uit een snelle afwisseling van schalie en kalksteen. Bij het viaduct aan de rechterkant (zuidzijde) van het station zien we het contact met de daarop liggende, meer massieve (ongeveer 20 m dikke) kalksteen ("Calcaire d'Hastière") uit het Onder-Dinantien (Onder-Tournaisien), gevolgd door een 12-13 m dikke laag schalie ("Schistes du Pont d'Arcole") en opnieuw een pakket kalksteen ("Calcaire de Landelies"), die samen tot het Midden-Tournaisien worden gerekend. De basis van de Calcaire d'Hastière vormt hier de grens tussen het Devoon en Carboon.

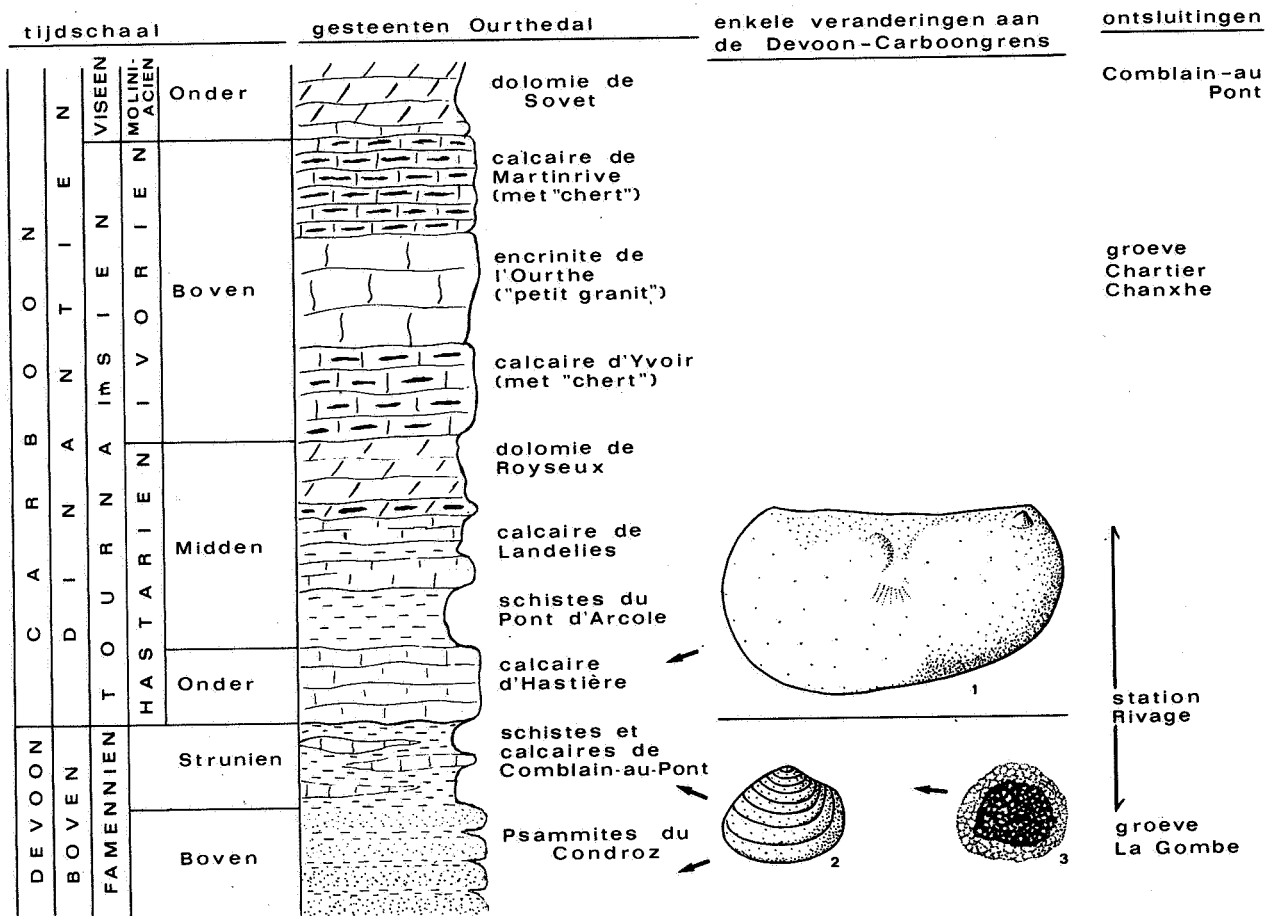


Fig. 112 - Stratigrafie van een deel van het Devoon en Carboon in het dal van de Ourthe in relatie tot de hier beschreven ontsluitingen. Enkele veranderingen in de fossielinhoud van deze gesteenten aan de Devoon-Carboongrens zijn hier symbolisch aangeduid.

1 - de mosselkreeft of ostracode ("*Pseudoleperditia gr. venulosa*") (hier beperkt tot de Calcaire d'Hastière) komt algemeen voor in het Onder- en vroege Midden-Tournaisien (Zuid-Limburg, Noord-Amerika, Rusland, China en Noord-Australië). Maar in Rusland verschijnt deze soort op enkele plaatsen al in het Boven-Devoon (Strunien) en verdwijnt pas aan het einde van het Tournaisien.

2 - het aan mosselkreeftjes verwante geslacht "*Cryptophyllus*" verdwijnt niet alleen hier aan de Devoon-Carboongrens, maar ook in Canada en Rusland. In Australië, Tibet, Iran en Noord-Afrika overleeft dit dier echter tot ver in het Dinantien.

3 - de planten, die de spore "*Retispora lepidophyta*" produceerden, verdwenen wereldwijd aan de Devoon-Carboongrens.

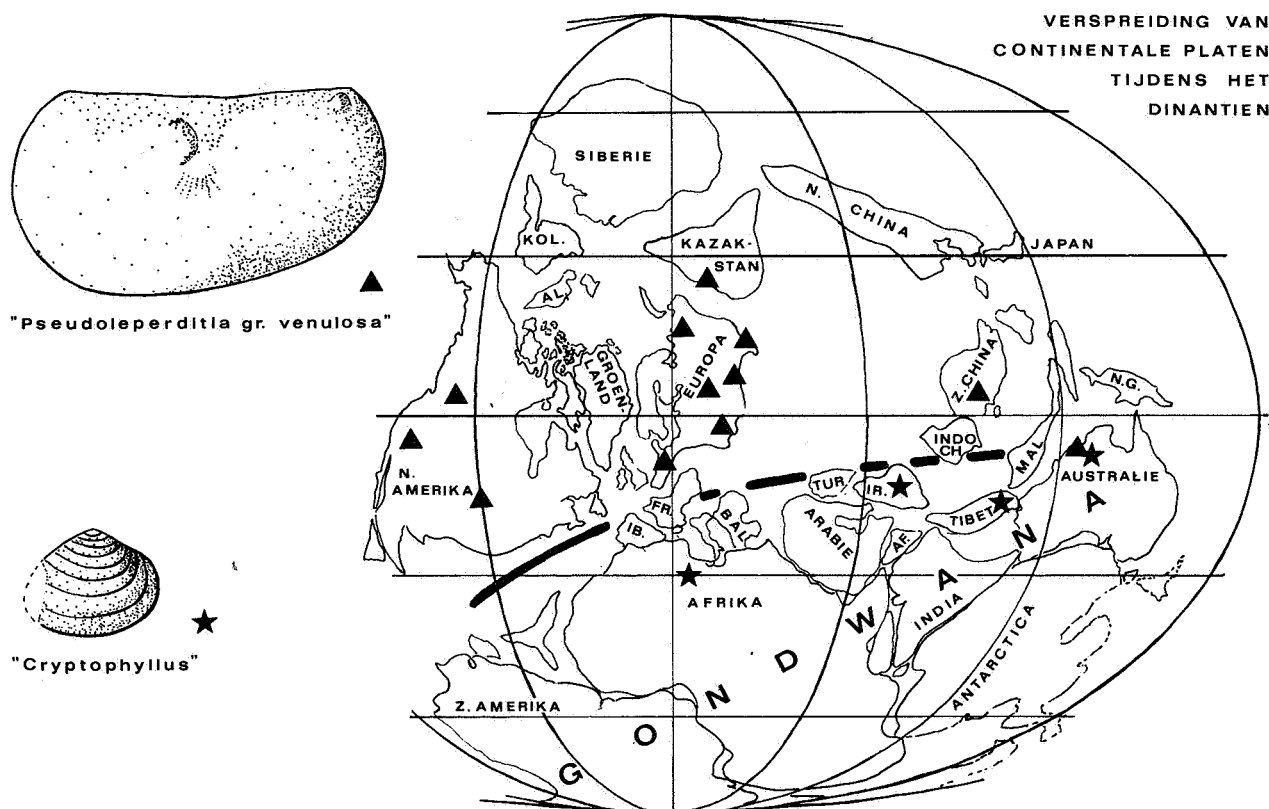


Fig. 113 - Verbreiding van de ostracode of mosselkreeft "*Pseudoleperditia gr. venulosa*" (aangeduid met een zwarte driehoek) en het aan de mosselkreeftjes verwante geslacht "*Cryptophyllus*" (zwarte ster) tijdens het Dinantien. "*P. gr. venulosa*" vinden we in tropische tot subtropische, mariene afzettingen uit het Onder- en Midden-Tournaisien van Noord-Amerika, Noord-Europa, Kazakstan, Zuid-China en NW-Australië, gebieden die toen allemaal binnen het bereik van 30° NB en 30° ZB lagen. Deze soort is nog niet aangetroffen langs grote delen van de noordkust van het vroegere supercontinent "Gondwana" (bestaande uit Zuid-Amerika, Afrika, het Arabisch Schiereiland, India, Antarctica en Australië), waar het tot NW-Australië beperkt lijkt. Daarentegen overleeft "*Cryptophyllus*" op verschillende plaatsen langs de noordkust van Gondwana (Noord-Afrika, Iran, Tibet en NW-Australië) tot in het late Dinantien, nadat dit geslacht aan de Devoon-Carboon-grens verdwenen is in Noord-Amerika, Noord-Europa, Kazakstan, Turkije en Zuid-China. Het is nog een groot mysterie, waarom dit geslacht wél kon overleven ten zuiden van de vetgetrokken scheidingslijn en niet ten noorden ervan.

De hier gebruikte kaart met de verspreiding van de continentale platen is grotendeels gebaseerd op een ontwerp van W.S. McKerrow en C.R. Scotese uit 1990, maar wijkt vooral af in de ligging van Alaska (AL.) en Kolyma (KOL.). Deze kaart is niet bedoeld om ons een beeld te vormen van de verdeling tussen land en zee. Uit de verspreiding van de vindplaatsen van "*P. gr. venulosa*" en "*Cryptophyllus*" blijkt echter, dat grote delen van de continentale platen overspoeld waren door de zee.

Gebruikte afkorting: AF. - Afganistan, AL. - Alaska, BAL. - Balkan, FR. - Frankrijk en een stuk Midden-Europa, IB. - Iberisch Schiereiland, INDO-CH. - Indochina, IR. - Iran, KOL. - Kolyma, MAL. - Malaya, N.G. - Nieuw-Guinea, TUR. - Turkije.

De veranderingen, die op deze grens optreden in de sedimenten en hun fossielinhoud zijn in de loop der jaren heel nauwkeurig bestudeerd, niet alleen in deze ontsluiting, maar ook elders in de wereld in China, NO-Siberië, Australië en Noord-Amerika. De resultaten van dat onderzoek zijn vastgelegd in honderden publicaties en besproken op enkele tientallen symposia. Het blijkt, dat er rond deze grens allerlei soorten organismen uitstierven, en dat daar weer andere, nieuwe soorten voor in de plaats kwamen.

Een probleem daarbij vormt het gegeven, dat dit uitsterven van oude en verschijnen van nieuwe soorten meestal niet exact samenvalt met de Devoon-Carboon-grens, maar iets eronder of erboven. De verspreiding van de ongeveer 3-4 mm grote mosselkreeft of ostracode "*Pseudoleperditia gr. venulosa*", een soort die ook voorkomt in de Calcaire d'Hastière van Rivage, illustreert dit.

Zo'n 10-15 jaar geleden dacht men, dat "*Pseudoleperditia gr. venulosa*" een uitstekend "gidsfossiel" was voor de sedimenten uit het Onder- en vroege Midden-Tournaisien, omdat men deze opvallende mosselkreeft gevonden had in afzettingen van deze ouderdom in N-Amerika, NW-Europa en de Sovjet-Unie.

In de daarop volgende jaren trof men dezelfde soort ook nog eens aan in even oude afzettingen in China en Australië. In de Russische vakliteratuur sprak men al over de "(tijd)-zone van *Pseudoleperditia venulosa*". Maar een gedetailleerd onderzoek heeft geleerd, dat dezelfde soort op sommige plaatsen in de Soviet-Unie al in de sedimenten uit het allerjongste Devoon (Strunien) verschijnt en pas op het einde van het Boven-Tournaisien verdwijnt. Deze soort heeft dus weliswaar zijn grootste geografische verspreiding tijdens het Onder- en Midden-Tournaisien, maar is er geenszins toe beperkt (en dus geen gidsfossiel). We nemen nu aan, dat de plotselinge uitbreiding en inkrimping van het areaal, waarin deze mosselkreeft voorkomt, op de een of andere manier samenhangt met het begin en het eind van de wereldwijde ("eustatische") zeespiegelstijging tijdens dezelfde periode.

Het begin van deze zeespiegelstijging lijkt in ieder geval ook fataal te zijn geweest voor bepaalde planten, die in de kuststrook van de toenmalige continenten groeiden. Dit kan althans volgens Maurice Streele van de Universiteit van Luik een verklaring zijn voor het verdwijnen van de voordien overal ter wereld voorkomende plantesporen van de soort "*Retispora lepidophyta*".

Een paar kilometer verder naar het noorden heeft men de kalksteen uit het Boven-Tournaisien gewonnen in een kleine groeve (groeve "Chartier") onmiddellijk links voorbij de brug van Chanxhe langs de weg naar Sprimont. De hier ontsloten "encrinite de l'Ourthe" is een kalksteen, die voor het grootste deel is opgebouwd uit de steelenden van zeelelies ("crinoïden", vandaar de naam "encrinite"). De kalksteen stond vroeger bekend onder de handelsnaam "petit granit". Deze steen was echter zelfs in de verste verte niet te vergelijken met de echte graniet, die uit kwarts, veldspaat en glimmer bestaat. In deze groeven is een van de best bewaarde (dubbele) kalkovens uit deze streek te zien.

De laatste ontsluitingen, die we bezoeken in het dal van de Ourthe liggen ten zuiden van Esneux. Komend vanaf Comblain-au-Pont gaan we onmiddellijk achter de brug van Esneux naar rechts langs de vele winkels, café's en restaurants, nemen dan vlak vóór de spoorwegovergang weer de weg naar rechts langs het station en vervolgen deze weg parallel aan het spoor naar het zuiden. Net voorbij Evieux zijn links van de spoorlijn de zandstenen en schalies uit het Boven-Famennien ontsloten, waartussen op enkele plaatsen dunne, fossielrijke kalksteenlagen voorkomen. We kunnen hier bijzonder fraaie voorbeelden bekijken van "scheve gelaagdheid" in fossiele getijdegeulen. Daarvoor is het niet eens noodzakelijk om de levensgevaarlijke spoorlijn over te steken.



Fig. 114 - De kalksteengroeve "La Belle Roche" ten oosten van Comblain-au-Pont in het dal van de Amblève, waarin de kalksteenlagen van het Dinantien worden geëxploiteerd. Hier gefotografeerd vanaf de weg onmiddellijk ten zuiden van Oneux. Op de achtergrond links het dorpje Fraiture.

Als we dezelfde weg tot op het einde vervolgen, komen we tenslotte voor een spoorwegovergang, waarachter de indrukwekkende, thans verlaten en deels onder water verdwenen zandsteengroeve "La Gombe" ligt. Volgens Jacques Thorez van de Universiteit van Luik is de hier onmiddellijk boven de waterspiegel zichtbare zandsteen uit het Boven-Famennien indertijd afgezet als een complex van mariene zandbanken. Die vormden de scheiding tussen het ondiepe, deels met de Nederlandse "Wadden" vergelijkbare gebied binnen de invloed van eb en vloed (dat we naar het noorden toe tot in Zuid-Limburg en het dal van de Berwinne kunnen vervolgen) en de afzettingen van de "open zee" beneden het bereik van de getijden en met meer kleiige sedimenten (schalies), die verder naar het zuiden in het dal van de Ourthe te zien zijn bij Comblain-au-Pont (groeve "Bon-Mariage") en Comblain-la-Tour.

Voor alle duidelijkheid herhalen we hier nog eens, dat dit een volstrekt willekeurige en subjectieve selectie is uit een véél en véél groter aantal gaten in de lappendeken die de Euregio bedekt, en die ons hier een blik gunnen op de gesteenten van het Devoon en Carboon. Ze bewijzen slechts, dat de ondergrond in dit gebied tussen de 100 en 300 m NAP in hoofdzaak bestaat uit gesteenten van deze ouderdom.

Ook hier zien we bovendien weer een duidelijk verband tussen de bebossing en de eronder liggende gesteenten. De bosrijke gebieden ten zuiden van de Maas en de Vesdre zijn in twee grote bogen geconcentreerd, waarvan de buitenste op de zandstenen, kwartsieten en schalies van het Onder-Devoon ligt, en de binnenste (ten westen van de Ourthe) op de zandstenen en schalies van het Boven-Devoon. Daarmee zijn de contouren van het "Synclinatorium van Dinant" zelfs aan de verdeling van de bosgebieden te herkennen !

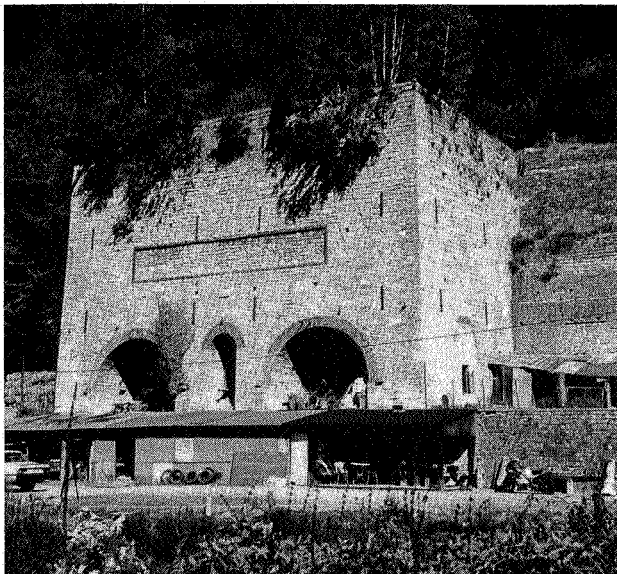


Fig. 115 - De oude kalkoven in de verlaten steengroeve "Chartier" te Chanxhe in het dal van de Ourthe is thans in gebruik als opslagplaats. De hierachter ontsloten "Encrinite de l'Ourthe" (Boven-Tournaisien; zie ook fig. 112) is een kalksteen, die voor het grootste deel is opgebouwd uit de steelieden van zeelies ("crinoïden", vandaar de naam "encrinite"). Deze kalksteen stond vroeger bekend onder de handelsnaam "petit granit".

2.8. HOGE VENEN : KWARTAIR (Fig. 116-120)



Fig. 116 - Het hoogste punt van de Euregio Maas-Rijn (694 m) wordt gemarkeerd door de zuil van Tranchot bij Botrange; Deze 80 cm hoge zuil vormde een van de drie trigonometrische punten van de eerste orde (samen met soortgelijke punten op de Lousberg bij Aken en de "Schwarzer Mann" in de Schnee-Eifel), waarop Joseph Tranchot zijn kaart van dit gebied baseerde, waarvoor hij tussen 1803 en 1807 metingen verrichtte.

Kwartsieten en fyllieten uit het Cambrium en Ordovicium vormen de ondergrond van de Hoge Venen, die samen met het erachter liggende plateau van Weisser Stein tot het oostelijk deel van de Belgische Ardennen behoren, en tevens de hoogste punten van de Euregio Maas-Rijn bezitten (Signal de Botrange - 694 m, en Weisser Stein - 682 m). De Hoge Venen danken hun naam aan het hoogveen, dat tot in de vorige eeuw met name het gebied boven de 600 m NAP bedekte. Dit op sommige plekken tot 8 m dikke veen groeit onder andere in het centrum van de "fagne wallonne" (tussen Baraque Michel en Botrange) nog steeds verder aan. De voorgeschiedenis van de hoogvenen begon tijdens het jongste Pleistoceen (Alleröd), net voor de laatste koude fase van de ijstijd ("Jonge Dryas"). Gedurende die koude fase werd de veenvorming onderbroken, om vervolgens ongeveer 9000 jaar geleden weer een aanvang te nemen, waarna het veen vrijwel de gehele Hoge Venen boven de 600 m NAP bedekte.

Het veen vormt dus een van de jongste ("organogene" : door organismen gevormd) sedimenten in de Euregio, terwijl het eronder liggende gesteente uit het Cambrium het oudste is. Ongeveer 550 miljoen jaar van de geologische geschiedenis ligt dus in dit gebied opgesloten.

Een wandeling door het veenlandschap van de "fagne wallonne" of de "fagne de la Poleûr" (een prima startpunt voor beide wandelingen is het café-restaurant van Baraque Michel, terwijl het café-restaurant van Botrange met uitzichttoren ook uitstekend geschikt is als uitvalsbasis voor een tocht door de "fagne wallonne"), liefst alleen of hooguit met enkele personen om de stilte van dit gebied in je op te nemen, is niet alleen een goede manier om tot innerlijke rust te komen, maar ook een unieke kans om iets te proeven van de oersfeer die over deze streek hangt. Wie hier ronddwaalt over de plankenpaden (of de zon nu schijnt of dat het regent of sneeuwt, of zelfs wanneer het mistig is), krijgt de indruk dat dit landschap er altijd geweest moet zijn en niet door de mens is beroerd of beïnvloed. We zijn als het ware teleurgesteld als we ervaren dat de veenvorming iets is van de laatste elfduizend jaar. Wat moet er hier dan gebeurd zijn tussen de vorming van de kwartsiet en fylliet uit het



*Fig. 117 - De "Fagne de la Poleûr" (ten westen van Mont Rigi) vormt een klein natuurreservaat op de Hoge Venen. Het veen is omringd door sparrenbos, dat hier op het einde van de vorige eeuw werd geplant uit economische overwegingen (men had toen grote hoeveelheden hout nodig als stutmateriaal in de steenkoolmijnen van Luik en Aken), maar ook om het klimaat te verbeteren ! Men dacht toendertijd dat het klimaat hier zoveel kouder en natter was dan in het iets noordelijk gelegen Eupen, omdat men hier de bossen gekapt had. In het veen had men bovendien het bewijs gevonden, dat bomen als eik, beuk en berk hier vroeger goed gegroeid hadden. Dat deze bomen wellicht om natuurlijke redenen al enkele duizenden jaren eerder verdwenen waren, wist men (nog) niet.
Cambrium en Ordovicium en het ontstaan van het veen ? Het lijkt op een gat in de tijd van meer dan 450 miljoen jaar !*



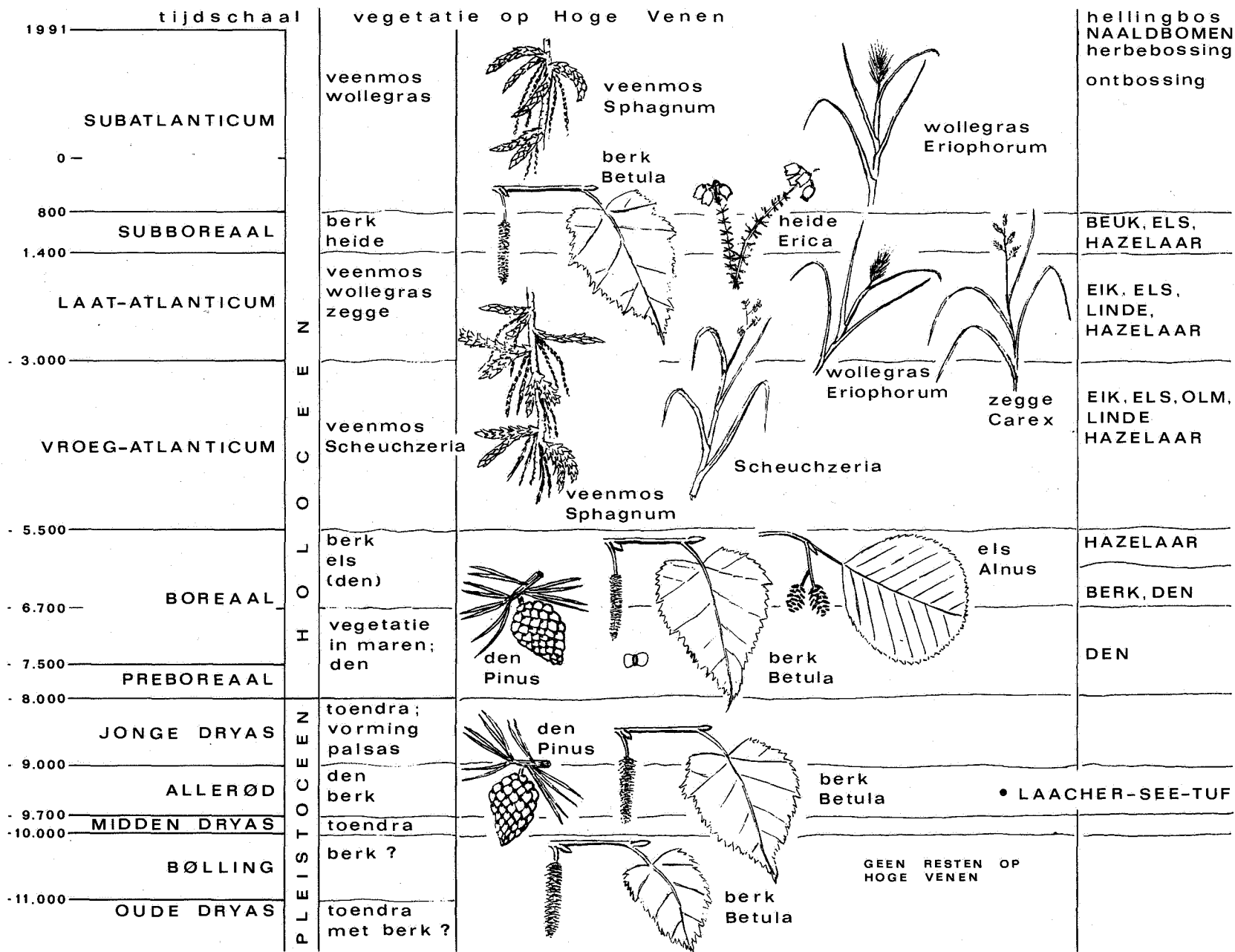
Fig. 118 - Nog altijd zorgt een groene huid van Veenmos ("Sphagnum") en Rus ("Juncus") op enkele plekken in de "Fagne de la Poleûr" voor een geringe diktetoename van de veenlaag. Met name het Veenmos levert een bijdrage aan de vorming van dit "biogeen" of "organogeen" sediment. Nergens anders is de grens tussen het afsterven van organismen en hun opname en fossilisatie in het sediment zo vaag als hier ! Hier verandert ieder jaar opnieuw de groene huid van de Euregio Maas-Rijn in de bovenste laag van zijn onderkant !

We raken misschien nog méér gefrustreerd als we leren, dat de "eeuwiggroene" naaldbossen, die het veen omzomen, hier pas zo'n honderd tot honderdvijftig jaar geleden werden aangeplant. "Eeuwig" is vooral in deze omgeving een uiterst relatief begrip. Zelfs de geschiedenis van het veen kan allerminst eentonig genoemd worden. Wie het veen onderzoekt ontdekt snelle klimaatwisselingen tijdens de voorbije honderd eeuwen en daar bovenop (vanaf ongeveer vier- à vijfduizend jaar geleden) de steeds groeiende invloed van de mens. Die geschiedenis is af te leiden uit de vegetatieresten in het veen (fragmenten van planten, bomen en struiken, en bovenal fossiele stuifmeelkorrels en sporen) en uit de overblijfselen van menselijke activiteit in dit gebied (zoals de "Via mansuerica", die dwars door de "fagne wallonne" loopt, of de relictten van oude turfstekerijen die het reliëf van het veen hebben veranderd). Het intensieve speurwerk van een grote groep specialisten is in 1979 samengevat door René Schumacker, de directeur van het wetenschappelijk veldstation "Mont Rigi" op de Hoge Venen, en André Noïrfalise. Hun conclusies en die van anderen zijn "vertaald" in figuur 119.

Wat hier allereerst opvalt is de relatief korte duur van de "echte" ijstijden met een arctisch of subarctisch klimaat, waarbij de bodem eventueel het hele jaar door bevroren was ("permafrost" = "permanent bevroren") en er vrijwel geen vegetatie voorkwam in een toendra-achtig landschap. De laatste koude periode van het "Jonge Dryas" duurde waarschijnlijk nog geen duizend jaar, en die van het "Midden-Dryas" slechts een paar honderd jaar. Ook het "Oude Dryas" heeft niet langer geduurd dan pakweg drie à vierduizend jaar.

Tussen deze koude perioden konden zich in het gematigd-koude klimaat van het Alleröd onder andere in de omgeving van het Brackvenn (in het noordoosten van de Hoge Venen) berken- en dennenbossen ontwikkelen. In het veelal dunne veen uit deze laatste tijd vond Etienne Juvigné van de Universiteit van Luik een millimeterdik laagje vulkanische as, afkomstig van de uitbarsting van de Laacher-See in de Eifel, ongeveer elfduizend jaar geleden. Ook na de laatste ijstijd ("Jonge Dryas") bestaat de vegetatie aanvankelijk in hoofdzaak uit dennen (Preboreaal) en berken en elzen (Boreaal), waarvan de resten de basis vormen van het huidige veen. De echte

Fig. 119 - Stratigrafie van het late Boven-Pleistoceen en Holoceen en de opeenvolging van de meest kenmerkende elementen van de vegetatie op de Hoge Venen.



veenvegetatie is dan nog beperkt tot kleine waterplassen: "maren"), die zich na het "Jonge Dryas" vormden in zogenaamde "palsas". Deze palsas zien er in de ideale situatie uit als ringvormige of elliptische dijken van verweringsleem. Volgens Etienne Juvigné en Albert Pissart van de Universiteit van Luik ontstonden deze rond ijslenzen in de bodem tijdens het "Jonge Dryas". Hun vorming herinnert aan die van de ongetwijfeld beter bekende "pingo's".

Pas vanaf het begin van het Atlanticum breidt het veen zich uit om vrijwel het gehele gebied boven de 600 m NAP te bedekken. Tijdens het Vroeg-Atlanticum (5500-3000 v.C.) bestaat de veenvegetatie in hoofdzaak uit het veenmos ("Sphagnum") en een op biezen of zeggen lijkende plant : "Scheuchzeria". Als deze laatste in het Laat-Atlanticum verdwijnt, nemen zegge ("Carex") en wollegras ("Eriophorum") onmiddellijk deze ecologische nis over.

Het klimaat in NW-Europa is dan inmiddels zover verbeterd, dat de eerste boeren vanuit het Midden-Oosten (Mesopotamië) en het Middellandse Zeegebied (onder andere Turkije) hier naartoe trekken om er de landbouw te beoefenen. We kunnen dit afleiden uit het plotselinge verschijnen van (aanvankelijk nog zeer bescheiden aantallen) pollen of stuifmeelkorrels van diverse graansoorten in het veen. Overigens hebben deze boeren ongetwijfeld de venen zelf vermeden om zich te vestigen op de vruchtbare grond van de Haspengouw en Zuid-Limburg ("Bandkeramiekers").

Tijdens de korte tijdspanne van het Subboreaal (1400-800 v.C.) wordt het veen gedeeltelijk bedekt met heide ("Ericacea") en ontstaan er op een aantal plaatsen weer berkenbossen. Maar vanaf 800 v.C. (Subatlanticum) domineren weer het veenmos en het wollegras.

Soortgelijke veranderingen in de vegetatie kennen we uiteraard ook van de hellingbossen, die het veen omringen en zich beneden de 600 m NAP ontwikkelden. Maar gedurende de laatste duizend jaar heeft de mens steeds duidelijker zijn stempel gedrukt op zowel het veen als het hellingbos. De laatste werden in een steeds hoger tempo gekapt en waren al zo'n tweehonderd jaar geleden vrijwel helemaal verdwenen. De huidige bossen zijn secundair en door onszelf geplant.

Ook het veen is in diezelfde tijd ernstig aangetast. Aanvankelijk om plaats te maken voor landbouw- en weidegrond (waarvoor men hele stukken afbrandde), en vervolgens ook voor turfstekerijen. De doodsklap voor het veen kwam echter in de vorige eeuw, toen men besloot om hier naaldbomen (met name sparren) te planten ten behoeve van de mijnindustrie (stuthout). Slechts enkele kleine stukken veen zijn er nu nog over. en ook die worden bedreigd door indringers, zoals het pijpestrootje ("Molinia"), een grassoort die in grote pollen van vaak een halve meter hoog en 30-40 cm doorsnee groeit, waardoor de oorspronkelijke veenvegetatie verdrongen wordt.

Ondanks deze vele en ernstige "onvolkomenheden" blijft het veen de moeite waard. Nergens anders immers kunnen we zien hoe de op enkele plekken nog gave groene huid van de Euregio jaar-in, jaar-uit bijdraagt aan de vorming van een "biogeen" of "organogeen" sediment. En nergens anders is de grens tussen het afsterven van organismen en hun opname en fossilisatie in het veen zo vaag als hier. Hier verandert ieder jaar opnieuw de groene deklaag van de Euregio in de bovenste laag van zijn onderkant !

Het is bovendien de moeite waard om nog eens even stil te staan bij de relatieve snelheid, waarmee geologische processen, zoals klimaatsveranderingen (gemiddelde jaartemperatuur en neerslag) en veranderingen in de flora (en natuurlijk óók in de daarbij behorende fauna) kunnen verlopen. Als het huidige hoogveen uit het Holoceen van dit gebied ooit in steenkool zou kunnen veranderen (maar daar is weinig kans op omdat het niet door andere sedimenten afgedekt wordt), dan zou de paar meter veen, die hier voorhanden is, een steenkoollaag opleveren van nog geen meter dik. Het tijdens het Alleröd gevormde veen zou tot slechts enkele centimeters steenkool worden samengeperst. Misschien dat we ons zo een betere voorstelling kunnen maken van de vaak complexe geschiedenis van de vorming van één enkele steenkoollaag uit het Carboon (om van de tussen de steenkool voorkomende sedimenten nog maar niet te spreken). En dan te bedenken, dat er alléén al in het Boven-Carboon van de Euregio Maas-Rijn ettelijke honderden steenkoollagen (met een dikte van enkele millimeters tot een paar meter) bekend zijn !

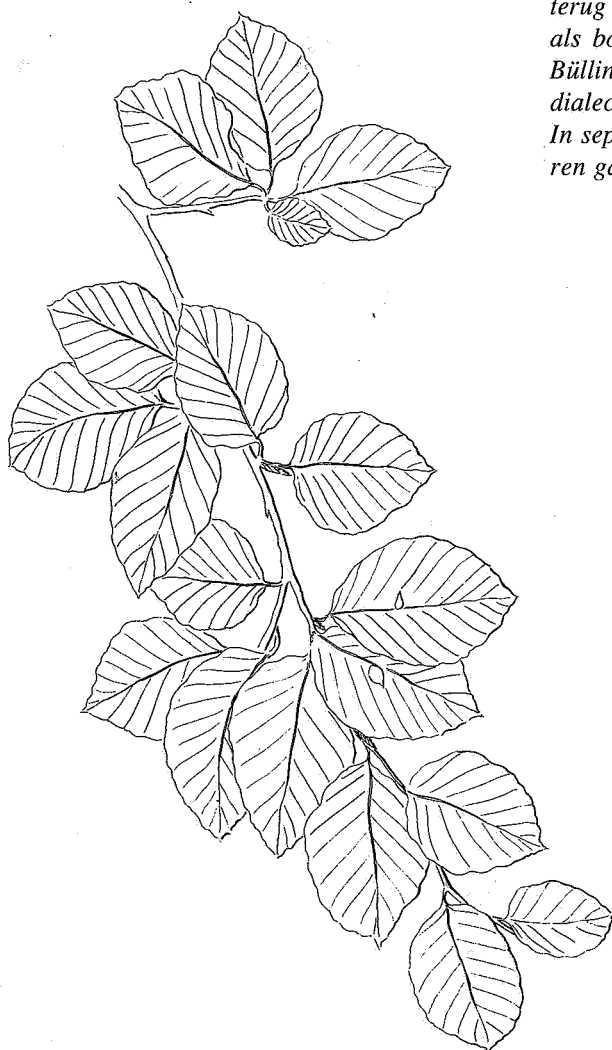


Fig. 120 - De Beuk ("Fagus") vinden we vooral terug in plaatsnamen op en rond de Hoge Venen, als boom of als haag, bijvoorbeeld Buchholz (bij Büllingen), Trois Hêtres ("Thirifay" in het Waalse dialect), Longfaye, Fays of Beaufays.

In september ontwikkelen zich op veel beukebladeren gallen van vliegjes, die hier hun eieren leggen.

2.9. HOGE VENEN : CAMBRIUM EN ORDOVICIUM (Fig. 121-128)

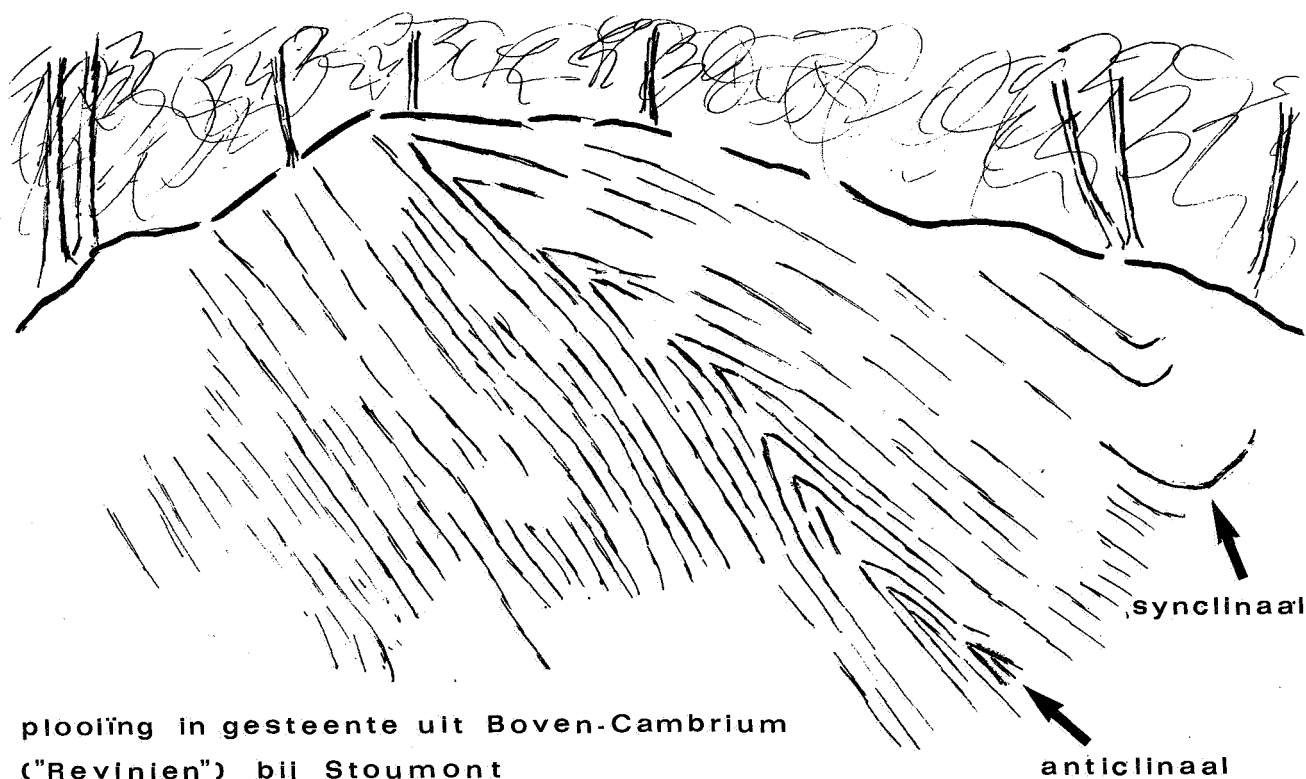


Fig. 121 - Ontsluiting van gesteenten uit het Boven-Cambrium ("Revinien") ten westen van Stoumont langs de weg N33 tussen Remouchamps en Trois-Ponts in het Massief van Stavelot. De hier zichtbare blauwgrijze (maar aan de oppervlakte geelbruin verweerde) fylleten en kwartsieten zijn duidelijk geplooid en doorsneden met allerlei kleine breuken (op de tekening weggelaten om het beeld niet onnodig te compliceren), waardoor onder andere de "as" (het denkbeeldige symmetrievlak tussen de beide vleugels van de anticlinaal) van de hier zichtbare anticlinaal een nogal "springerig" verloop laat zien.



Fig. 122 - Leisteen uit het Onder-Ordovicium (Onder-Salmien) in de voormalige daklei-groeve "Elise" in het Wehedal tussen Kleinhau en de Wehe-See.

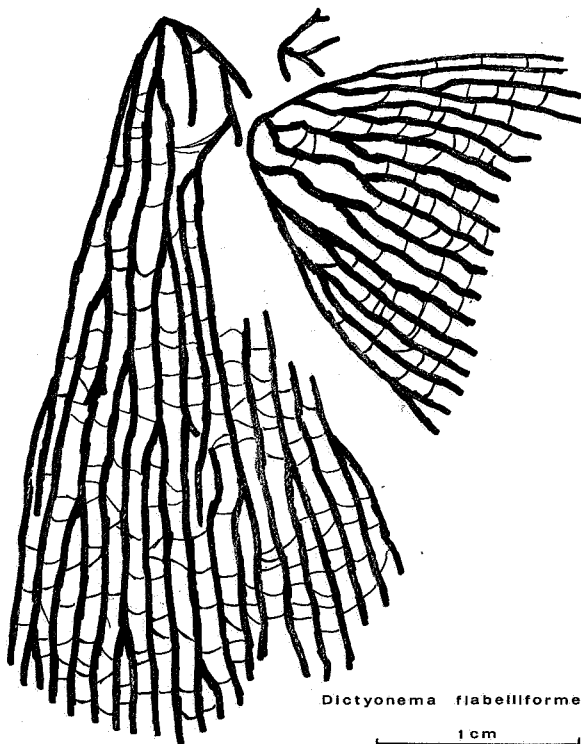


Fig. 123 - De "dendroïde" (boomvormig vertakte) graptoliet "Dictyonema flabelliforme" vormt onder andere in het "Massief van Stavelot" een gidsfossiel voor het "Onder-Salmien" (Onder-Ordovicium of "Tremadocien"). Deze exemplaren vonden we in de zwartblauwe leisteen ("daklei") van de verlaten steengroeve "Elise" ten westen van Grosshau langs de Wehebach (zowel vanaf de parkeerplaats bij Grosshau als vanaf de parkeerplaats bij Kleinhau te voet te bereiken via een wandeling van ongeveer 25 minuten. De vrijwel geheel door struikgewas overwoekerde groeve ligt ongeveer 100 m van het punt, waar de wegen vanuit Grosshau en Kleinhau aan de Wehebach bij elkaar komen). In de loop der jaren hebben verzamelaars deze vindplaats zeer grondig onderzocht, inclusief de hier nog aanwezige storthopen. Geduld is dus zeker noodzakelijk om hier nog iets moois te vinden.

Helaas zijn we niet in staat om een dergelijke gedetailleerde beschrijving te maken van de onder het veen liggende gesteenten uit het Cambrium of van de langs de randen van de Hoge Venen (of beter gezegd het "Massief van Stavelot") voorkomende gesteenten uit het Ordovicium. Daar zijn een aantal goede redenen voor aan te voeren. Allereerst praten we hier niet over enkele meters sediment, zoals in het geval van het holocene

veen, maar over een gesteentepakket van waarschijnlijk méér dan drie-en-een-halve kilometer dikte. In tegenstelling tot het hoogveen kunnen we nergens een ononderbroken opeenvolging van lagen in dit sterk geplooid en gebroken gesteentepakket vinden, dat zowel door de Caledonische als door de Varistische bergtegvorming getroffen werd. Tenslotte zijn deze gesteenten relatief arm aan fossielen, die vaak ook nog onherkenbaar zijn geworden door de hoge druk en temperatuur waaraan de gesteenten blootstonden.

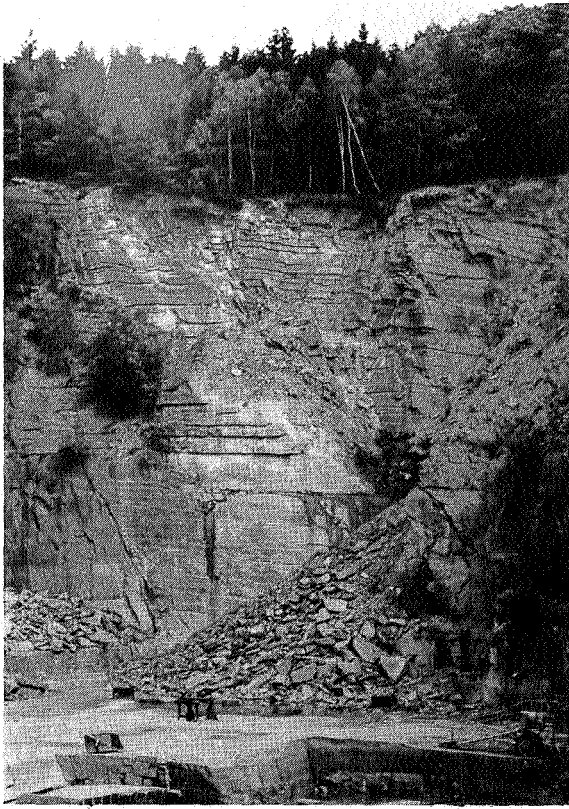


Fig. 124 - Detail van de steengroeve "Kaspar Müller", onmiddellijk ten zuiden van Schevenhütte in het uiterste noordoosten van het Caledonisch gevormde "Massief van Stavelot". Duidelijk is de ritmische afwisseling te zien van de meestal dunge-laagde zandige siltsteen en siltige zandsteen uit het "Boven-Salmien" (Ordovicium).

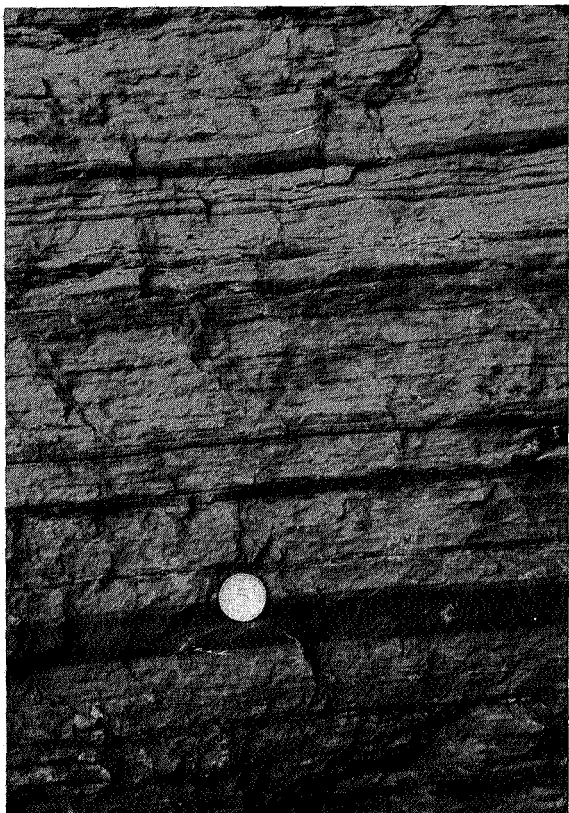


Fig. 125 - Detail van de ritmische afwisseling van zandige en siltige laagjes in het gesteente uit het Boven-Salmien in de steengroeve "Kaspar Müller" bij Schevenhütte.

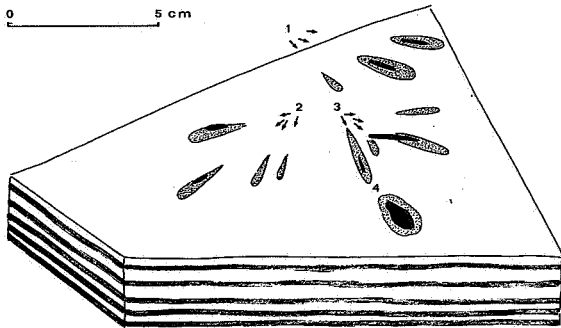


Fig. 126 - Fossiele graafgangen ("Ichnofossielen") van een onbekend organisme uit het Boven-Salmien in een licht-grijsgroene, siltige fylliet uit de steengroeve "Kaspar Müller" bij Schevenhütte. De graafgangen zijn zichtbaar als ellipsvormige violette verkleuringen (hier gepuncteerd aangegeven), waarbinnen de eigenlijke graafgang als een licht-grijsgroene "kern" (hier in zwart aangeduid) zichtbaar is.

Opvallend is, dat men drie duidelijke "clusters" (1-3) kan herkennen, waarbij de gangen binnen het "cluster" vanuit een centraal punt (met pijltjes aangegeven) lijken te zijn gegraven. De gangen lopen spits uit in de richting van dit centrale punt en zijn meer afgerond aan het andere uiteinde. We nemen aan, dat ieder "cluster" door één enkel individu werd gemaakt. Kennelijk was het een organisme, dat vanuit dat punt de bovenste laag van het sediment onder een zeer flauwe hoek doorwoelde. De regelmatige vorm van deze in "clusters" gegroepede graafgangen maakt dit een herkenbaar "Ichnofossiel", dat voor zover wij weten echter nog niet beschreven is.

Toch hebben mensen zoals Fernand Geukens van de Universiteit van Leuven, Roland Walter van de Technische Hochschule in Aken of Michel Vanguetaine van de Universiteit van Luik al heel wat geheimen aan deze op het eerste gezicht eentonige afwisseling van kwartsieten en fyllieten ontfoetseld. We kennen nu in grote lijnen de relatieve ouderdom van de gesteenten. We weten ongeveer waar de sedimenten vandaan kwamen en in wat voor omgeving ze werden afgezet. Hier stellen we ons echter tevreden met de wetenschap, dat deze ontsloten gesteenten uit het Cambrium en Ordovicium tussen de 450 en 550 miljoen jaar oud zijn, en dat ze werden afgezet in een zee, die aanvankelijk tijdens het Onder-Cambrium ("Devillien") nog vrij ondiep was. In de loop van het Midden- en Boven-Cambrium ("Revinien") werd de zee echter dieper ("transgressie"), hetgeen tot uiting komt in de verandering van de sedimenten (hoofdzakelijk pure kwartsieten uit het Devillien, een afwisseling van fylliet en kwartsiet uit het Onder- en Midden-Revinien, en overwegend fyllieten uit het Boven-Revinien). Tijdens het Onder- en Midden-Ordovicium ("Salmien") zou de zee weer ondieper worden ("regressie"), hetgeen we afleiden uit het opnieuw optreden van de afwisseling van kwartsiet- en fyllietlagen. Op het einde van het Ordovicium werd dit gebied opgeheven en begon hier vervolgens de erosie zijn werk te doen. Althans een deel van het erosiemateriaal werd naar het noorden afgevoerd. Dit kunnen we zien aan het voorkomen van microfossielen ("acritarchen") uit het Ordovicium, die "omgewerkt" zijn in de sedimenten uit het Siluur in de Band van Sambre-Meuse, terwijl deze ontbreken in die van het Massief van Brabant.

Natuurlijk vinden we ook hier weer een groot aantal gaten in de lappendeken, die deze gesteenten aan ons oog onttrekt, een lappendeken, die hier hoofdzakelijk bestaat uit veen en bos. Deze ontsluitingen liggen vooral langs wegen en dalwanden. In deze gesteenten uit het Cambrium en Ordovicium is de oorspronkelijke gelaagdheid van het sediment soms moeilijk te herkennen, omdat deze verdoezeld wordt door de veel duidelijkere tectonische splijtvlakken ("schistositeitvlakken"), zoals we die eerder zijn tegengekomen in de fyllieten uit het Siluur in het dal van de Méhaigne. Een aantal van de ontsluitingen ligt in zeer aantrekkelijke wandelgebieden, waarvan we er hier twee warm aanbevelen.

Het eerste wandelgebied ligt in het hart van de Hoge Venen en wordt gevormd door het diep ingesneden dal van de Bayehon. Het is goed bereikbaar vanaf de weg tussen Mont Rigi en Robertville (rechts afslaan bij Ovisat) en vanaf de weg tussen Mont Rigi en Malmédy (links afslaan bij Xhoffraix en vervolgens de weg via Longfaye nemen, waarlangs het Cambrium overigens ook goed ontsloten is). Het eenvoudige hotel-café-restaurant "Moulin de Bayehon" vormt een door velen geliefd, bijzonder romantisch gelegen startpunt van een wandeling, waarbij stroomopwaarts (ongeveer 2 km tot aan de cascade) gesteenten uit het Cambrium ("Revinien") zijn ontsloten, en stroomafwaarts (ongeveer 2 km tot aan de plek waar de Bayehon in de Warche stroomt, die hier van links -uit oostelijke richting - komt) gesteenten uit het Ordovicium. Deze laatste wandeling kan bovendien prima verlengd worden door vervolgens stroomopwaarts langs de Warche te lopen tot aan het thans weer gedeeltelijk gerestau-

reerde slot "Reinhardstein". Op verschillende plaatsen zijn langs dit deel van de Warche kwartsietische zandstenen uit het vroege Onder-Devoon ("Gedinnien" of "Lochkovien") te zien.

Het tweede wandelgebied heeft Schevenhütte in het Wehebachtal als uitgangspunt. Dit is te bereiken via de autoweg (A4) tussen Aken en Keulen, afslag Weisweiler richting Langerwehe nemen en van daaruit via Wenau en Gressenich naar Schevenhütte. Een andere mogelijkheid is de afslag naar Mausbach - Gressenich - Schevenhütte halverwege de weg tussen Stolberg en Vicht. In het dorpje Schevenhütte zelf en op de weg naar de zuidelijk daarvan (15-20 minuten lopen) gelegen stuwdam van de Wehe-See zijn verschillende eenvoudige café-restaurants, die weer als vertrekpunt van een wandeling kunnen dienen. Wij komen er althans steeds met genoeg terug. De ontsluitingen rond de Wehe-See bestaan voor het grootste deel uit gesteenten uit het Ordovicium ("Salmien"). Alleen langs de zuidwestelijke rand van het stuwmeer dagzomen ook de gesteenten van het Cambrium ("Revinien"). De meest interessante ontsluiting vormt echter de steengroeve "Kaspar Müller" (alleen toegankelijk op werkdagen met toestemming van de bedrijfsleiding), onmiddellijk ten zuiden van het dorp aan de linkerkant van de weg naar de stuwdam. De overwegend grijsgroene en violetgekleurde zandige schalies met daartussen enkele zandsteenbanken vertonen fraaie golfribbels, scheve gelaagdheid en synsedimentaire erosieverschijnselen. De violette vlekken in sommige lagen zijn veroorzaakt door "bioturbatie" (de verstoring van de sedimentaire structuur door gravende organismen zoals wormen).



Fig. 127 - Begin september 1991 vonden we tot onze grote verrassing fragmenten van een op "Dictyonema" lijkende "dendroïde" graptoliet in de steengroeve "Kaspar Müller" bij Schevenhütte. Deze vondst is zeer uitzonderlijk, omdat "Dictyonema" in het gebied rond de Hoge Venen ("Massief van Stavelot") beperkt is tot het Onder-Salmien, terwijl in de steengroeve "Kaspar Müller" alleen het Boven-Salmien is ontsloten. Op de tweede plaats zaten de fragmenten in een siltige zandsteen, terwijl men ze normaliter vindt in kleiige schalies. Het is een bewijs, dat men soms op de meest onverwachte plaatsen nog iets nieuws kan aantreffen !

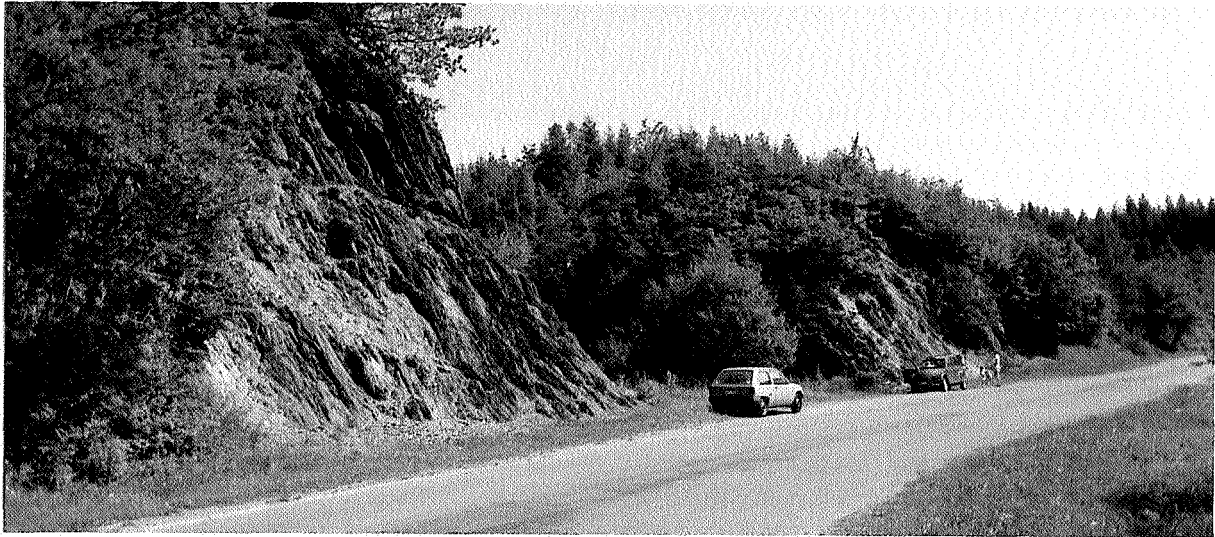


Fig. 128 - Grijsblauwe fyllieten en kwartsieten uit het Boven-Cambrium ("Revinien") langs de weg tussen Xhoffraix en Longfaye aan de zuidoostelijke rand van de Hoge Venen. Met behulp van microfossielen (behorend tot de uitgestorven groep der "acritarchen") gelukte het Michel Vanguetstaine van de Universiteit van Luik om zes "zones" te onderscheiden in het Revinien. Helaas zijn deze microfossielen pas in een klein aantal ontsluitingen bestudeerd.

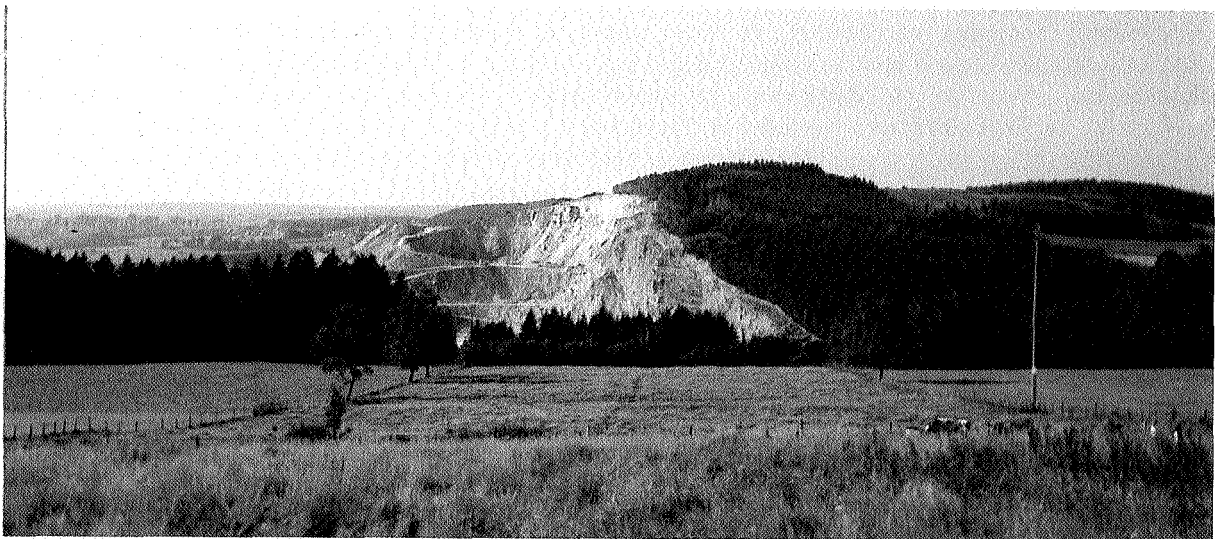


Fig. 129 - Zandsteengroeve "Carrières de la Warchenne" bij Arimont, gefotografeerd vanaf de weg tussen Waimes (Weismes) en Arimont. Hier wordt een kwartsietische zandsteen (Arkose de Waimes) uit het Onder-Devoon ("Onder-Gedinnien") geëxploiteerd. Net zoals de iets oudere "Grès et Arkose de Gdumont" in de steengroeve Schauss bij Gdumont bevat deze regelmatig brachiopoden.

2.10. ONDER-DEVOON VAN ARDENNEN EN NORD-EIFEL (Fig. 129-130)

Het gebied ten zuiden van de Hoge Venen, bij de geologen bekend als het "Synclinorium van Neufchâteau", vormt ons volgende doelwit. We bevinden ons nu midden in de Ardennen (in België) en in de Nord-Eifel (in Duitsland). Alhoewel de hoogste top, de "Weisser Stein" met zijn 682 m NAP nèt iets lager is dan het Signal de Botrange (694 m NAP) op de Hoge Venen, ligt een groot deel van dit plateau eveneens boven de 600 m. Ook hier ontspringen dankzij de hoge neerslagcijfers een groot aantal riviertjes en beekjes. We noemen slechts de Warche, de Amblève, de Our, de Kyll en de Urft, en een hele reeks beekjes die verderop in de Urft en in de Rur stromen. Ook dit gebied wordt voor een belangrijk deel bedekt door bos. De ondergrond van kwartsiet, zandsteen en schalie uit het Onder-Devoon blijkt niet erg vruchtbaar te zijn.

Er zijn maar weinig geologen, die enthousiasme tonen als het Onder-Devoon ter sprake komt. Niet voor niets spreken Francis Robaszynski en Christian Dupuis van de Polytechnische Faculteit van Mons over een "geweldig monotone opeenvolging van zandsteen en schalie", die op sommige plaatsen in het "Synclinorium van Neufchâteau niet minder dan vijf kilometer dik is. Net zoals bij de gesteenten uit het Cambrium en Ordovicium geldt ook hier, dat men nergens een complete, ononderbroken opeenvolging van lagen kent. Bovendien wisselt de "lithofacies" (de aard of samenstelling van het gesteente) vrij snel van het noordwesten (waar conglomeraten en grofkorrelige zandstenen overheersen) naar het zuidoosten (voornamelijk fijnkorrelige zandstenen en schalies). Tot overmaat van ramp blijken veel macrofossielen, zoals brachiopoden, koralen en mollusken, gebonden te zijn aan een bepaald afzettingmilieu en hebben ze vrijwel geen waarde voor de stratigrafie (relatieve ouderdomsbepaling en de correlatie van gesteenten in verschillende profielen).

Omdat de verschillende auteurs in de loop der jaren steeds een andere inhoud hebben gegeven aan de begrippen "Gedinnien", "Siegenien" en "Emsien", de tijden waarin het Onder-Devoon van de Ardennen en Eifel van oudsher is opgedeeld, prefereren sommige geologen tegenwoordig de in Bohemen gebruikte onderverdeling in "Lochkovien", "Praguïen" en "Zlichovien". De Internationale Commissie voor Stratigrafie heeft voornamelijk besloten om het Onder-Devoon te verdelen in "Lochkovien", "Praguïen" en "Emsien", waarbij de grens tussen Lochkovien en Praguïen die tussen het Gedinnien en Siegenien zo dicht mogelijk benadert. Geologen vanuit de hele wereld hebben vaak tientallen jaren met elkaar gediscussieerd over de exacte positie van een dergelijke grens. Wetenschap en politiek en zelfs persoonlijke eerzucht spelen daarbij een grote rol. Toch blijken de gekozen grenzen, en ook de "Type-locaties" waar deze worden vastgelegd, uiteindelijk een realistische keuze te zijn. We hebben een dergelijke procedure van héél nabij mogen meemaken binnen de Internationale Werkgroep voor de Devoon-Carboon-grens onder leiding van Eva Paproth van de geologische dienst van Nordrhein-Westfalen te Krefeld. Na jaren van voorbereidend werk kon zij in 1979 als voorzitter van deze werkgroep beginnen aan het zoeken naar de "ideale" grens tussen Devoon en Carboon, en naar de "ideale" locatie, waar deze kon worden bestudeerd. In de daarop volgende periode van tien lange jaren bezochten zij en haar collega's ontsluitingen in Europa, Siberië, China, de Verenigde Staten en Australië. Er werden symposia georganiseerd en excursies naar de meest veelbelovende profielen. Na vaak zéér emotionele discussies werd gekozen voor een ontsluiting in Zuid-Frankrijk, waar bij "La Serre" een sedimentlaag met het eerst bekende optreden van een microfossiel, de "conodont" (een groep fossielen van onbekende herkomst en verwantschap, die vanaf het Cambrium tot aan het einde van de Trias-periode leefde) "Siphonodella sulcata", als officiële grens tussen Devoon en Carboon werd aangewezen. Dergelijke studies zijn uiteraard van wezenlijk belang voor de vooruitgang van de wetenschap. Maar de (officieel bekrachtigde) resultaten ervan vormen in feite slechts een momentopname in de geschiedenis van diezelfde wetenschap.

Voor ons is deze discussie voornamelijk puur academisch. Het monotone karakter van de gesteenten van het Onder-Devoon in Ardennen en Eifel wordt er niet door veranderd. We beperken ons daarom tot een paar ontsluitingen, die de aanwezigheid van gesteenten van deze ouderdom in de ondergrond bevestigen. Onze keuze is gevallen op de steengroeve van Gdumont en Arimont. Over de laatste kunnen we kort zijn. Deze groeve ("Carrières de la Warchenne") illustreert onze behoefte aan grondstoffen, waardoor hele bergen langzamerhand opgeslokt worden door de exploitatie van bijvoorbeeld zandsteen. In de "Carrières de la Warchenne" zijn kwartsietische zandstenen uit het Onder-Gedinnien ontsloten, die op een aantal plaatsen fossielrijk zijn (brachiopoden). In het hoogste deel van de opeenvolging van gesteenten zien we hier schalies, waarin grote pyrietkristallen voorkomen.

Van meer belang is echter de steengroeve "Schauss" bij Gdumont. Ook hier worden kwartsietische zandstenen en "arkose" (het erosieproduct van graniet, bestaande uit kwarts en veldspaat en soms glimmer) uit het Onder-Gedinnien geëxploiteerd als bouwsteen. Ook hier vinden we een rijke associatie van brachiopoden en koralen.

Deze ontsluiting geeft bovenal een goed voorbeeld van de problemen, die geologen kunnen tegenkomen bij de bestudering van de gesteenten uit het Onder-Devoon in dit gebied. Zo vermoedde Jacques Godefroid van het Belgisch Instituut van Natuurwetenschappen te Brussel in 1982, dat de "Grès et Arkoses de Gdumont" uit het Boven-Gedinnien stammen op grond van de daar gevonden brachiopoden. Maar op grond van voornamelijk theoretische overwegingen gaat Philippe Steemans van de Universiteit van Luik ervan uit, dat deze afzettingen wel eens uit het laatste Siluur of het Onder-Gedinnien afkomstig zouden kunnen zijn. Uiteraard ontbreken tot op heden de doorslaggevende argumenten. De gevonden brachiopoden zijn misschien "faciësfossielen". Door de hoge temperaturen, waaraan dit gesteente werd blootgesteld tijdens de Varistische gebergtevorming (tijdens het Carboon), zijn de plantesporen, die Philippe Steemans voor zijn studies gebruikt, zover verkoold, dat een determinatie ervan onmogelijk is.

De discussie over de ware ouderdom duurt dus nog wel even voort. Bovendien vinden we hier een associatie van brachiopoden en koralen, die eigenlijk wijst op een rustig afzettingmilieu op enige afstand van de kust. Maar deze fossielen komen voor in een zéér grofkorrelige zandsteen, die absoluut niet ver van de kust moet zijn afgezet. Misschien klopt zowel het een als het ander, en is dit grofkorrelige sediment ten gevolge van bijvoorbeeld een zeebeving van ondiep naar dieper water afgegleden en heeft het de daar levende brachiopoden en koralen begraven. Deze problemen rond ouderdom en afzettingmilieu illustreren het feit, dat onze kennis van het Onder-Devoon in dit gebied nog helemaal in zijn kinderschoenen staat.

steengroeve Schauss, Gdoumont
basis Onder-Devoon

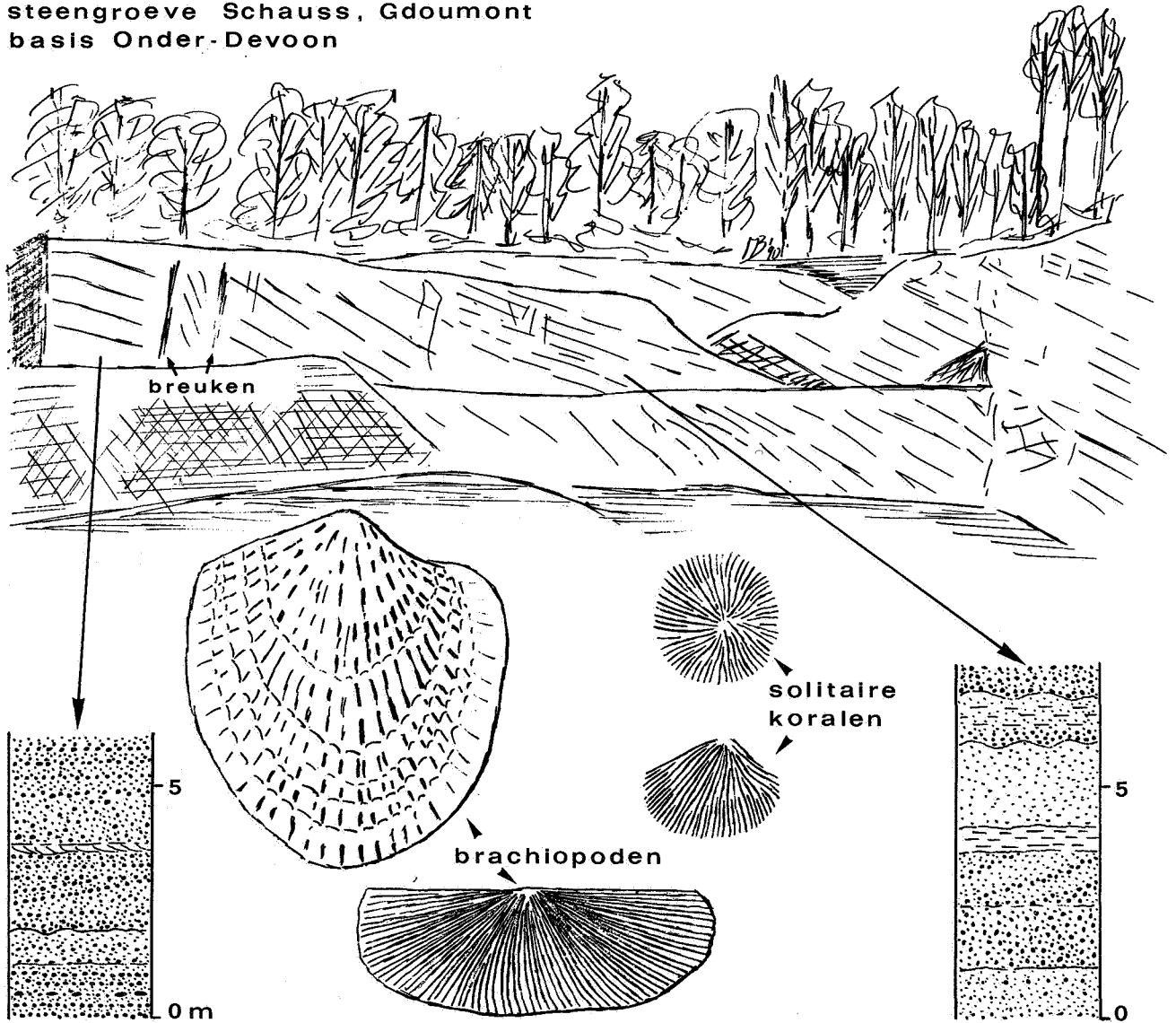


Fig. 130 - Schematisch overzicht van de steengroeve "Schauss" bij Gdoumont, ten zuidoosten van het Massief van Stavelot. De hier ontsloten afzettingen ("Arkose et Grès de Gdoumont") uit het vroege Onder-Devoon ("Onder-Gedinnien" of "Lochkovien") bestaan hoofdzakelijk uit vaak zeer grofkorrelige kwartsiet, kwartsietische zandsteen en "arkose". Dit laatste gesteente bestaat uit korrels van (grijze, vaak doorschijnende) kwarts en (wit of wit-roze) verweerde veldspaat, hetgeen erop duidt dat dit in feite het verweringsprodukt is van graniet (opgebouwd uit kwarts, veldspaat en glimmer). Deze sedimenten zijn aangevoerd vanaf het Caledonisch gebergte in het noordwesten, en afgezet in een ondiepe, kust nabije zee. Dit laatste wordt geïllustreerd door de vele afdrukken van met name brachiopoden en koralen (zowel de hier afgebeelde solitaire koralen alsook kleine kolonies van "Favosites"). In het gesteente is soms een ritmische opeenvolging te onderkennen van fijn (vaak weinig afgerond) grind, gevolgd door respectievelijk grof en fijn zand (en een enkele maal een siltige schalie). Scheve gelaagdheid en erosie-horizonten komen regelmatig voor. De geelgrijze tot witgrijze steen uit deze groeve vormt een hooggewaardeerde bouwsteen in de regio (onder andere het Natuurcentrum bij Botrange en het wetenschappelijk veldstation van de Universiteit van Luik bij Mont-Rigi).

2.11. MIDDEN-DEVOON VAN DE NORD-EIFEL (Fig. 131-136)

In het uiterste zuidoosten van de Euregio Maas-Rijn komen we vervolgens in de Nord-Eifel weer jongere gesteenten tegen uit het Midden-Devoon. Deze zijn verdeeld over zeven tectonische depressies of "synclines", die samen het "Synclitorium van de Eifel" vormen. Deze "Eifelkalkmulden" liggen in een smalle, noord-zuid georiënteerde strook, die de scheiding vormt tussen de "Ardennen" (als verzamelwoord voor alle aan de oppervlakte liggende gesteenten in de "synclinoria" van Namen, Dinant-Herve en Neufchâteau) in het westen, en het Rheinisches Schiefergebirge (dat eveneens bestaat uit aan de oppervlakte tredende paleozoïsche gesteenten) in het oosten.

De Eifelkalkmulden zijn wereldberoemd vanwege de vele fossielvindplaatsen (onder andere koralen, stromatoporen, trilobieten, brachiopoden, zeelelies, mosselkreeftjes of ostracoden, slakken, inktvissen, lamellibranchiaten, vissen, tentaculieten, conodonten en plantenresten). Ze vormen het "type-gebied" voor het "Eifelien", het geologische tijdvak dat het vroege Midden-Devoon omvat. De gesteenten uit het Midden-Devoon vertonen hier zowel verticaal als horizontaal een verrassend grote en snelle faciëswisseling. In het noorden overheersen zandige sedimenten, die afkomstig zijn van het (Caledonisch gevormde) "Oude Rode Continent" in het noordwesten, terwijl de meer kleiige sedimenten in het zuiden (schalies en mergels) op rustiger en dieper water duiden. In het oosten tenslotte domineren de rijkalkstenen, waarom dit gebied beroemd geworden is. Niet voor niets sprak Werner Struve van het Senckenberg-Instituut te Frankfurt al zo'n dertig jaar geleden over het "Eifeler Korallenmeer" (de "Koraalzee van de Eifel"), dat hier ruim 375 miljoen jaar geleden bestaan moet hebben.

De noordelijke Eifelkalkmulden (die van Sötenich, Blankenheim en Rohr, en een stuk van die van Dollendorf en Ahrdorf) vallen binnen het grondgebied van de Euregio Maas-Rijn. Er zijn (welhaast vanzelfsprekend) nog talloze ontsluitingen waar de verzamelaar van fossielen zijn hart kan ophalen, en er is gelukkig een overvloed aan goed toegankelijke literatuur en geologische gidsen, die voor een deel in de normale boekhandel of via plaatselijke (ADAC) toeristenbureaus verkrijgbaar zijn. Van deze laatste categorie noemen we de brochures over de geologie van Blankenheim (geschreven door Brunemann, Kasig en Katsch, 1991) en Nettersheim (geschreven door Kasig, Bock, Laschet en Latz, 1988). Beide besteden aandacht aan zowel de geologie als de geschiedenis van de winning der hier voorkomende gesteenten, en beide brochures worden in het veld ondersteund door duidelijke borden bij de ontsluitingen (die zowel het Onder- als het Midden-Devoon tonen) en industrieel-archeologische monumenten (met name deels uit de vorige eeuw stammende kalkovens).

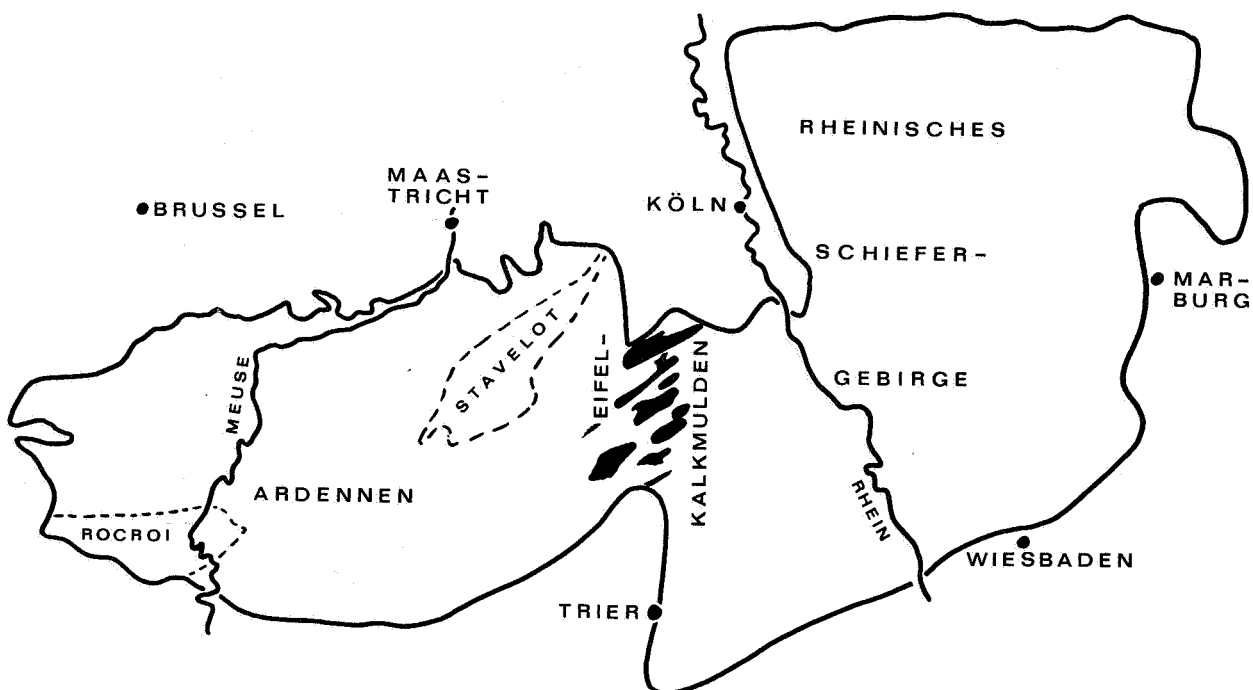


Fig. 131 - De ligging van de Eifelkalkmulden tussen de Ardennen in het westen en het Rheinisches Schiefergebirge in het oosten. Hier liggen de gesteenten van het Paleozoïcum vrijwel aan de oppervlakte. De begrenzing van deze gebieden is hier slechts schematisch aangeduid! Slechts de twee grootste Caledonische massieven (die van Rocroi en Stavelot) zijn aangegeven.

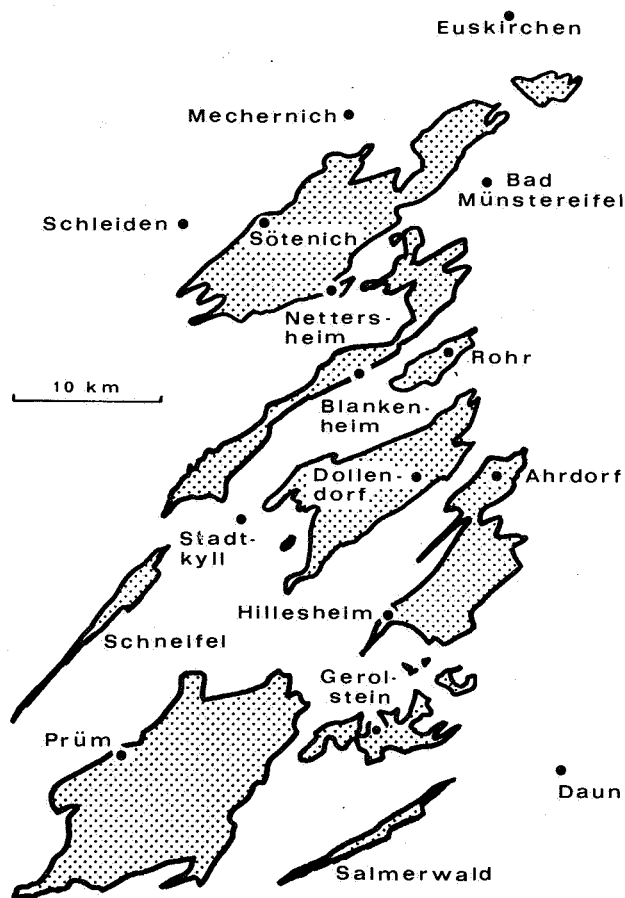


Fig. 132 - De "Eifelkalkmulden" (gepunteerd), waarin overwegend gesteenten van het Midden-Devoon dagzomen. Van het noorden naar het zuiden: Sötenicher Mulde, Blankenheimer Mulde, Rohrer Mulde, Dollendorfer Mulde, Ahrdorfer Mulde, Hillesheimer Mulde, Schniefel-Mulde, Prümer Mulde (waar in het noordoosten ook gesteenten uit het Frasnien of vroege Boven-Devoon voorkomen), Gerolsteiner Mulde en Salmerwald-Mulde.

Alhoewel ieder van de in deze brochures beschreven punten zijn eigen charme heeft, noemen we er slechts twee. De eerste is de kleine, maar fraai gerestaureerde (en sinds 1988 ook weer bruikbare !) kalkoven van Lindweiler (ten noordoosten van Rohr in de Rohrer Mulde). Deze trechteroven stamt uit de periode 1860-1870 en heeft tot in het begin van deze eeuw dienst gedaan. De romantische picknickplaats rond dit monument ligt op een steenworp afstand van de ontsluitingen van het Eifelien in een oude steengroeve bij de "Rohrer Mühle" en langs de "Antoniusbusch" ten noorden van Rohr.

Het tweede punt is de oude steengroeve aan de "Mühlenberg" langs de relatief drukke en ter plaatse onoverzichtelijke (oppassen met parkeren !) weg tussen Freilingen/Lommersdorf en Ahrhütte in de Dollendorfer Mulde. Hier zijn fossielrijke (koralen en brachiopoden) kalkstenen en mergels uit het late Midden-Devoon (Givetien, "Loogh-Schichten") ontsloten. Linksboven in deze groeve kunnen we een bijzonder mooie "anticlinaal" zien, die zich beperkt tot het bovenste deel van het gesteente, terwijl de lagen eronder min of meer ongestoord doorlopen. Deze merkwaardige structuur is vermoedelijk ontstaan als een "sedimentaire diapier". Door het gewicht van de kalklaag, die nu de "anticlinaal" met zijn opvallende puntdak vormt, werd de eronder aanwezige kleilaag vervormd, alsof het tandpasta betrof. Op plaatsen, waar de met water gemengde klei zich ophoopte, nam de druk op de eropliggende laag toe. Daardoor scheurde de kalklaag ter plekke en werd met name het water naar de oppervlakte geperst. Wat overbleef was een anticlinaal- of diapiervormig litteken in het sediment met een kleirijke kern van kalkige schalie.

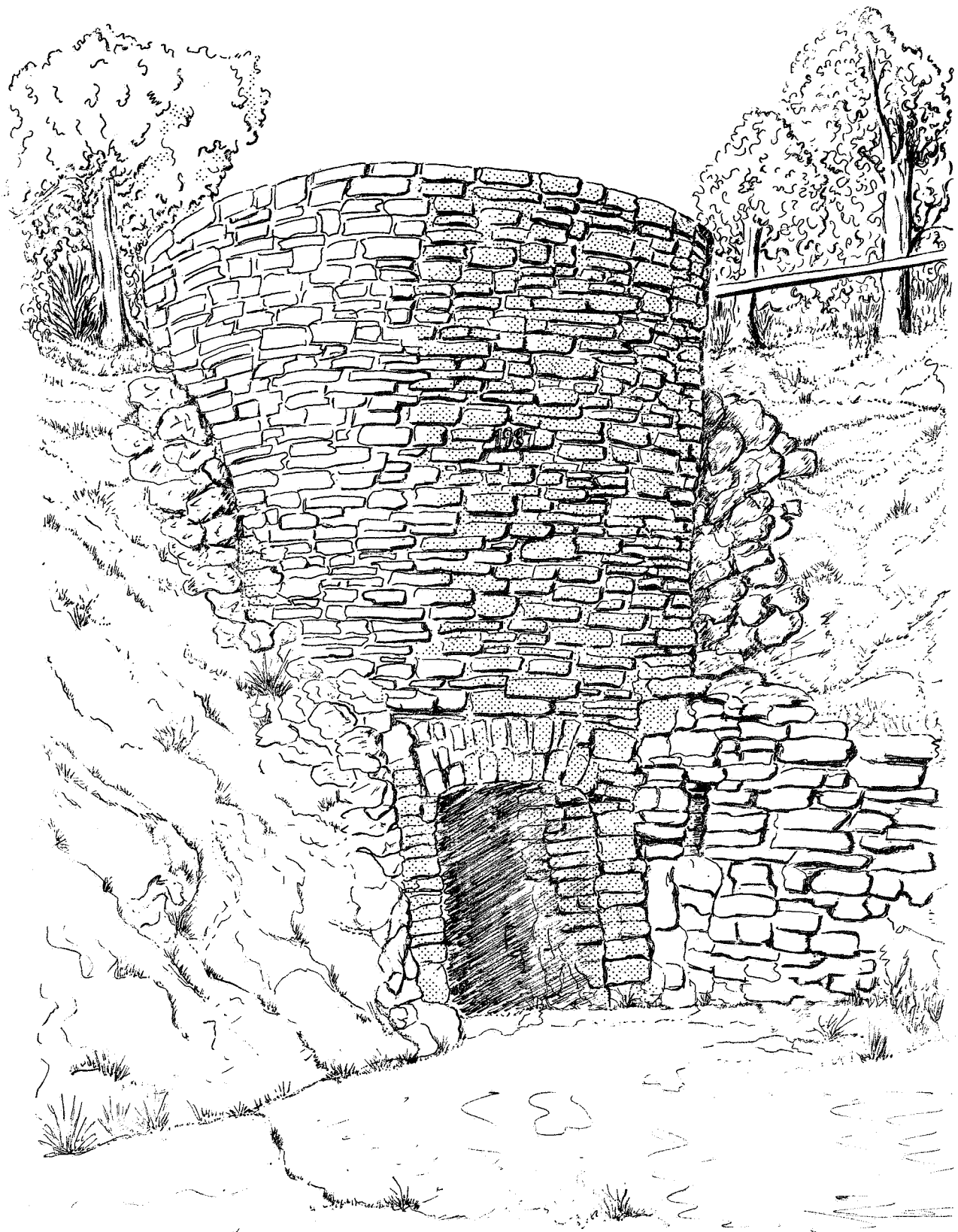


Fig. 133 - De kleine kalkoven ("trechteroven") van Lindweiler (ten noordoosten van Rohr in de Rohrer Mulde, Nord-Eifel) werd in de periode 1860-1870 gebouwd, en functioneerde tot in het begin van deze eeuw. Hij werd in 1987 gerestaureerd en bleek toen weer prima te werken, getuige de ongeveer twintig ton kalksteen, die in september 1988 werden gebrand !

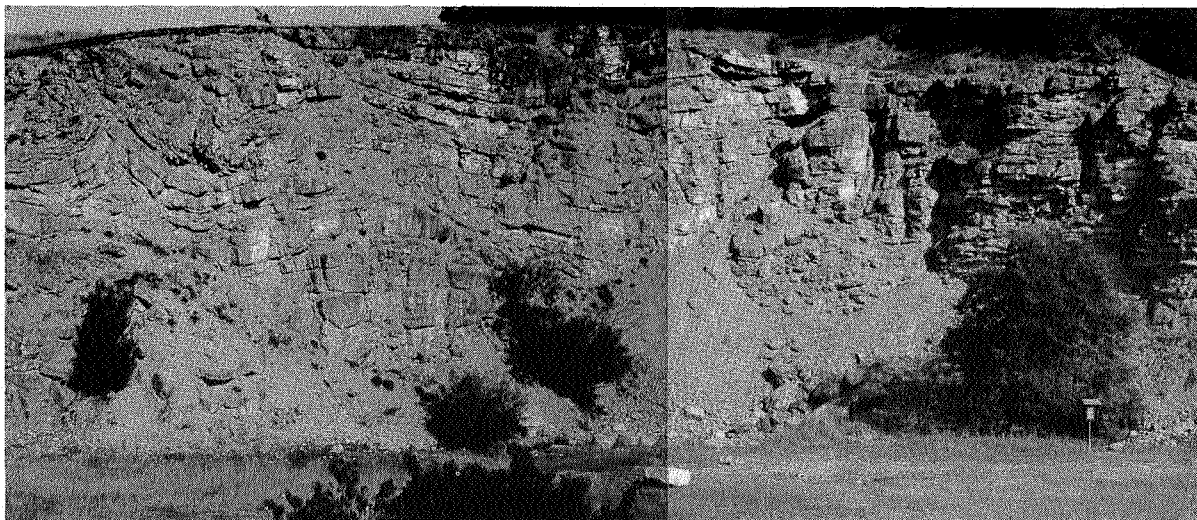


Fig. 134 - Verlaten steengroeve aan de "Mühlenberg" langs de weg tussen Ahrhütte en Freilingen/Lommersdorf in de Dollendorfer Mulde (Nord-Eifel). Hier zijn fossielrijke kalkstenen en mergels uit het late Midden-Devoon (Givetien: "Loogh-Schichten") ontsloten. Let op de fraaie "anticlinaal" in het linkerdeel van de groeve, die mogelijk ontstond als gevolg van een sub-aquatische (onderwater) aardverschuiving vlak na de sedimentatie.



Fig. 135 - Ontsluiting in de kalksteen en mergel uit het Onder-Eifelen (vroeg Midden-Devoon) langs de weg onmiddellijk ten noorden van Reetz in het zuidwestelijke deel van de Rohrer Mulde (Nord-Eifel). Deze vindplaats is rijk aan brachiopoden, koralen en stromatoporen, die hier met enig geduld te verzamelen zijn.

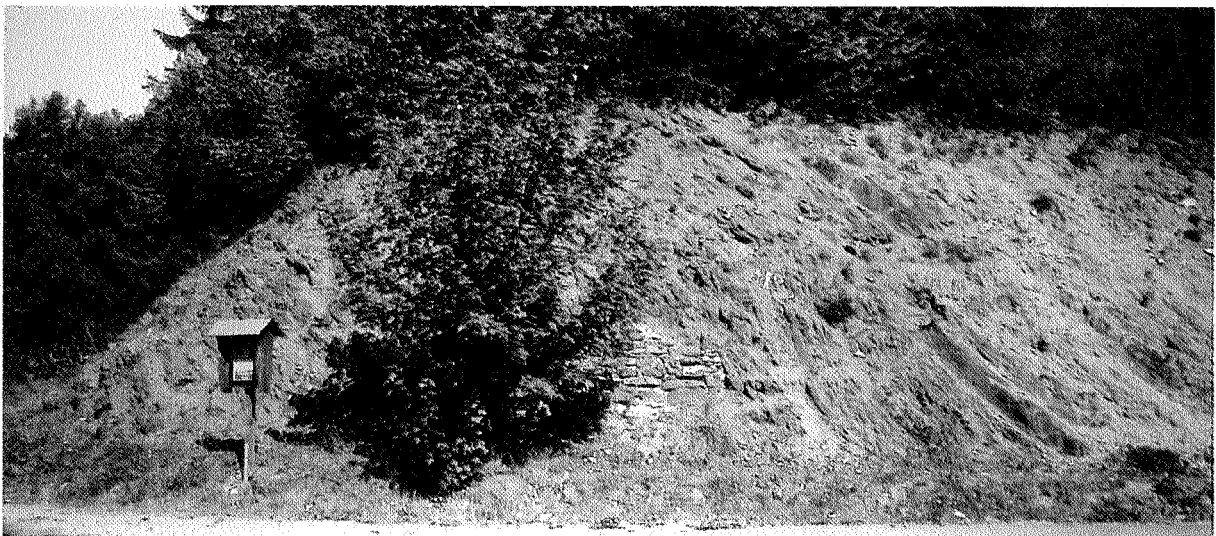


Fig. 136 - Ontsluiting langs de weg B258 tussen Blankenheim en Ahrhütte ("Im Birkerweg"), waar de gesteenten van het jongste Onder-Devoon en oudste Midden-Devoon dagzomen. Deze zijn hier ter plaatse (noordwestrand van de Dollendorfer Mulde, Nord-Eifel) rijk aan ijzererts, dat in het verleden ook is gewonnen.

2.12. PERM - TRIAS - JURA (Fig. 137-143)



Fig. 137 - Langs de Warche ten westen van Malmédy is het "Conglomeraat van Malmédy" ontsloten, dat hier tijdens het Perm werd afgezet. De rolstenen in dit conglomeraat zijn afkomstig uit het zuiden en zuidoosten (Devoon en thans geheel verdwenen Dinantien van de oostelijke Ardennen, Eifel en Taunus) en uit de directe omgeving (Cambrium en Ordovicium van het Massief van Stavelot). De maximale dikte van deze afzettingen bedraagt ongeveer 200 m bij Malmédy.

De op de voorgaande bladzijden beschreven gaten in de lappendeken hebben ons een blik gegund op het rijk geschakeerde gamma aan sedimenten en gesteenten uit het Cambrium, Ordovicium en Siluur, het Devoon en Carboon, en het Boven-Krijt, Tertiair en Kwartair. Bijna ongemerkt hebben we in deze opsomming een periode van niet minder dan 200 miljoen jaar overgeslagen; met geen woord hebben we namelijk gerept over de gesteenten uit het Perm, Trias, Jura en Onder-Krijt.

Toch hebben deze geologische tijden het landschap van de Euregio wel degelijk getekend. In het warm-droge woestijnklimaat van het Perm en Trias kwam de grote erosie van de tijdens de Varistische gebergtevorming opgeheven gesteenten van onder andere de Ardennen, de Eifel en het Massief van Brabant pas goed op gang. Miljarden tonnen gebergtepuin werden naar het noorden afgevoerd, waar de sedimentatie van voornamelijk zand en klei soms tijdelijk onderbroken werd door mariene kalkafzettingen en zoutlagen, die zich vormden in een herhaaldelijk droogvallende zee, welke zich op het hoogtepunt van de mariene transgressie (tijdens het Boven-Perm of "Zechstein-3") uitstreekte vanaf de oostkust van Engeland tot in Polen en de Baltische staten, en vanaf Zuid-Nederland tot in Denemarken. De Euregio Maas-Rijn vormde zo'n beetje de zuidelijke rand van dit sedimentatiegebied. De mariene afzettingen uit het Boven-Perm zijn uitsluitend bekend in het uiterste noordwesten van de Euregio, waar grijze, zandig-siltige mariene schalies met een enkele kalksteenlens in steenkoolboringen in de Kempen zijn aangetroffen.

Elders in de Euregio Maas-Rijn werden tijdens het Boven-Perm waarschijnlijk uitsluitend niet-mariene, deels zeer grove conglomeraten (met stenen tot soms wel 50 cm doorsnede !) afgezet, die echter in een later stadium door de voortschrijdende erosie weer zouden worden opgeruimd. Slechts enkele resten van deze oorspronkelijk wijdverbreide puinwaaiers zijn daarom bewaard gebleven. De bekendste daarvan vormt het "conglomeraat van Malmédy", dat we in een smalle slenk tussen Malmédy en Stavelot vinden, die het "Massief van Stavelot" als het ware in tweeën deelt. Ook ten zuidwesten van Kall in de Nord-Eifel komen nog minuscule resten van dit Perm-conglomeraat aan de oppervlakte bij Fuchskaul en Golbach.



Fig. 138-139 - Verlaten steengroeve in de conglomeraten van de Midden-Buntsandstein (Onder-Trias) achter het station van Kall. De roze-rood gekleurde, continentale afzettingen waren oorspronkelijk diepood. Het rode ijzerpigment is echter door verwerking grotendeels verdwenen. Ter onderscheiding van de "Oude Rode Zandsteen" ("Old Red Sandstone") van het Devoon noemde men de rode sedimenten uit het Perm en Trias wel de "Nieuwe Rode Zandsteen" ("New Red Sandstone"). Deze benaming is (in tegenstelling tot die van de "Old Red Sandstone" waarnaar het "Old Red Continent" is genoemd) later in onbruik geraakt.

Ook de oudste sedimenten uit het Trias ("Buntsandstein") bestaan uit rood- en violetgekleurde conglomeraten (fossiele "puinwaaiers") en zandstenen en schalies ("duinzanden" en rivierafzettingen), die op een warm-droog ("aride") woestijnklimaat wijzen. Een goed voorbeeld van deze afzettingen vinden we in een verlaten groeve onmiddellijk ten oosten van het station van Kall.

Tijdens het Midden-Trias ("Muschelkalk") zou de zee enkele malen tot in het gebied van Mechernich doordringen. Mariene kalksteen, dolomiet en mergel (met soms daarin het groene mineraal "glaucaniet", dat we ook uit het Boven-Krijt kennen) wisselen regelmatig af met zandsteen en schalie. Naast mariene schelpen, brachiopoden, zeelelies en haaietanden (en soms zelfs sauriërbotten!) vinden we hier ook de invloed van het land in de vorm van plantenresten. "Zoutpseudomorfofen" (indertijd met klei opgevulde afdrukken van weer

opgeloste kubusvormige zoutkristallen) aan de onderkant van sommige rode schalies uit de "Midden-Muschelkalk" duiden op een zeer ondiepe, bij tijd en wijle zelfs droogvallende zee als gevolg van de toen optredende "regressie". Dankzij het "Geologisch Lehr- und Wanderpfad", dat de gemeente Zülpich in 1990 toegankelijk maakte bij Bürvenich, beschikken we over een zeer instructief overzicht van de wordingsgeschiedenis van dit deel van de Nord-Eifel (ook wel "Vor-Eifel" genoemd) tijdens het Midden-Trias.

De sedimentatie in de Nord-Eifel tijdens het Boven-Trias ("Keuper") lijkt in grote lijnen een herhaling te zijn geweest van die tijdens het Midden-Trias. Mariene transgressies zijn aangeduid door mergel, dolomiet, kalksteen, schalie en zandsteen met mariene schelpen en slakken. De regressieve fase tijdens de "Midden-Keuper" is weerspiegeld in het optreden van rode kleiige mergel en kwartsietische zandsteen met zoutpseudomorfen. Helaas zijn er nauwelijks goede ontsluitingen te vinden. De verlaten groeve aan de noordzijde van Ginnick ("Midden-Keuper" bedekt door zand en grind uit het Oligoceen/Mioceen en uit het Pleistoceen) is grotendeels overwoekerd. Maar op de akkers in de buurt kan men nog stukjes mergel en schalie vinden met soms resten van schelpen.

Sedimenten uit het Jura komen nergens in de Euregio aan de oppervlakte voor. Maar in Bürvenich en Kreuzau liggen ze onder een heel erg dunne bedekking van Tertiair en Kwartair en worden ze soms aangetroffen bij graafwerkzaamheden. In de noordoostelijke Kempen kennen we sedimenten uit het Jura in diepboringen (onder andere bij Molenbeersel en Neeroeteren).



Fig. 140 - Ontsluiting van dolomiet uit het Midden-Trias (Boven-Muschelkalk) langs het "Geologisch Lehr- und Wanderpfad" bij Bürvenich.

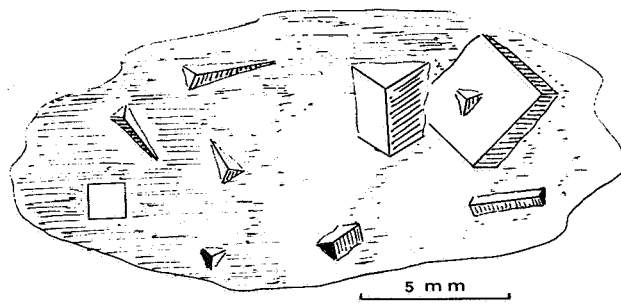


Fig. 141 - Met klei opgevulde holruimten die weer opgeloste zoutkristallen hebben achtergelaten in de rode klei ("zoutpseudomorfen") uit het Midden-Trias (Midden-Muschelkalk) langs het "Geologisch Lehr- und Wanderpfad" bij Bürvenich. Deze zoutpseudomorfen zitten aan de onderkant van het laagvlak van de rode schalie. Ze duiden op een zeer ondiepe, bij tijd en wijle droogvallende, kust nabije zee. De goed beschreven vindplaats ligt op ongeveer 100 m afstand van de ter plaatse geconserveerde "Felsenkeller" of "Eiskeller" (waar men vroeger in de winter natuurijs opsloeg om zo in de zomer over een primitieve ijskast of "Eiskeller" te kunnen beschikken).

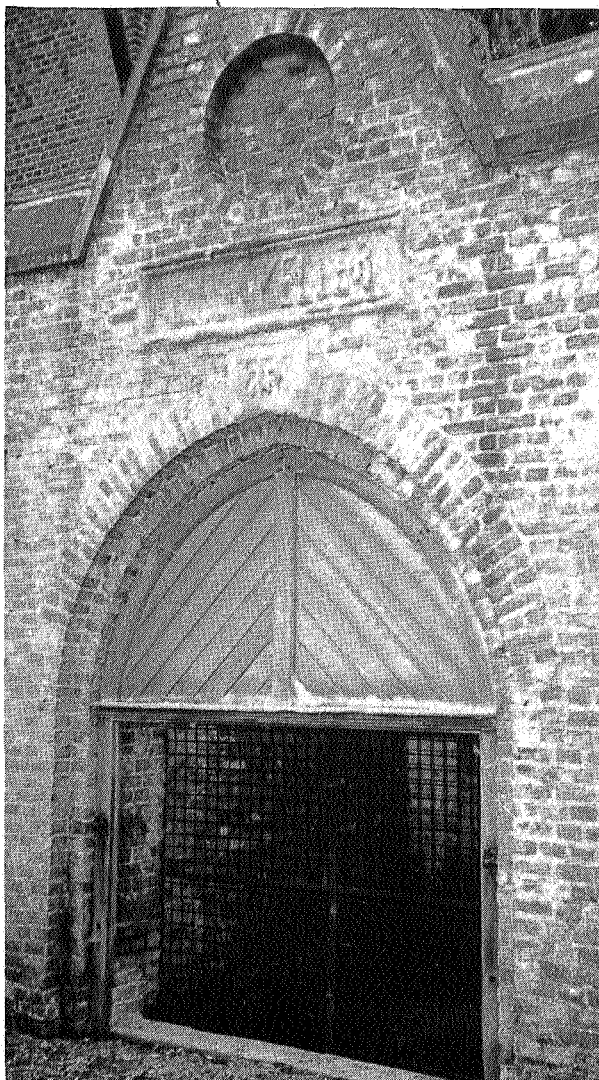


Fig. 142 - Detail van de "Felsenkeller" of "Eiskeller" langs het "Geologisch Lehr- und Wanderpfad" bij Bürvenich. Door zijn ligging langs de noordhelling in een klein, maar diep uitgesneden dal bleef deze "Felsenkeller" ook in de zomer buiten het bereik van de voor het hierin tijdens de wintermaanden opgeslagen ijs fatale zonnestrallen.

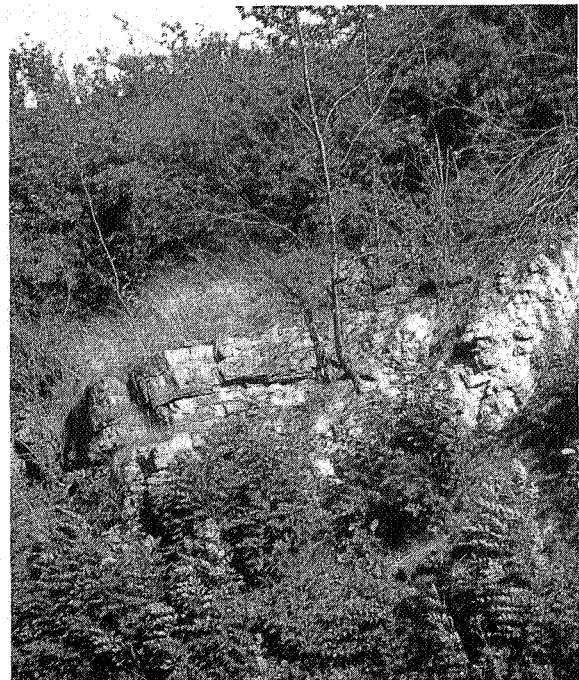


Fig. 143 - Ontsluiting van dolomiet uit het Midden-Trias (Boven-Muschelkalk), ongeveer 1 km ten noorden van Wollersheim langs de weg naar Embken.

3. DE EUREGIO MAAS-RIJN IN BEWEGING (Fig. 144-145)

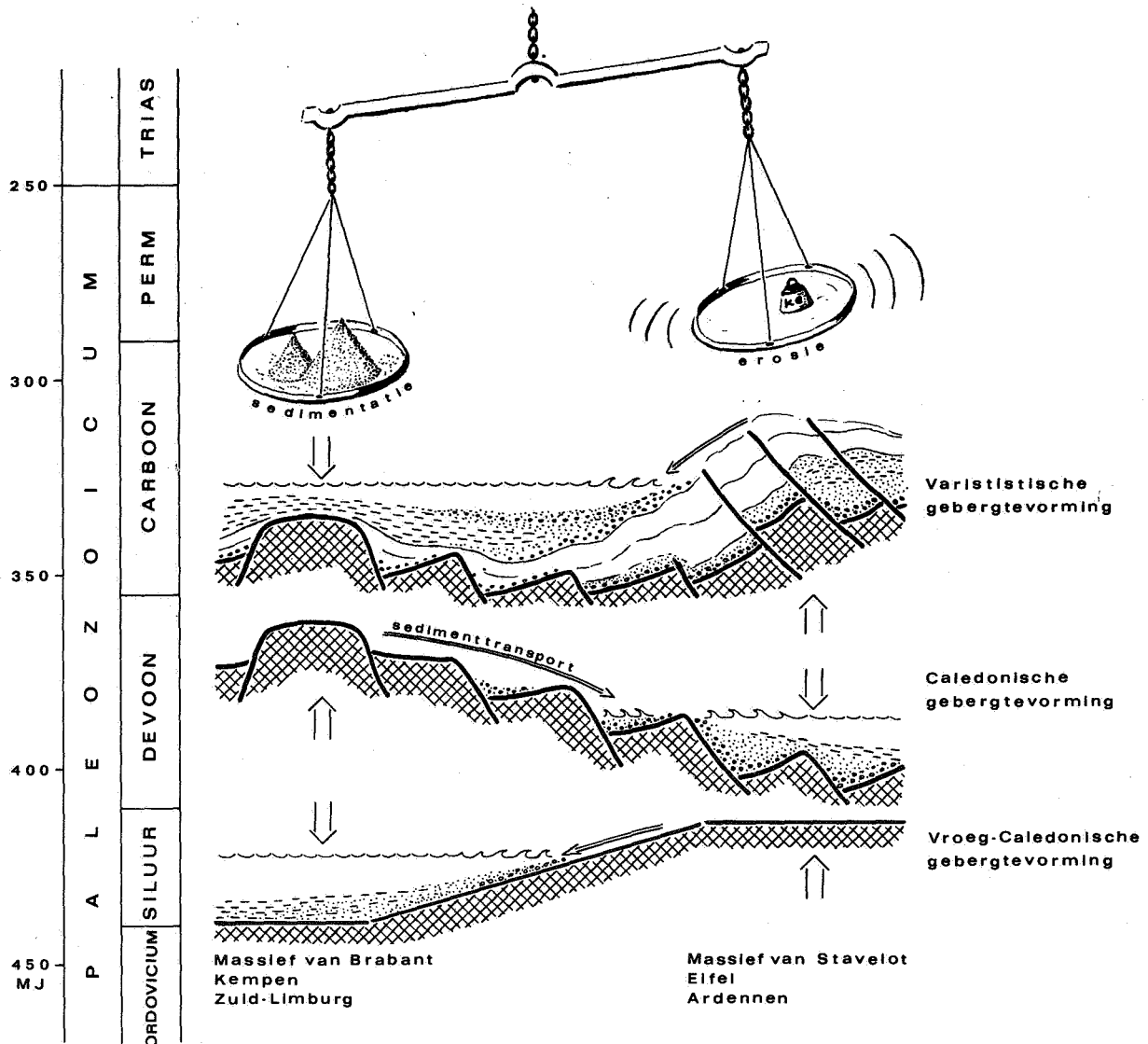


Fig. 144 - Tijdens het Paleozoïcum zouden de verschillende continentale platen "samensmelten" tot het supercontinent "Pangea", dat vervolgens in de loop van het Mesozoïcum en Cenozoïcum weer uiteen zou vallen in de huidige continenten. Dit samensmeltingsproces was het resultaat van de op elkaar volgende botsingen tussen de verschillende grote en kleine continentale platen met de daarbij behorende gebergtevorming (een gebergte is te vergelijken met de "kreukzone" bij een autobotsing). Omdat de Euregio Maas-Rijn op een plek lag, die voortdurend deze klappen te verwerken kreeg, ging de ondergrond hier op en neer als bij een ouderwetse balans, waarvan men herhaaldelijk de gewichten van de ene schaal op de andere verplaatst.

Tijdens onze speurtocht naar de gaten in de lappendeken, die de Euregio bedekt, hebben we haast ongemerkt kennis gemaakt met de voortdurende onrust in de bodem tijdens het Paleozoïcum.

De gesteenten uit het Siluur in het dal van de Méhaigne zijn voor een deel van vulkanische oorsprong (ontsluiting Fallais), en suggereren het bestaan van een zwakke plek in de aardkorst in die omgeving. Tijdens diezelfde periode moet de bodem van het huidige Massief van Stavelot (en misschien ook die van de daar ten zuidoosten van gelegen Eifel en Ardennen) omhooggekomen zijn. Daardoor ontbreken daar de sedimenten uit het Siluur en verdween een deel van de oudere afzettingen uit het Ordovicium door erosie om vervolgens naar het noordwesten te worden afgevoerd, waar het weer werd afgezet in de zee, die toen de "Band van Sambre-Meuse" bedekte. Deze bewegingen en het daarbij behorende vulkanisme in het Massief van Brabant (dal van de Méhaigne) zijn veroorzaakt door de eerste fasen van de al op het einde van het Ordovicium beginnende Caledonische gebergtevorming (de "Vroeg-Caledonische" gebergtevorming).



0Fig. 145 - Als we de geologische geschiedenis van een gebied als de Euregio Maas-Rijn willen reconstrueren moeten we niet alleen beginnen met het bestuderen van de relatieve ouderdom van de gesteenten ("stratigrafie"), maar moeten we ook proberen om alle onregelmatigheden in het gesteente, de "plooien" ("synclinalen" en "anticlinalen") en "breuken", "glad te strijken". Dit vereist niet alleen een driedimensionaal "ruimtelijk" inzicht, maar ook een goed begrip van de opeenvolging van de geologische processen in de tijd. Deze "vierde dimensie" vormt een essentieel onderdeel van geologische reconstructies en is gebaseerd op een zeer nauwkeurige datering van de gesteenten, bijvoorbeeld met behulp van fossielen.

Tijdens de eigenlijke Caledonische gebergtevorming (toen deze in feite zijn hoogtepunt bereikte) op de overgang van het Siluur naar het Devoon werd dit reliëf helemaal omgedraaid. Het Massief van Brabant (een diepe zee tijdens het Siluur) werd opgeheven, en het vandaar afkomstige erosiepuin werd tijdens het Devoon van het noorden naar het zuiden en zuidoosten getransporteerd en afgezet in de zee, die de huidige Eifel, Ardennen, Hoge Venen en Condros overspoelde. Vanuit het zuiden en zuidoosten drong de zee tijdens het Onder-Devoon op naar het noorden. Maar deze transgressie zou het gebied ten noorden van de lijn Sambre-Meuse pas in het Midden-Devoon bereiken, terwijl het Massief van Brabant waarschijnlijk pas tijdens het Carboon onder de zeespiegel verdween.

In de loop van het Carboon veranderde het reliëf in de Euregio opnieuw, ditmaal als gevolg van de Varistische gebergtevorming. Ditmaal begon de opheffing in het zuidoosten (Eifel, Ardennen) om zich vervolgens langzaam naar het noorden en noordwesten uit te breiden, terwijl de zee zich in dezelfde richting terugtrok. De kustlijn met de bijbehorende veenvorming in kustmoerassen (steenkoollaagjes) en conglomeraten lag aanvankelijk (tijdens het Onder-Namurien) langs de noordflank van het Massief van Stavelot, maar verplaatste zich vervolgens naar het noordwesten in de richting van Zuid-Limburg en de Kempen. Tijdens het Boven-Westphalien werden gesteentefragmenten en de zich daarin bevindende microfossielen (plantesporen) uit het Devoon en oudere Carboon van onder andere de Eifel en de Taunus afgezet in het dan snel dalende gebied van Limburg en de Kempen.

Ook tijdens het Boven-Perm (over het Onder-Perm zijn in deze streek geen gegevens bekend) werd erosiepuin vanuit het zuiden (Taunus, zuidelijke Eifel en Ardennen) naar het noorden (onder andere conglomeraat van Malmédy op de Hoge Venen en in de Nord-Eifel bij Fuchskaul en Golbach; zandige schalies in noordelijke Kempen) getransporteerd, terwijl de zee sporadisch (tijdens het "Zechstein-3") het noorden van de Euregio (noordelijke Kempen) bereikte.

Tijdens het Trias en het vroege Onder-Jura ("Lias") zou de zee verschillende malen het noordoostelijke deel van de Euregio overspoelen (noordoostelijke Kempen, noordelijk deel van Zuid-Limburg, Midden-Limburg, Niederrheingebiet en noordelijk deel van Nord-Eifel), maar bleven Ardennen en Hoge venen (en waarschijnlijk ook het gebied van het Massief van Brabant) boven de zeespiegel uitsteken. Met andere woorden, het tijdens de Varistische gebergtevorming gecreëerde reliëf (een aan erosie onderhevig plateau in het zuiden en een dalend sedimentatiegebied in het noorden en later in het noordoosten) bleef "grosso modo" tenminste zo'n honderd miljoen jaar lang gehandhaafd.

Deze sterk vereenvoudigde opsomming illustreert hoe de Euregio Maas-Rijn tijdens zowel de Vroeg-Caledonische, de Caledonische als de Varistische gebergtevorming een overgangszone vormde tussen gebieden met tegengestelde, afwisselend op- en neergaande bewegingen, die het beste te vergelijken zijn met de beweging van een ouderwetse balans, waarbij men het gewicht op gezette tijden verplaatst van de ene schaal naar de andere. Pas op het einde van de Varistische gebergtevorming lijkt er in dit gebied een zekere mate van stabiliteit te ontstaan.

3.1. HET KRIJGT OP DE HOGE VENEN (Fig. 146-156)

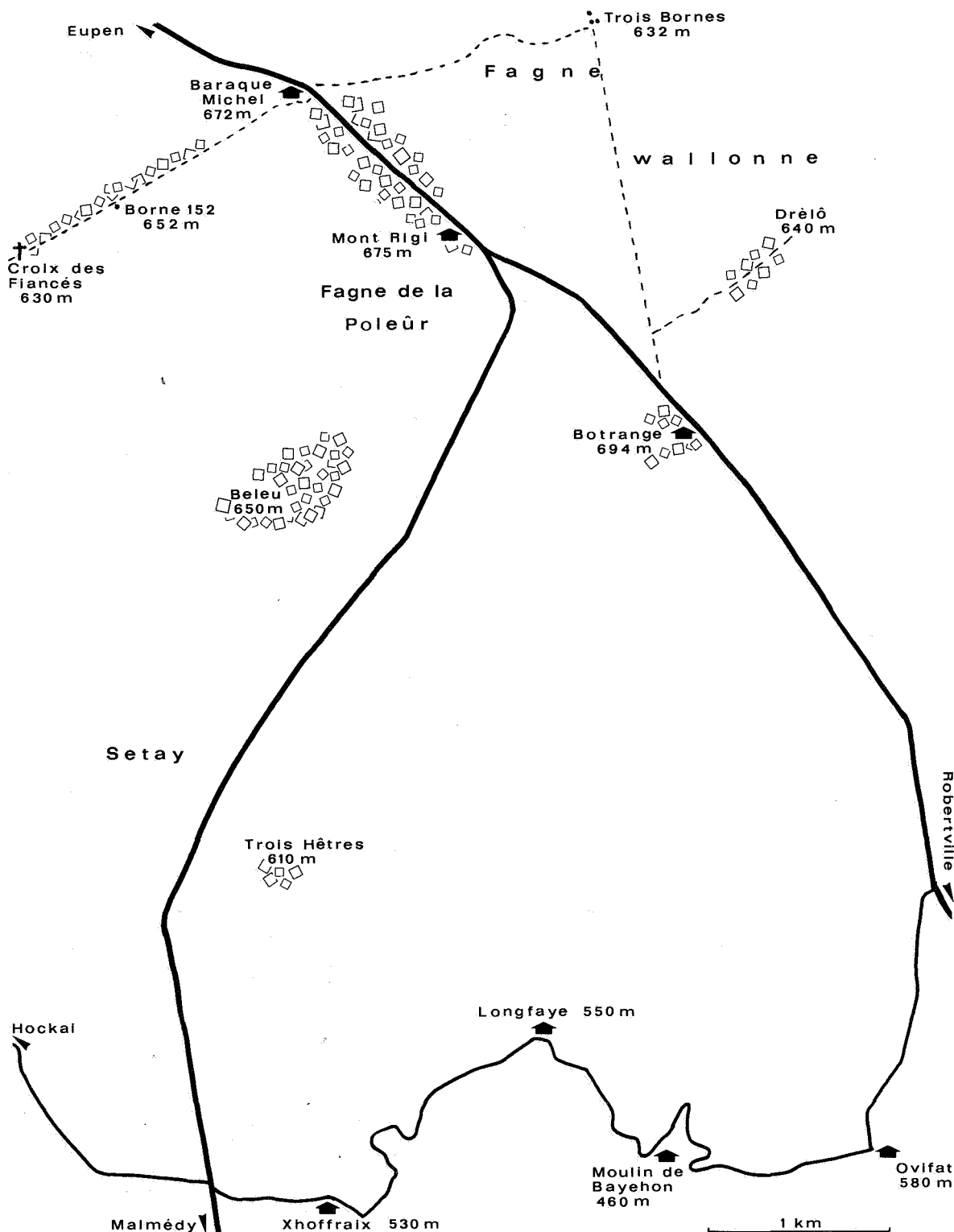


Fig. 146 - Overzicht van het voorkomen van vuurstenen en verweringsleem uit het Boven-Krijt (aangeduid door vierkantjes) rond het hoogste punt van de Hoge Venen.

Deze schijnbare stabiliteit van het zuidelijke deel van de Euregio dringt zich onweerstaanbaar aan ons op op onze zwerftochten over de Hoge Venen. Het gevoel van "dit landschap en deze bult in de Euregio moeten er altijd al geweest zijn" leeft niet alleen bij de argeloze wandelaar, maar komt soms ook op bij met naam en faam bekend staande geologen. Dit verklaart, waarom in 1979 Erle Kauffman van het Smithsonian Institution te Washington en Jake Hancock van het King's College te Londen de Hoge Venen bovenaan de lijst plaatsten van

door hen geselecteerde "stabele massieven", die tenminste gedurende de laatste honderd miljoen jaar (dus ongeveer vanaf het begin van het Boven-Krijt) geen noemenswaardige bodembewegingen hadden ondergaan. Hancock en Kauffman wilden deze "stabele massieven" gebruiken als "peilschalen" om het rijzen en dalen van de zeespiegel tijdens het Boven-Krijt te bestuderen.

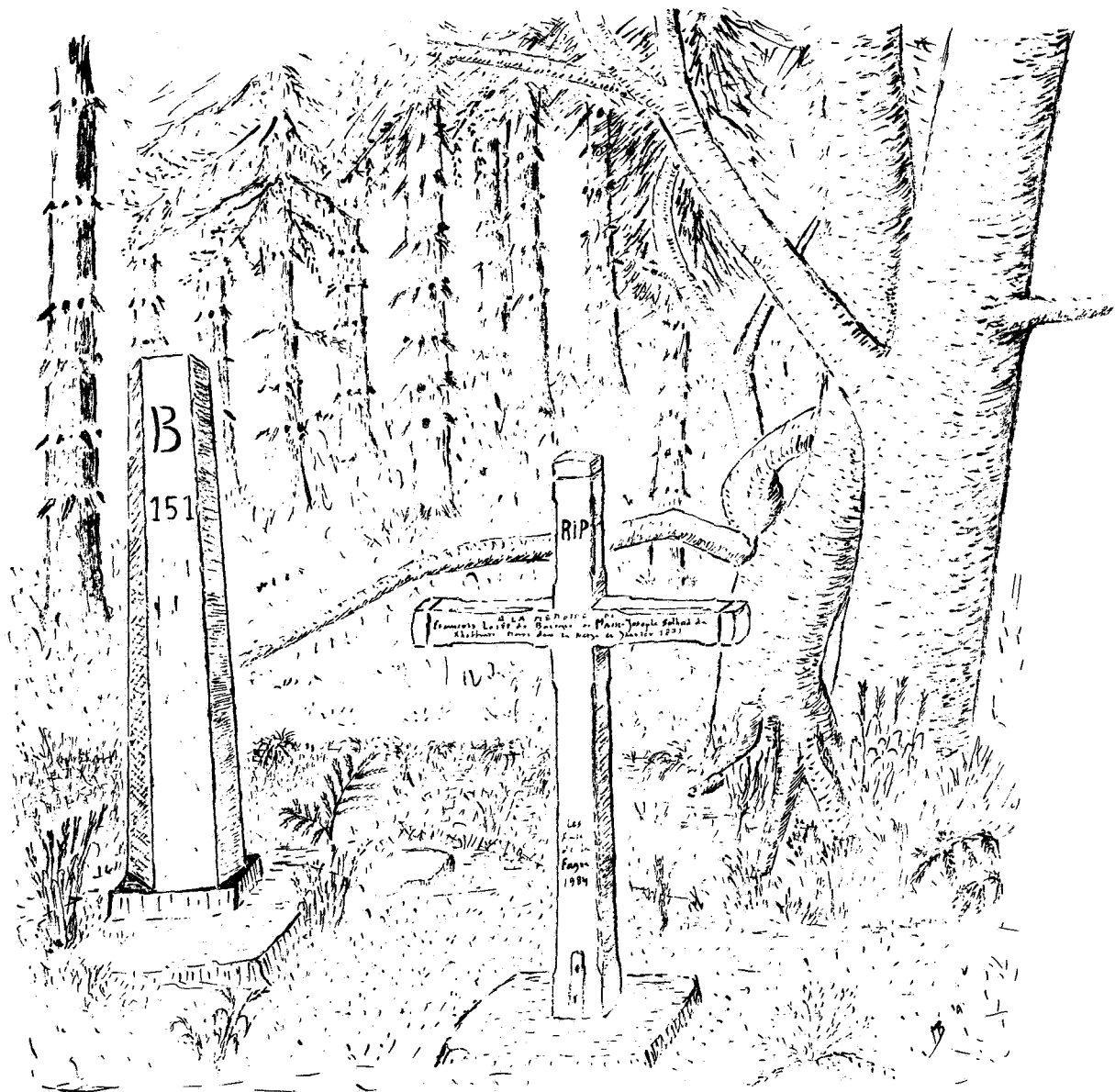


Fig. 147 - Het "Kruis der Verloofden" ("Croix des Fiancés") bij grenspaal B151 op de Hoge Venen. Vlakbij deze historische plek liggen de resten van de Boven-Krijtazettingen die dit gebied ooit bedekt hebben. Deze romantische plaats ligt op een kwartier lopen door het veen ten westen van Baraque Michel. Grenspaal B151 herinnert ons aan de oude grens tussen België en Pruisen, die hier liep tussen 1839 en 1919. Maar het is vooral het kruis, dat jaarlijks veel wandelaars aantrekt. De tekst op de dwarsbalk luidt: "A la mémoire des Fiancés Francois Reiff de Bastogne et Marie Josephe Solheid de Xhoffraix. Morts dans la neige en janvier 1871" ("ter herinnering aan de verloofden Francois Reiff van Bastogne en Marie Josephe Solheid van Xhoffraix. Gestorven in de sneeuw in januari 1871"). Onderaan staat geschreven "Les amis de la Fagne 1984" ("de vrienden van de Venen 1984"). Dit is reeds het vierde kruis op deze plek, nadat de eerste twee door en door verweerd waren, en het derde het slachtoffer was geworden van vandalisme.

Francois Reiff en zijn verloofde Marie Josephe Solheid liepen op 21 januari 1871 van Jalhay naar Xhoffraix om daar de benodigde documenten te halen voor hun aanstaande huwelijk. Maar bevangen door de kou vonden ze hier de dood. Pas twee maanden later vond men hun intacte, bevroren lichamen. Francois had nog een briefje geschreven: "Marie is zojuist gestorven, en ik zal ook weldra dood zijn". De in de Hoge Venen bekende schrijver Victor Gielen heeft dit drama uitvoerig beschreven in zijn boek "Das Kreuz der Verlobten".

In het geval van de Hoge Venen wisten ze, dat langs de zuidwestelijke rand van dit gebied bij Hockai (zo'n 4 km ten noordoosten van Francorchamps) al in de vorige eeuw resten gevonden waren van mariene sedimenten uit het Maastrichtien. Omdat deze resten op zo'n 545 à 560 m boven het huidige zeeniveau voorkomen, en omdat Hancock en Kauffman aannamen dat deze in een ongeveer 100 m diepe zee waren afgezet, moest de zeespiegel tijdens het Maastrichtien dus 645 tot 660 m (545-560 m plus 100 m) hoger zijn geweest dan nu ! Tot welke conclusie zouden deze geologen gekomen zijn, indien ze zulke resten van sedimenten uit het Boven-Krijt gevonden hadden op de top van de Hoge Venen bij Botrange op 694 m boven zeeniveau ? Ongetwijfeld zou het voor hen een argument geweest zijn om een zeespiegelstijging van niet minder dan 800 m aan te nemen.

Sommige lezers zullen misschien hun schouders ophalen en denken dat deze mensen helemaal doorgedraaid waren. "Een zeespiegelstijging van 650 m of van 800 m boven het huidige niveau, dat is toch totaal onmogelijk", zullen zij zeggen. Maar er wordt in de vaktijdschriften regelmatig gestoeid met veranderingen van de zeespiegel in de orde van enkele honderden meters. We moeten immers een "logische" verklaring vinden voor de mariene transgressies, waarbij de zee vele duizenden vierkante kilometers van de continenten kon overspoelen. Met name tijdens de late Krijtperiode nam deze transgressie gigantische vormen aan.

In Europa bijvoorbeeld vinden we mariene Krijtsedimenten in Zuid- en Midden-Engeland, in België, Frankrijk, Zuid-Duitsland, delen van Zwitserland, Nederland, Denemarken, Noord-Duitsland, Polen, Zuid-Zweden en in een groot deel van Rusland. In Noord-Amerika bedekte de Krijtzee het gebied, dat bekend staat als het "Geosynclitorium van de Rocky Mountains" of het "Western Interior", en dat zich uitstrekt van de Golf van Mexico tot aan de Poolzee in NW-Canada. Ook in Noord-Afrika drong de Krijtzee door via de "Trans-Sahara Golf".

Het lijkt onmogelijk om een dergelijke uitbreiding van het door de zee bedekte oppervlak te verklaren door alléén maar grootschalige bodemdalingen aan te nemen, die bovendien ook nog eens min of meer gelijktijdig in de verschillende continenten zouden zijn opgetreden. Vandaar dat serieuze auteurs als Barron, Hays, Kominz, Pitman en Schlanger goochelen met cijfers voor de zeespiegelstijging tijdens het Boven-Krijt, die ons voorstellingsvermogen soms ver te boven gaan, variërend van "minimaal 45 m" tot "maximaal 521 m". Het is echter goed te bedenken dat al deze schattingen vallen of staan met de betrouwbaarheid van de ijkpunten, de zogenaamde "stabiele massieven".

Maar laten we terugkeren naar de Hoge Venen. Wat Erle Kauffman en Jake Hancock niet wisten is dat er op het hoogste deel van de Hoge Venen wel degelijk sporen van een sedimentpakket uit het Boven-Krijt te vinden



Fig. 148 - De Vèkée ten westen van Baraque Michel op de Hoge Venen is nog geen halve meter breed en hooguit 10 cm diep. Maar in de bedding van deze onbeduidende waterloop vinden we de resten van de afzettingen uit het Boven-Krijt: vuurstenen en verweringsleem vol fossielen. In deze leem vinden we ook schilfers fyllet uit het Cambrium, die hier 80 miljoen jaar geleden vanaf de toppen van het Massief van Stavelot in de Krijtzee spoelden.

zijn. Voor wie zichzelf hiervan wil overtuigen, raden we de wandeling aan vanaf Baraque Michel naar het "Kruis der Verloofden", een afstand van nog geen twee kilometer. De weg ernaartoe bestaat uit een smal pad van planken, dat vanaf de "Chapelle Fischbach" (op 75 m ten zuiden van Baraque Michel) in zuidwestelijke richting loopt. Na ongeveer vijf minuten lopen ontwaren we vlakbij de grenspaal B153 een achter Pitrus ("Juncus effusus") verstopte kreek van nog geen halve meter breed en hooguit 1-2 decimeter diep.

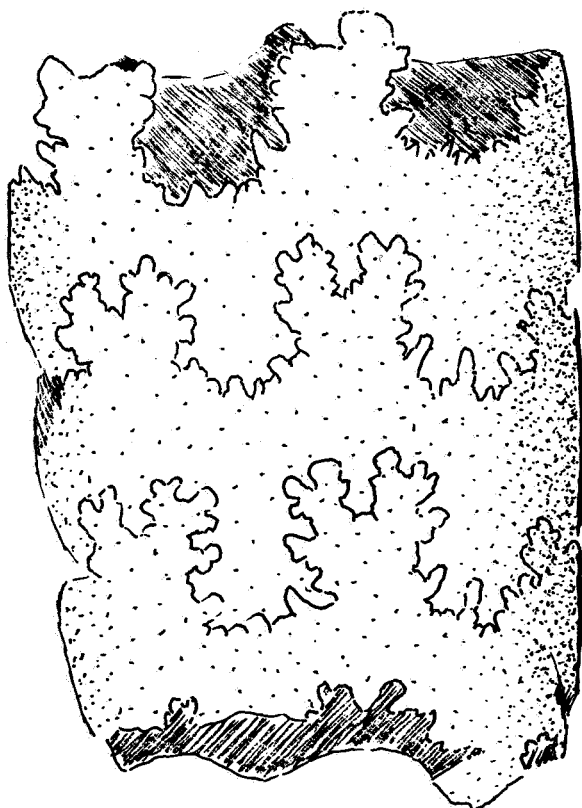
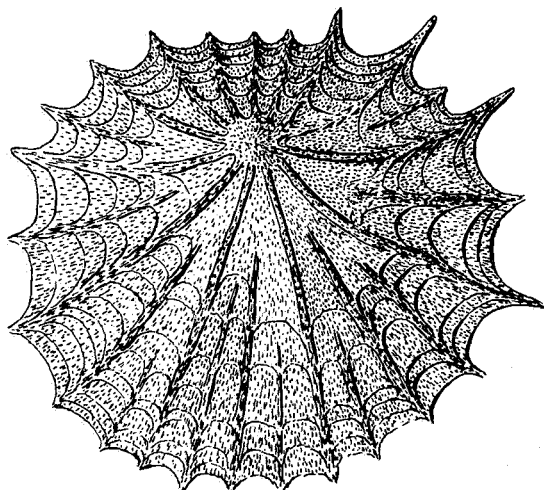


Fig. 149 - Fossielen uit het Boven-Krijt, gevonden langs de Vèkée in de nabijheid van het "Kruis der Verloofden" op de Hoge Venen.

Bovenaan een afdruk van een brachiopode ("Isocrania") in vuursteen, gevonden door Armand Petit uit Stembert en zijn enthousiaste groep van jonge amateurverzamelaars. Duizenden vuurstenen hebben zij in de afgelopen jaren opgeraapt, omgedraaid, schoongemaakt in het water van de beek en beken. Hun volharding werd beloond met onder andere deze prachtige vondst. Op de onderste rij twee microfossielen (foraminiferen) uit de vuursteenrijke verweringsleem, waarover de Vèkée naar beneden stroomt. Deze slechts een halve millimeter grote foraminiferen (links "Gyroidinoides cf. octocamerata" en rechts "Spiroplectamina cf. laevis") zijn kenmerkend voor de afzettingen van het Boven-Krijt. Ze vormen het bewijs, dat de Hoge Venen zo'n 75 miljoen jaar geleden door de zee bedekt werden.

Fig. 150 - Fragment van de steenkern van "Baculites", een uitgestorven inktvis behorend tot de "ammonieten", uit het Boven-Krijt (Boven-Maastrichtien) van Beleu (Hoge Venen).

Tot onze verbazing heeft deze onopvallende kreek zowaar nog een naam : de Vèkée. In een lange, vrijwel rechte lijn stroomt hij parallel aan ons pad vanaf grenspaal B153 via grenspaal B152 naar grenspaal B151 bij het "Kruis der Verloofden", en vervolgt dan zijn weg naar beneden om 400 m verderop scherp naar links te buigen en uiteindelijk uit te komen in een kleine beek, de "Ru de la Baraque", die op zijn beurt samenvloeit met de Polleur, die vanaf Hockai "Hoëgne" genoemd wordt.

Vanaf een paar honderd meter voor grenspaal B152 tot vlakbij het Kruis der Verloofden is de bodem van de Vèkée soms bezaaid met kleine brokstukken van witgrijs verweerde vuursteen, waartussen Armand Petit uit Stembert in de afgelopen jaren een aantal schitterend bewaard gebleven afdrukken vond van schelpen, zeeëgels, bryozoën en brachiopoden uit het Maastrichtien. Het heeft voor ons nauwelijks zin om hier opnieuw te gaan

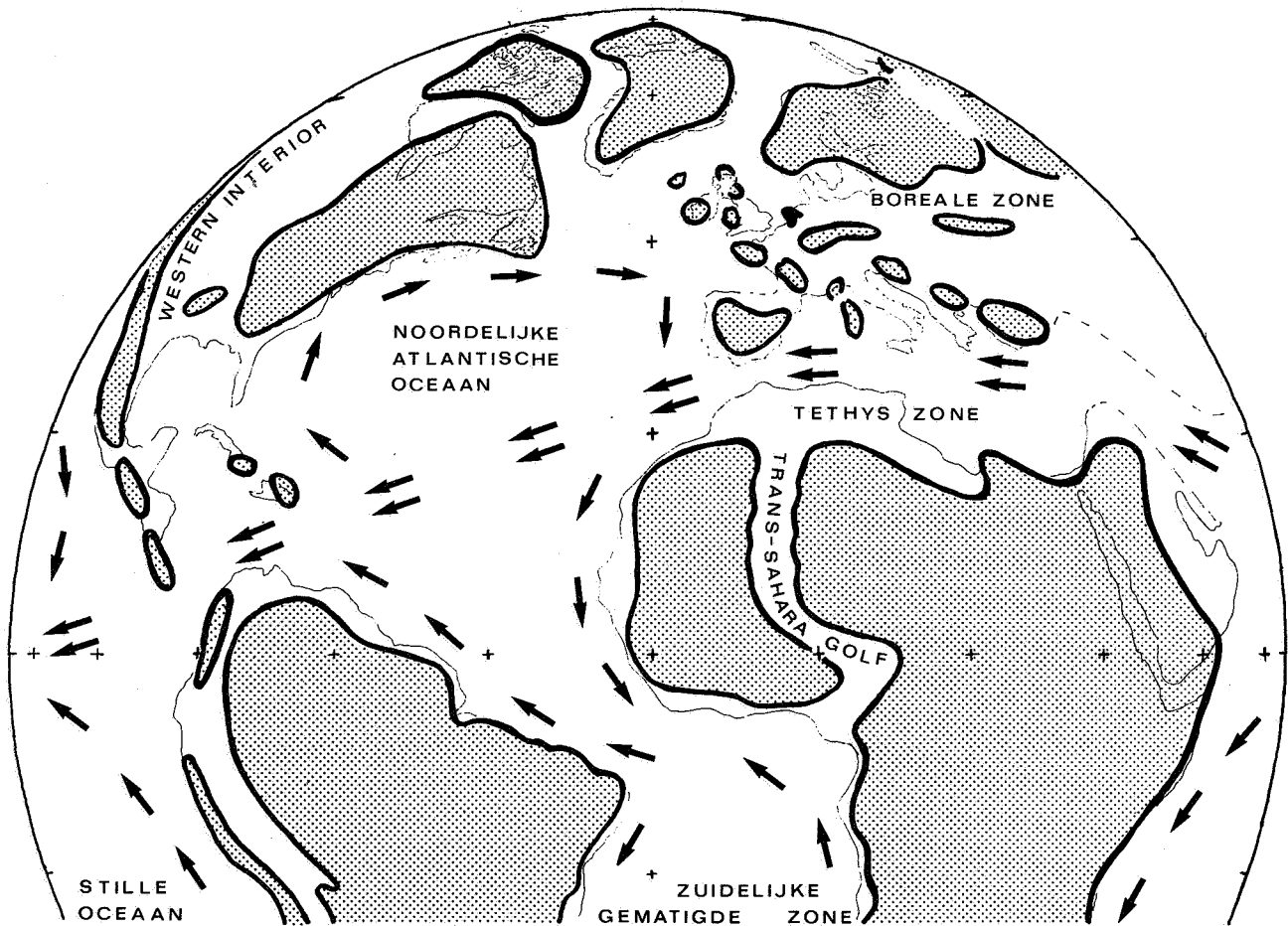
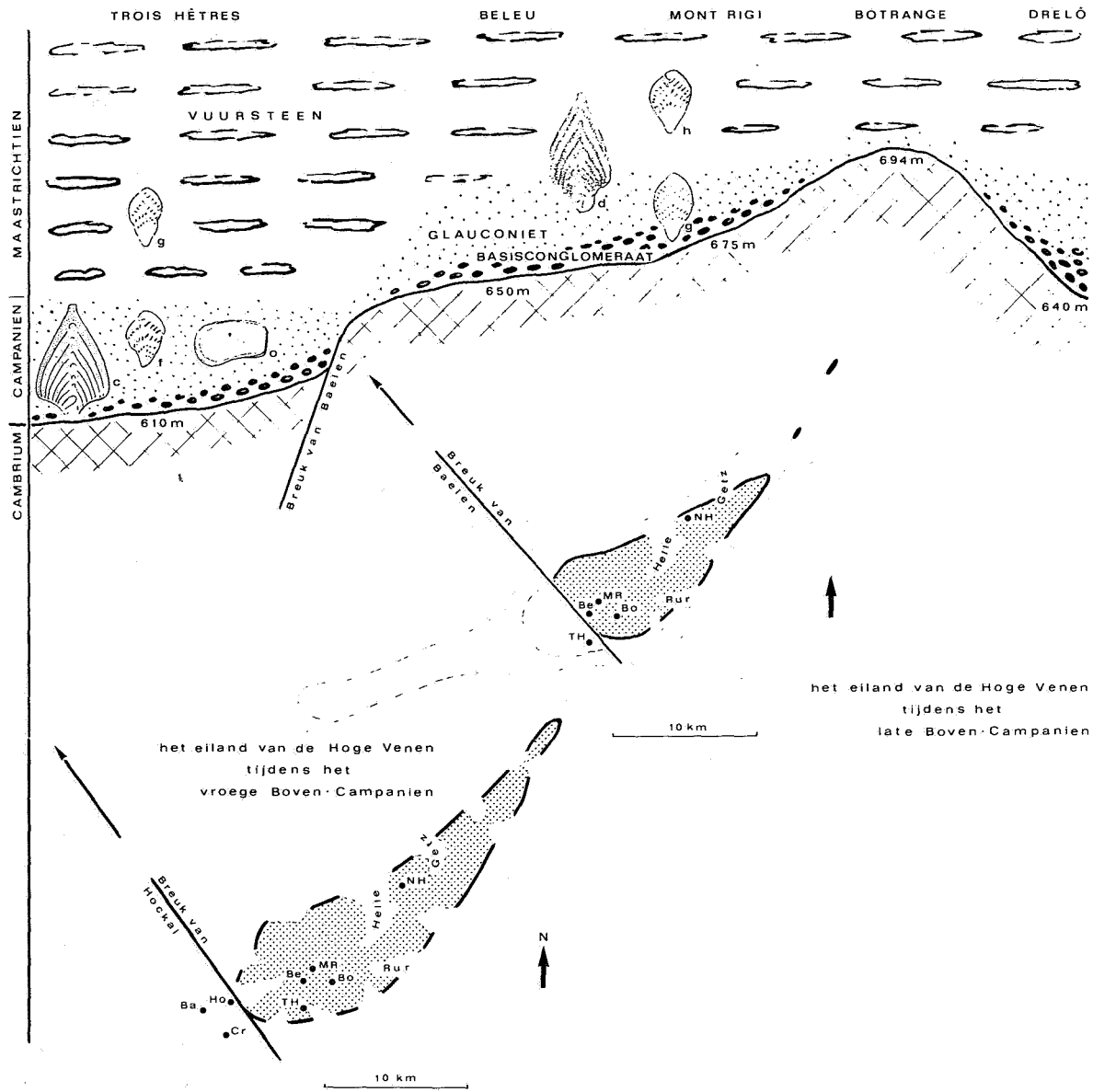


Fig. 151 - De verdeling van land (gepunteerd) en zee en de belangrijkste zeestromen (zwarte pijlen) tijdens het late Boven-Krijt (Maastrichtien), toen grote delen van de continenten door de zee bedekt waren. Omdat Noord- en Zuid-Amerika toen nog niet aan elkaar vastzaten, en er ook nog geen verbinding tot stand was gebracht tussen Afrika (met daaraan vastgekoppeld het Saoudisch Schiereiland) en Eurazië, bestond er een "circumglobale" (wereldomvattende) equatoriale zeestroom (met een dubbele zwarte pijl aangegeven), die door de ligging van Afrika tot 30-40° Noorderbreedte werd afgebogen. Als gevolg hiervan was het klimaat in Noord-Amerika en Europa warmer dan nu het geval is. Uiteraard bleven er duidelijke verschillen bestaan, waardoor we een onderscheid kunnen maken tussen een gematigde Boreale zone in het noorden, een warme Tethys-zone rond de evenaar (en het Middellandse Zeegebied als gevolg van de circumglobale zeestroom), en een gematigde zuidelijke zone. De gemiddelde jaartemperatuur van het oppervlaktewater in het Caribische gebied lag rond de 20-21°C, tegen slechts 14-16°C in de buurt van New Foundland. In het noorden van Alaska was de gemiddelde jaartemperatuur op het einde van het Krijt waarschijnlijk slechts 5°C. Fossiele planten uit dat gebied vertonen de invloed van vorstverschijnselen ! Tijdens het Boven-Krijt lag de Euregio Maas-Rijn langs de zuidelijke grens van de gematigde Boreale zone. Dit kunnen we afleiden uit de fossielinhoud van de sedimenten (regelmatig voorkomen van belemnieten). Maar dankzij een gewijzigd patroon van zeestromen tijdens het late Maastrichtien konden organismen uit het warme Mediterrane gebied massaal tot deze streek doordringen, hetgeen leidde tot een explosieve toename van het aantal soorten. Vóórdat deze invasie begon, moet het gebied van de Hoge Venen al weer drooggevallen zijn !



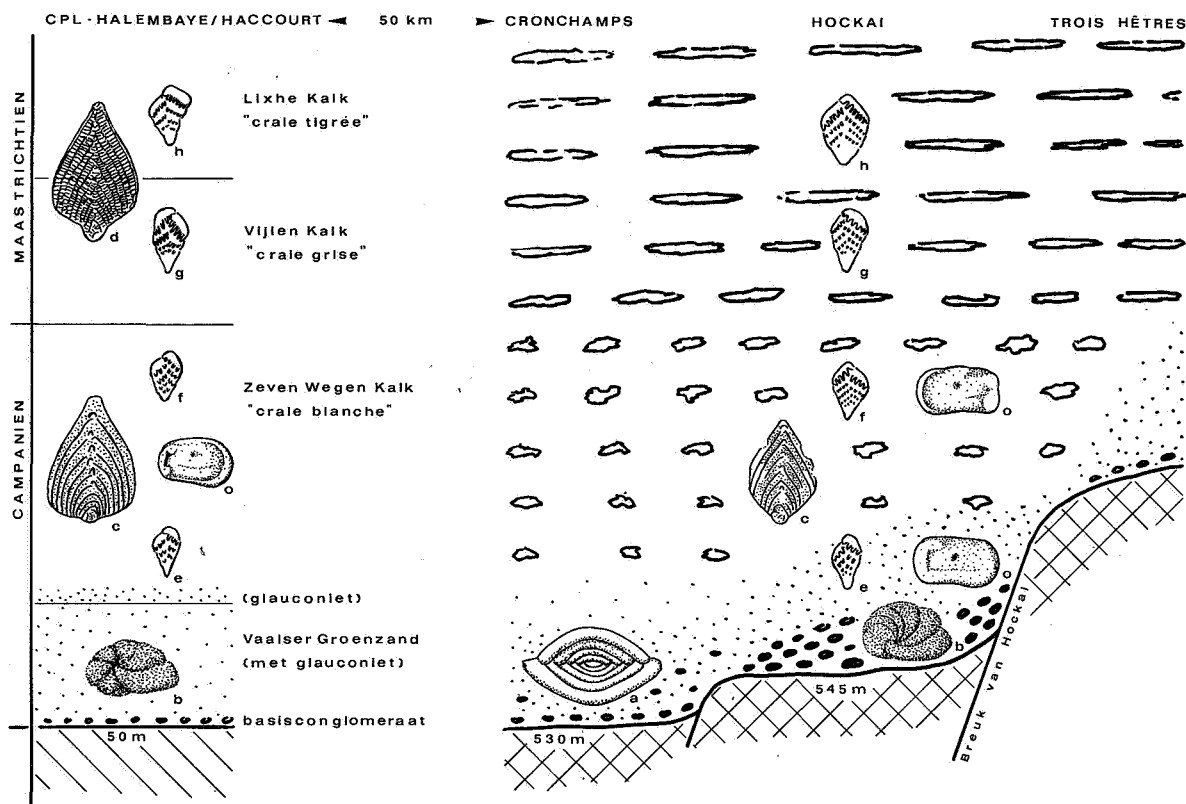


Fig. 152 a-b - Geïdealiseerde dwarsdoorsnede van de vroeger op het zuidwestelijke deel van de Hoge Venen aanwezige sedimenten uit het Boven-Krijt (niet op schaal). Omdat deze afzettingen vaak voor 80-95% uit kalk bestonden (met uitzondering van het basisconglomeraat), die vervolgens volledig is opgelost, kunnen we hoogstens een ruwe schatting maken van de oorspronkelijke dikte. De in de verweringsleem aanwezige (verkiezelde) foraminiferen (a-h) tonen aan, dat het basisconglomeraat en de daarop liggende glauconietrijke sedimenten van het zuidwesten (Cronchamps) naar het noordoosten (Mont Rigi, Botrange) steeds jonger worden als gevolg van de in tenminste vier etappes verlopen transgressie van de Krijtzee over deze toen al bestaande bult in het landschap. De op de Hoge Venen gevonden opeenvolging van karakteristieke foraminiferen is overigens helemaal vergelijkbaar met die in de groeve "CPL" te Halembaye/Haccourt (ten zuiden van Maastricht), zo'n 50 km verder naar het noordwesten. Evenals in de groeve "CPL" vinden we bovendien ook hier in de afzettingen uit het Boven-Campanien een grote verscheidenheid aan ostracoden of mosselkreeftjes behorend tot het geslacht "Cytherelloidea" (o), dat een duidelijke voorkeur heeft voor relatief warm zeewater (18-22°C).

Ook nu nog actieve breuken in de aardkorst vormden de zuidwestelijke begrenzing van het vanaf het vroege Onder-Campanien tot in het vroege Boven-Maastrichtien alsmaar kleiner wordende eiland van de Hoge Venen. Het op de kaartjes rechtsonder aangegeven vetomlijnde, gepunteerde oppervlak vertegenwoordigt het ook nu nog in grote lijnen zichtbare reliëf van dit oorspronkelijke eiland. Door de erosie van de vele riviertjes, zoals de Helle, de Getz en de Rur, wordt dit oude reliëf echter steeds verder aangetast. Afkortingen: Cr - Cronchamps, Ba - Baronheid, Ho - Hockai, TH - Trois Hêtres, Be - Belevu, MR - Mont Rigi, Bo - Botrange, NH - Neu Hattlich.

zoeken. Samen met een hele groep van jeugdige enthousiastelingen heeft Armand hier in de loop der tijd ieder stukje vuursteen opgeraapt, omgedraaid en uitvoerig bekeken. Maar als we een klont van de witgrijze vette leem uit de bodem van de kreek halen en thuis zorgvuldig zeven, dan blijken er naast vuursteen ook verkiezelde microfossielen in te zitten van ongeveer een halve tot een hele millimeter, die onder de binoculair te herkennen zijn als foraminiferen en ostracoden uit het Maastrichtien.

Het bewijs is daarmee geleverd. De leem en de vuursteen zijn niets anders dan het restant van de afzettingen uit het Boven-Krijt (Maastrichtien), die de Hoge Venen ooit geheel bedekt moeten hebben. Als we daarna verder zoeken, vinden we soortgelijke relictten van Krijtsedimenten ook op andere plaatsen : tussen Baraque Michel en Mont Rigi, bij Drèlô in de Fagne wallonne, in het bos van Belevu, en zelfs op enkele tientallen meters van het "Signal de Botrange" op 694 m boven zeeniveau !

Graafwerk (soms tot 4-5 m diep !) bij Belevu en Mont Rigi, en zelfs bij het 9 km verder naar het noordoosten gelegen Neu-Hattlich (langs de weg van Eupen naar Monschau) heeft duidelijk gemaakt, dat de sedimenten hier oorspronkelijk bestaan moeten hebben uit een dun basisconglomeraat van slecht afgeronde brokstukken van de eronder "in situ" (in hun oorspronkelijke ligplaats) voorkomende fylleten en kwartsieten uit het Boven-Cambrium ("Revinien"), een glauconietrijke, zandig-kleiïge kalk of mergel, en kalk met vuursteenlagen.

De kalk in deze sedimenten moet naderhand, waarschijnlijk al vroeg in het Tertiair, volledig zijn opgelost door het binnensijpelend regenwater, waardoor we nu een compacte laag van onoplosbaar residu vinden, bestaande uit een basisconglomeraat, een glauconietrijke, zandige leem, en een vette leem met vuursteen. Met behulp van de in de leem aanwezige verkiezelde foraminiferen en de (alleen bij Belevu gevonden) fossiele vissetanden, ammonieten en brachiopoden, kunnen we zelfs vaststellen, dat het onderste deel van deze opeenvolging dezelfde ouderdom heeft als de "Kalk van Vijlen" (de "craie grise" met weinig vuursteen) in de groeve "CPL" te Halembe/Haccourt, terwijl het bovenste deel even oud is als de "Kalk van Lixhe" (de "craie tigrée" met regelmatig vuursteenlagen) in dezelfde groeve, die hier zo'n vijftig kilometer vandaan ligt in noordwestelijke richting. Daarmee hebben we dan tevens aangetoond, dat de zee pas op het einde van het Boven-Krijt (tijdens het vroege Boven-Maastrichtien) de toppen van de Hoge Venen overspoelde.

Gaan we nu vanuit Belevu een paar kilometer naar het zuiden, dan vinden we in het bos van Trois Hêtres (het vroegere veen van Thirifay) nóg een restant van deze oude Krijtbedekking. Als we hier een bijna 4 m diep gat graven, vinden we weliswaar dezelfde opeenvolging van lagen (een basisconglomeraat, een glauconietrijke leem en leem met vuursteen), maar blijkt de ouderdom van het basisconglomeraat en de daaropvolgende glauconietrijke leem plotseling te verschillen van die van de eerder genoemde ontsluitingen. Deze werden namelijk op het einde van het Campanien afgezet en niet tijdens het vroege Boven-Maastrichtien zoals bij Belevu en Mont Rigi. Trois Hêtres ligt ook lager dan Belevu of Botrange, namelijk op 610 m boven zeeniveau. Er is dus geen twijfel mogelijk over het gegeven dat dit lagere deel van de Hoge Venen eerder door de Krijtzee werd overspoeld dan de top ervan. Bovendien blijkt er tussen Trois Hêtres en de andere punten een breuk in de aardkorst te lopen, de "Breuk van Baelen", waarlangs ook nu nog een minimale beweging plaatsvindt, welke zich uit in voor de mens niet voelbare "microbevingen". Het is heel goed mogelijk, dat deze breuk indertijd (op het einde van het Campanien) de zuidwestelijke kustlijn van de Hoge Venen heeft bepaald, die toen nog voor een deel als een eiland boven de Krijtzee uitstak.

Als we vervolgens vanuit Trois Hêtres naar het 5 km verder naar het westen en 65 m lager gelegen Hockai afzakken, dan ontdekken we daar in de oude spoorweginsnijding een maar liefst 10 m dik pakket verweringsleem met vuursteen (en aan de basis uiteraard een conglomeraat van grote, slecht afgerolde stenen, met daarop een glauconietrijke leem) uit het Boven-Krijt. Opnieuw blijken zowel het basisconglomeraat als de daarop gelegen glauconietrijke leem ouder te zijn dan in de vorige, hoger gelegen ontsluiting bij Trois Hêtres. Deze sedimenten bij Hockai werden namelijk afgezet tijdens respectievelijk het Onder-Campanien en het vroege Boven-Campanien, terwijl het basisconglomeraat en de glauconietrijke leem bij Trois Hêtres uit het late Boven-Campanien stammen. Ook in dit geval drukt het verschil in hoogte boven de zeespiegel zich dus uit in een verschil in het moment, waarop de Krijtzee deze plek van de Hoge Venen overspoelde.

Bovendien is er onmiddellijk ten oosten van Hockai weer een breuk in de aardkorst, de "Breuk van Hockai", die hier parallel loopt aan het uit het noordoosten komende, maar vanaf Hockai plotseling naar het noordwesten stromende riviertje "Hoëgne", dat vanaf de bron in de "Fagne de la Poleûr" (tussen Baraque Michel en Mont Rigi) tot aan Hockai bekend staat als de "Polleur". Ook langs de "Breuk van Hockai" is de aardkorst nog niet tot rust gekomen. Op 12 mei 1985 trilde de grond bij Malmédy, en in de vroege ochtend van 29 januari 1990 werden de inwoners van Hockai uit hun slaap opgeschrikt door een aardbeving, die evenals die bij Malmédy een kracht had van ongeveer 2.5 op de "Schaal van Richter". Daarnaast heeft men met behulp van zeer gevoelige seismische waarnemingsapparatuur enkele honderden microbevingen langs deze breuk kunnen registreren in de periode tussen oktober 1989 en februari 1990 ! We nemen aan, dat de zuidwestelijke kustlijn van de Hoge Venen gedurende het Onder-Campanien en het vroege Boven-Campanien gevormd werd door deze breuklijn.

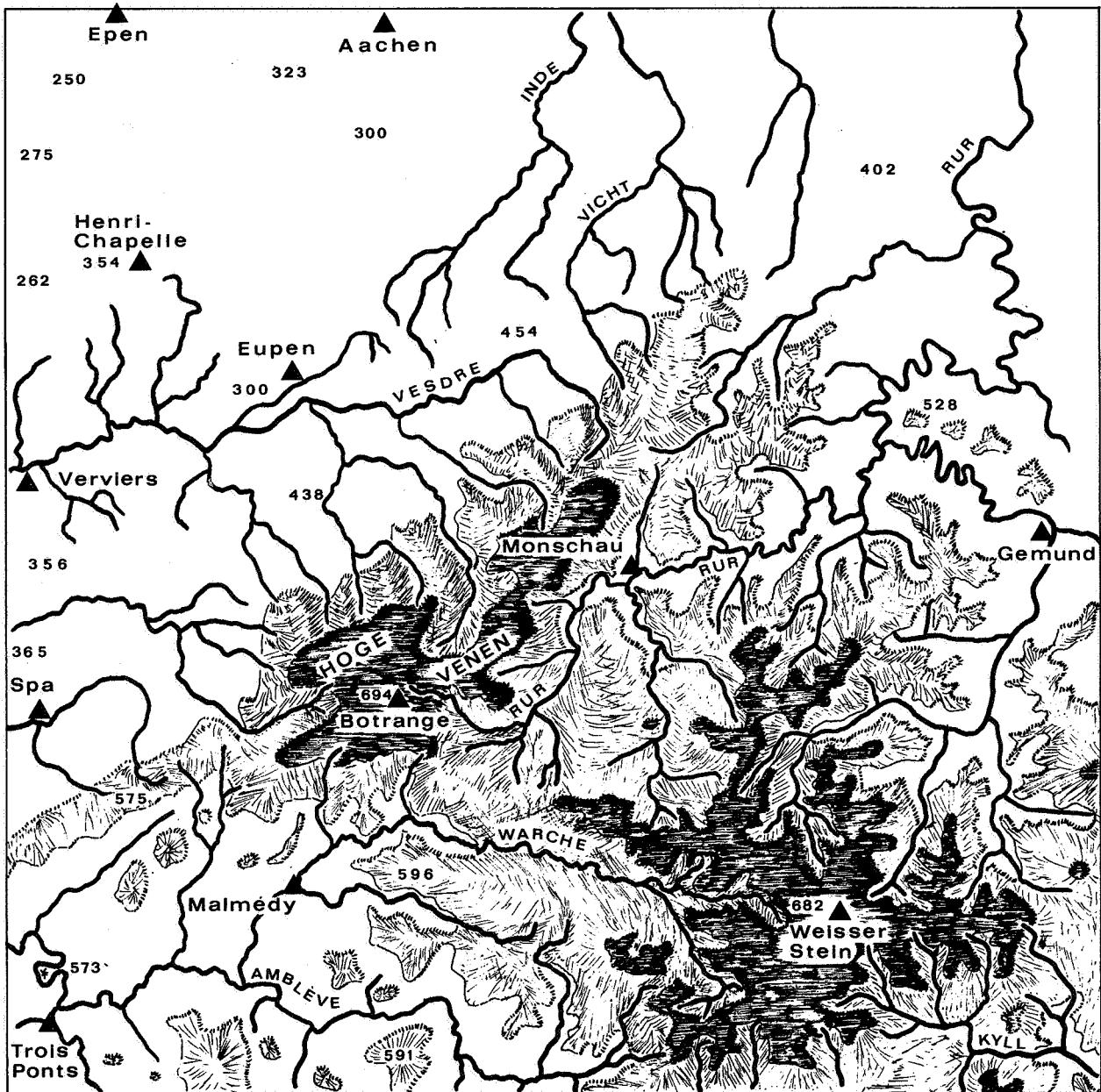


Fig. 153 - De hoogste toppen van de Euregio Maas-Rijn vinden we op de Hoge Venen (Botrange - 694 m) en op het ten zuidoosten daarvan gelegen "Massief van Weisser Stein" (682 m). Door de hoge jaarlijkse neerslagcijfers ontspringen hier de meeste en relatief belangrijkste waterlopen. De bodem op de hoofdzakelijk uit zandsteen en kwartsiet bestaande ondergrond is ongeschikt voor landbouw. Vandaar dat dit van oudsher een dunbevolkt gebied is, dat in de vorige en ook in deze eeuw grotendeels herbeboost is.

Op dezelfde wijze vinden we ook een overeenkomst tussen een kleine "trap" in het landschap tussen Hockai en het 2 km verder naar het zuiden en 15 m lager gelegen Cronchamps, en een gering verschil in de "timing" van de transgressie tussen deze plaatsen tijdens het Onder-Campanien. Met andere woorden, er bestaat een duidelijke relatie tussen de hoogte boven zeeniveau en het moment, waarop een bepaalde plaats op de Hoge Venen door de Krijtzee overspoeld werd, althans voor zover we dit hier bekeken hebben langs de zuidwestelijke flank van dit gebied tussen Botrange en Cronchamps.

Zonder verdere informatie zouden al deze gegevens prima passen in de hypothese van Hancock en Kauffman, dat de Hoge Venen een "stabiel massief" vormen, dat als gevolg van een 7-800 m hoge zeespiegelstijging tijdens het Maastrichtien overspoeld zou zijn. Er zijn echter twee punten, die niet stroken met een dergelijke hypothese. Het eerste vormt de hierboven al geregistreerde "seismische onrust" langs de breuken van Baelen en Hockai, die niet past in het beeld van een "stabiel massief". De duidelijke aanwijzingen, dat de door deze breuken langs de zuidwestelijke flank veroorzaakte "trappen" in het landschap al tijdens het Boven-Krijt bestaan moeten hebben, versterken het idee, dat de ondergrond van de Hoge Venen al héél lang (al méér dan 100 miljoen jaar) in beweging is.

Het tweede probleem wordt gevormd door het gegeven, dat het moment, waarop de Krijtzee de omgeving van Cronchamps en Hockai overspoelde (tijdens het vroege Onder-Campanien) niet verschilt van het moment, waarop de transgressie van de Krijtzee een aanvang nam in de omgeving van Maastricht, zo'n 50 à 60 km verder naar het noordwesten, waar het basisconglomeraat weliswaar even oud is als dat bij Cronchamps of Hockai (het vroege Onder-Campanien), maar wél bijna 150 m onder het zeeniveau ligt, dit wil zeggen ongeveer 675 m lager dan bij Cronchamps en 690 m lager dan bij Hockai ! Al eerder in dit boekje hebben we uitgelegd, dat een basisconglomeraat in feite niets anders is dan een fossiel "keienstrand", waar de stenen afgerond worden door de golfslag en door de bewegingen van eb en vloed. Omdat de keienstranden van Cronchamps, Hockai en Maastricht ongeveer even oud zijn, moeten deze plaatsen ten tijde van hun vorming (het vroege Onder-Campanien) op ongeveer dezelfde hoogte (namelijk op het toen bestaande zeeniveau) gelegen hebben. Daar kunnen hoogstens kleine verschillen tussen hebben gezeten in de orde van 10-25 m. Het nu bestaande verschil in hoogte ten opzichte van het huidige zeeniveau kan uitsluitend veroorzaakt zijn door aanzienlijke bodembewegingen, die ná de afzetting van dit basisconglomeraat hebben plaatsgevonden.

Ook op andere plaatsen ten noorden en noordwesten van de Hoge Venen (Aken, Vaals, Valkenburg a/d Geul, Epen, Henri-Chapelle, de Belgische Kempen) blijkt het basisconglomeraat van de Boven-Krijt afzettingen steeds tijdens het vroege Onder-Campanien gevormd te zijn. Al deze punten blijken op een naar het noordwesten hellend vlak te liggen, dat gevormd wordt door de bovenkant van de daaronder aanwezige gesteenten uit het Paleozoïcum.

Ten tijde van het Boven-Krijt moet dit vlak horizontaal gelegen hebben, zodat de Krijtzee er vrijwel overal tegelijk een basisconglomeraat kon vormen. Om ons een voorstelling te kunnen maken van het landschap aan het begin van deze transgressie van de Krijtzee (dus aan het begin van het Campanien) moeten we dit hellende vlak "terugkantelen" naar een horizontale positie en alle afzettingen van het Krijt en jonger (Tertiair en Kwartair) "wegdenken". Bovendien moeten we in gedachte alle rivierdalen "opvullen", die ná de Krijtperiode in deze gesteenten zijn uitgeslepen door riviertjes, zoals bijvoorbeeld de Geul en de Vesdre. Op de figuren 153 tot en met 156 hebben we dit gedaan voor het gebied tussen Henri Chapelle en de Vaalserberg in het noordwesten en de Hoge Venen in het zuidoosten. Op die manier ontstond er het model van een "peneplain" of "schiervlakte" in het noordwesten met een ondergrond van gesteenten uit het Devoon en Carboon, die in het zuidoosten begrensd wordt door een ongeveer 100-150 m hoge bult van harde (meer erosiebestendige) kwartsieten en fylleten uit het Cambrium en Ordovicium. Deze schiervlakte werd aan het begin van het Onder-Campanien overspoeld door de Krijtzee, waarbij de bult in het zuidoosten als een ongeveer 30 km lang en maximaal 8 km breed eiland boven de zeespiegel uit bleef steken.

In de daarop volgende periode van het Campanien en het Maastrichtien zou de zeespiegel verder stijgen ten opzichte van de hier beschreven schiervlakte, waardoor er een pakket mariene sedimenten op kon worden afgezet met een totale dikte van 150 à 200 m. Het is logisch, dat de onlosmakelijk met deze schiervlakte verbonden bult in het zuidoosten met een hoogte van slechts 100 à 150 m tijdens die periode (tijdens het vroege Boven-Maastrichtien) volledig onder water verdween.

We praten hier overigens uitdrukkelijk alléén maar over een RELATIEVE stijging van de zeespiegel ten opzichte van deze schiervlakte. We hadden namelijk óók kunnen spreken over een daling van deze schiervlakte ten

opzichte van het zeeniveau. Deze relatieve zeespiegelstijging kan tenslotte niet automatisch vertaald worden in een wereldwijde "eustatische" stijging van de zeespiegel met 150 à 200 m, integendeel. Als we iets verder naar het noorden een ander stukje aardkorst hadden uitgekozen, dan waren we ongetwijfeld tot andere conclusies gekomen.

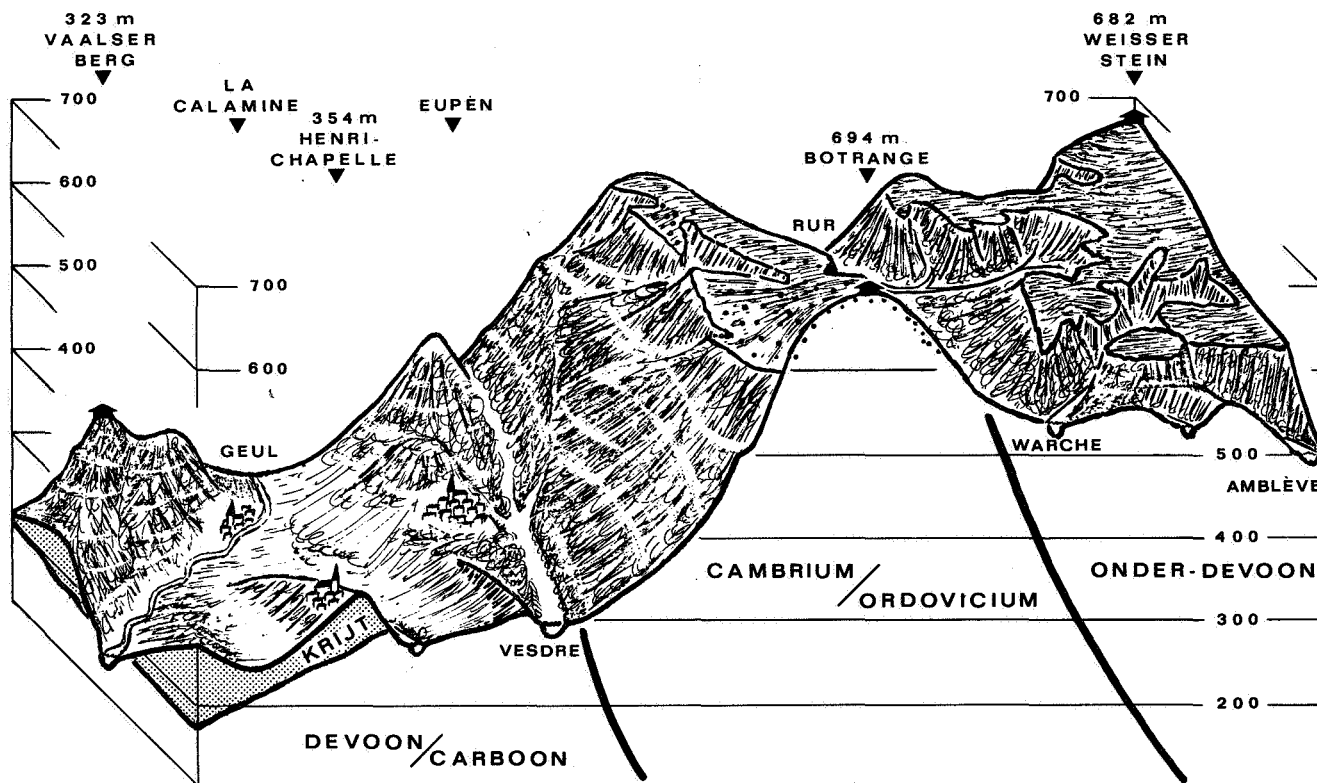


Fig. 154 - Schematisch blokdiagram van het Plateau van Herve (Henri-Chapelle en Vaalserberg) met zijn ondergrond van gesteenten uit het Devoon en Carboon, behorende tot het "Synclinatorium van de Vesdre", de Hoge Venen (met Botrange als hoogste top) met hun ondergrond van gesteenten uit het Cambrium en Ordovicium (het "Massief van Stavelot"), en het "Massief van Weisser Stein" met gesteenten uit het Onder-Devoon, dat deel uitmaakt van het "Synclinatorium van Neufchâteau".

Op het Plateau van Herve zijn de gesteenten uit het Devoon en Dinantien gedeeltelijk bedekt door de afzettingen uit het Boven-Krijt. Maar ook op de Hoge Venen treffen we resten aan van een Boven-Krijtbedekking in de vorm van vuurstenen en verweringsleem (hier symbolisch aangeduid door dikke punten).

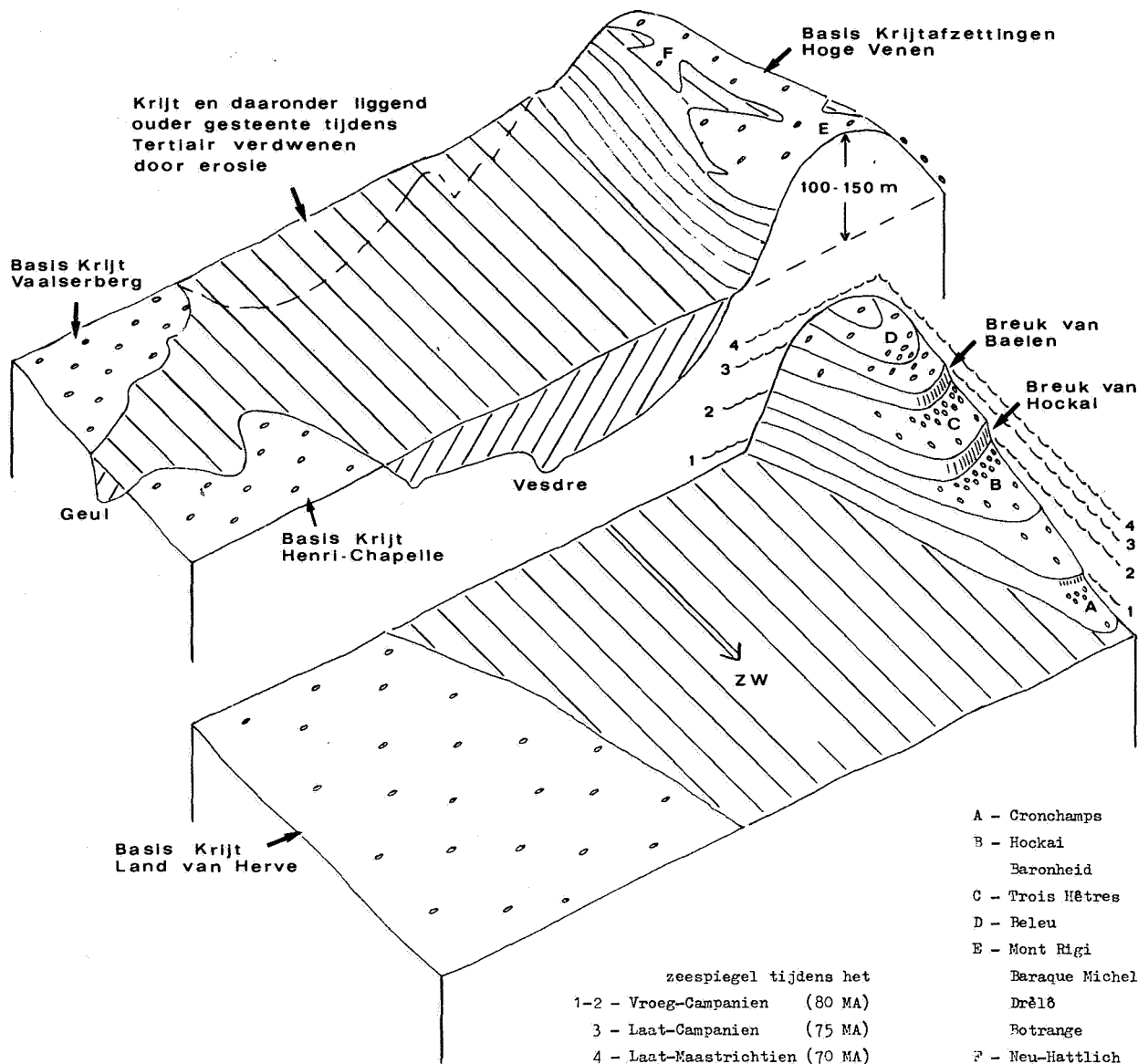


Fig. 155 - Blokdiagrammen van het Plateau van Herve (linker helft van beide blokken) en de Hoge Venen (rechter helft), waarbij de Krijtbedekking die thans te vinden is op de Vaalserberg en in de omgeving van Henri-Chapelle (Land van Herve) is weggelaten, dit in tegenstelling tot de vorige figuur, waarop deze Krijtbedekking wèl aanwezig is (het bovenste blok correspondeert met dat op Figuur 154). Bovendien zijn de dalen van de Geul en de Vesdre, die beide na de Krijtsedimentatie tijdens het late Tertiair in het landschap zijn uitgeslepen, hier weer "opgevuld" tot op het niveau, waarop de basis van de Krijtafzettingen verwacht zou mogen worden als men de basis van deze sedimenten bij Henri-Chapelle of Herve verbindt met het laagste voorkomen van de Krijtbedekking op de Hoge Venen (Cronchamps, Hockai/Baronheid). Deze "opvulling" is hier met een arcering aangegeven. Uit deze blokdiagrammen blijkt, dat de Hoge Venen als een grote bult boven dit oude oppervlak uitsteken. Recente onderzoeken hebben aangetoond, dat deze bult of "monadnock" (een heuvel die overblijft nadat de rest van het landschap door erosie tot een vlakke "peneplain" is afgesleten), in een viertal fasen overspoeld werd door de Boven-Krijtze. In het zuidwesten van de Hoge Venen lag de kustlijn tijdens de eerste fase (Onder-Campanien) tussen Cronchamps en Hockai. Bij Cronchamps werd er een basisconglomeraat in de brandingszone gevormd.

Tijdens de tweede fase (Onder-Campanien en vroege Boven-Campanien) verplaatste de kustlijn in het zuidwesten zich tot een steilrand in het landschap onmiddellijk ten oosten van Hockai (waar nu de Hoegne naar het noordwesten stroomt). Deze steilrand werd en wordt gevormd door een toen reeds en nu nog steeds actieve breuk: de Breuk van Hockai. De brandingszone met het daarbij passende basisconglomeraat uit het Onder-Campanien vinden we terug in de spoorweginsnijding van Hockai. Toen dit hier gevormd werd, werden er 4 km verder bij Cronchamps al glauconietrijke sedimenten afgezet, waarin we resten vinden van schelpen, sponzen, foraminiferen en mosselkreeftjes. Dergelijke afzettingen komen bij Hockai en Baronheid pas voor vanaf het vroege Boven-Campanien.

Tijdens de derde fase (late Boven-Campanien) steeg de zeespiegel tot op het niveau van Trois Hêtres, waar dan achtereenvolgens een basisconglomeraat en glauconietrijke sedimenten worden afgezet op een moment, dat 5 km verder naar het westen bij Hockai kalk met vuursteenlagen wordt gesedimenteerd. Ook nu werd de kustlijn gevormd door een met een breuk overeenkomende steilrand: de Breuk van Baelen.

Tijdens de vierde en laatste fase (vroege Boven-Maastrichtien) overspoelde de zee uiteindelijk ook de hoogste toppen van de Hoge Venen (Botrange, Mont Rigi, Drèlô, Baraque Michel, Vèkée en Belev).

Zeespiegel tijdens het 1-2 - Vroeg-Campanien (80 MA), 3 - Laat-Campanien (75 MA), 4 - Laat-Maastrichtien (70 MA).

A - Cronchamps, B - Hockai, Baronheid, C - Trois Hêtres, D - Belev, E - Mont Rigi, Baraque Michel, Drèlô, Botrange, F - Neu-Hattlich.

In Midden-Limburg bijvoorbeeld stéég de bodem tijdens het Campanien, waardoor er hier zelfs erosie plaatsvond van sedimenten, die vervolgens weer werden afgezet in de ondiepe Krijtzee van de Kempen en het noordoostelijke deel van Zuid-Limburg (onder andere het al eerder genoemde "Zandige Krijt van Benzenrade"). Hier daalde de zeespiegel dus met een onbekend aantal meters ten opzichte van de bodem ! Pas tijdens het Boven-Maastrichtien zou Midden-Limburg weer onder de golven verdwijnen en bedekt worden met een slechts 50 m dikke laag mariene sedimenten uit het Boven-Maastrichtien. Maar laten we terugkeren naar onze discussie over de stabiliteit van de Hoge Venen sinds het Boven-Krijt.

Omdat de zuidwestelijke "basis" van de bult, die de Hoge Venen vormt (de omgeving van Cronchamps en Hockai), aan het begin van de Krijttransgressie op dezelfde hoogte lag als de rest van de schiervlakte, die we in noordwestelijke richting tot in de Kempen kunnen vervolgen, moeten we aannemen dat de kanteling van dit vlak (met inbegrip van het gebied van de Hoge Venen) naar het noordwesten pas na de Krijtsedimentatie heeft plaatsgevonden ! En daarmee is dan de theorie van de Hoge Venen als een "stabiel massief" tijdens de laatste honderd miljoen jaar definitief onderuit gehaald. De vondst van de vuurstenen en de verweringsleem uit het Krijt onder het "Kruis der Verloofden" op 630 m boven zeeniveau kan helaas niet gebruikt worden als "peilschaal" om de stijghoogte van de wereldwijde zeespiegel tijdens het Boven-Krijt te meten. Aan de andere kant heeft die ontdekking er wél toe bijgedragen om het bestaan en het langzame verdwijnen van de Hoge Venen als eiland in die Krijtzee te kunnen reconstrueren. Jos Bouckaert had toch gelijk toen hij zei, dat geologen soms genoeg hebben aan een kleine ontsluiting tussen de wortels van een boom om de geologische geschiedenis van een gebied te achterhalen !

Gelukkig hebben we ook enkele aanwijzingen over de verdere geschiedenis van de Hoge Venen tijdens het Tertiair. Vrij snel nadat deze bult aan het begin van het Boven-Maastrichtien onder de golven van de Krijtzee was verdwenen, moet hij er (mogelijk als gevolg van een minieme kanteling van de ondergrond) weer bovenuit gerezen zijn, misschien zelfs nog tijdens het late Boven-Maastrichtien, omdat we uit die tijd geen resten van sedimenten op de Hoge Venen hebben aangetroffen.

Vervolgens werd de kalk, die oorspronkelijk zo'n 80-95% van het sediment uitmaakt, volledig opgelost, waarschijnlijk door een combinatie van regenwater en humuszuren, afkomstig van het toen kennelijk aanwezige plantendek (een soort "zure regen" op gigantische schaal van 50-65 miljoen jaar geleden !). Verder naar het noordwesten verdween de kalk alleen uit het hoogste deel van de Krijtazettingen, zodat we tot op de lijn Halembaye/Haccourt via Epen naar Vaals een "vuursteeneluvium" met verweringsleem aantreffen op de onverweerde Krijtsedimenten, die mogelijk beneden de zeespiegel bleven.

Daarna moet het hele gebied nog vóór het begin van het Oligoceen teruggesloopt zijn naar zijn oorspronkelijke horizontale positie, waardoor er een breed dal ontstond op de plek, waar nu de Vesdre stroomt. Dit dal werd naar het zuidoosten begrensd door de bult van de Hoge Venen (met daarop het restant van de Krijtbedekking) en naar het noordwesten door een langzaam oplopende helling van met vuursteeneluvium bedekte Krijtsedimenten.

Tijdens het Oligoceen drong de zee opnieuw dit gebied binnen. De oudste, zandige kustafzettingen uit die tijd vinden we aan de voet van de Hoge Venen (althans langs de noordflank) op een hoogte van ongeveer 500 m NAP. Nog tijdens het vroege Oligoceen steeg de (relatieve !) zeespiegel opnieuw een kleine 100-150 m, waardoor we zowel vlak onder de top van de Hoge Venen als op het vuursteeneluvium tussen Halembaye/Haccourt en de Vaalserberg marien Oligoceen zand en grind vinden, dat voor een deel zelfs vermengd is met de top van het vuursteeneluvium.

Vrij kort daarna (tijdens het midden of late Oligoceen) zou de zee opnieuw (en nu definitief) verdwijnen uit dit deel van de Euregio Maas-Rijn. Alleen in het noorden (Kempen, Midden-Limburg, Niederrheingebied en een stuk van Zuid-Limburg) zou de zee zich handhaven tot in het Mioceen. Het moment, waarop de zee zich naar het noorden terugtrok, viel samen met het begin van de hernieuwde bodemdaling in onder andere Midden-Limburg (het gebied van de "Roerdalslenk") en met het begin van de huidige kanteling van de ondergrond tussen de Kempen en de Hoge Venen. Tot op de dag van vandaag gaan deze bewegingen door, getuige de reeds gesignaleerde aardbevingen langs de Breuk van Hockai.

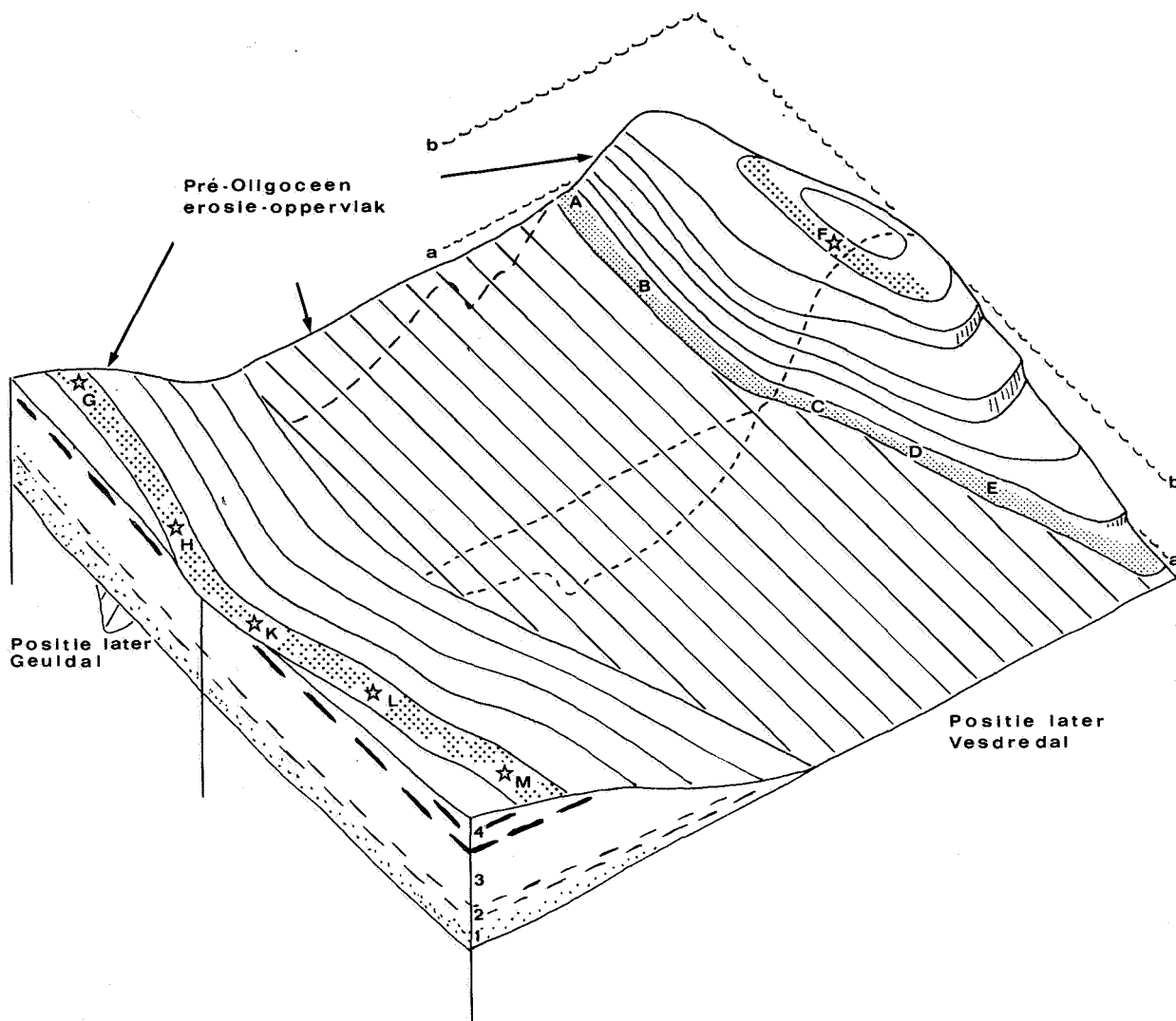


Fig. 156 - Blokdiagram van het Plateau van Herve en de Hoge Venen (dit blokdiagram is een samenvoeging van de twee in de vorige afbeelding), waarop schematisch is aangegeven in hoeverre de Boven-Krijtafzettingen al door erosie en oplossing van de kalk verdwenen waren bij de aanvang van de mariene transgressie tijdens het Oligoceen.

De mariene zanden uit het Oligoceen, die thans op ongeveer 500 m NAP langs de noordflank van de Hoge Venen voorkomen (punten A-E), liggen direct op de gesteenten uit het Cambrium en Ordovicium. Het Krijt moet hier toen al volledig verdwenen zijn geweest. Anderzijds liggen deze sedimenten op de "ideale hoogte" van de "peneplain", die hier vóór aanvang van de sedimentatie tijdens het Boven-Krijt moet hebben bestaan, als we de basis van de Krijtlagen op het Plateau van Herve verbinden met het laagste voorkomen van de Krijtresten op de (zuidwestelijke) Hoge Venen bij Cronchamps, Hockai en Baronheid (zie daarvoor ook de beide vorige afbeeldingen). De punten A-E liggen dus op dezelfde lijn, die tijdens de eerste fase van de mariene transgressie van de Krijtzee samen met Cronchamps overspoeld moet zijn geweest. Dit houdt tevens in, dat het huidige reliëf van de noordflank van de Hoge Venen (afgezien van de tijdens het late Tertiair ingesneden dalen van onder andere Gilleppe, Helle, Getz en Vesdre) al vóór de aanvang van de sedimentatie tijdens het Boven-Krijt bestaan moet hebben!

De Krijtlagen op de Hoge Venen waren al (vrijwel) helemaal gereduceerd tot de huidige verweringsleem met vuurstenen, voordat hierop onder andere bij Baraque Michel (punt F) de grinden en zanden van het Oligoceen werden afgezet in de opdringende zee. Ook langs de noordrand van het Plateau van Herve (punten G-M) moet de top van de Krijtlagen al opgelost zijn en veranderd in een verweringsleem met vuurstenen (het "vuursteeneluvium") toen de oligocene zee dit gebied bedekte (op hetzelfde moment, dat de zee punt F op de Hoge Venen bereikte).

Uit dit beeld blijkt, dat de zee tijdens het Oligoceen een vrijwel vlak liggend landschap overspoelde en vanuit het westen hier binnen drong via een toen reeds door oplossing/erosie gevormde depressie in de Krijtafzettingen om vervolgens langzaam de hogere Krijtlagen te overspoelen. Pas nádat dit proces voltooid was, is de opheffing en kanteling van deze streek begonnen.

1-4 - Krijtafzettingen, 1 - Akens zand en klei, 2 - Vaalser zand, silt, klei en mergel, 3 - Zeven Wegen Kalk met weinig vuurstenen, 4 - Vijlen/Lixhe kalk met vuurstenen.

a - vroegste Oligocene zeespiegel, b - vroege Oligocene zeespiegel, A-E Oligocene zand en grind op Cambro-Ordovicium, F-M Oligocene zand, grind en stenen op vuursteen-eluvium.

3.2. DE ROERDALSLENK (Fig. 157-161)

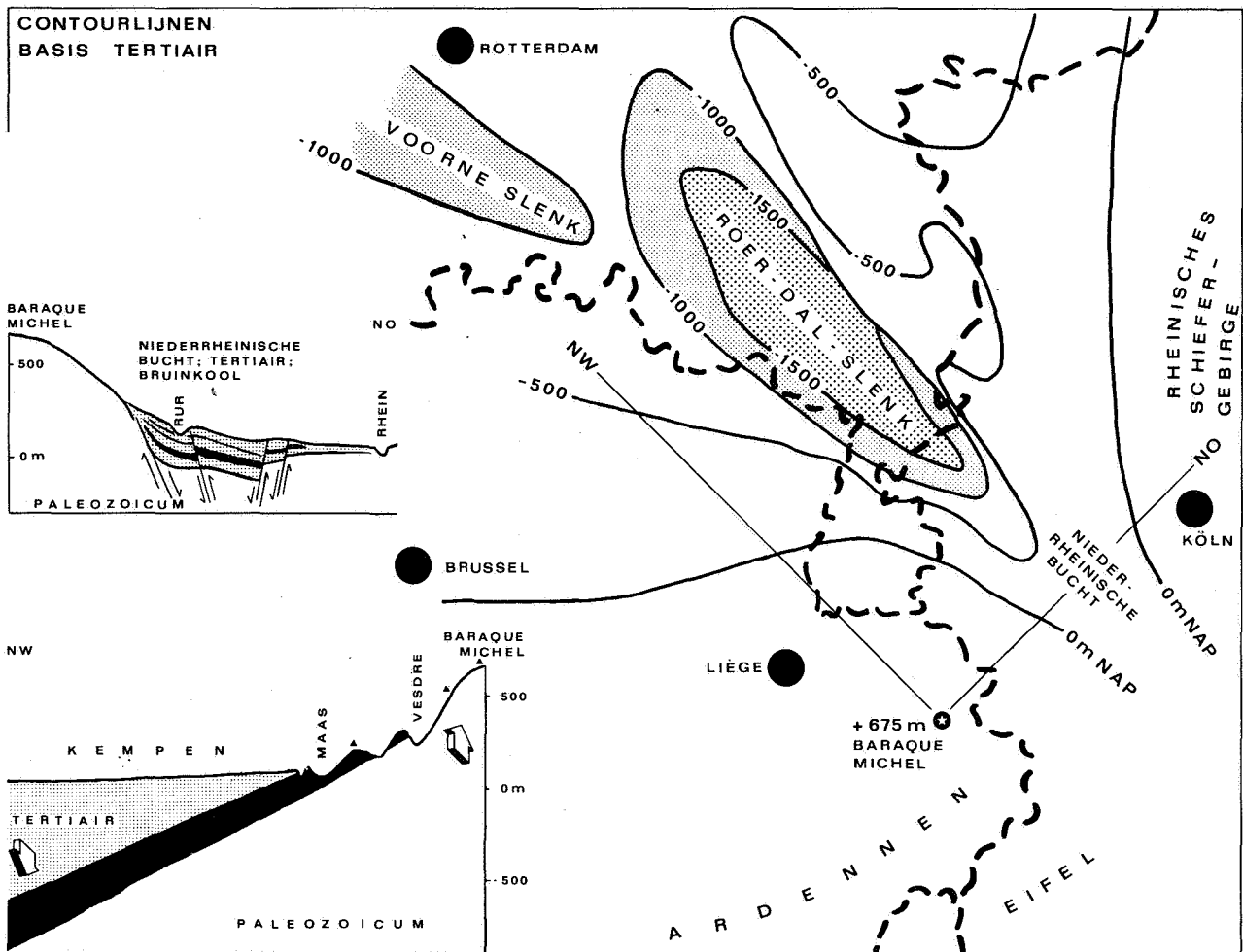


Fig. 157 - Sterk vereenvoudigd schema van de contourlijnen van de basis van het Tertiair. In de Voorne Slenk en in de Roerdal Slenk ligt deze basis op meer dan 1000 tot 1500 m onder zeeniveau als gevolg van de sterke daling van de bodem sinds met name het Oligoceen. Bij Baraque Michel op de Hoge Venen liggen de mariene kustafzettingen van het Oligoceen (zand en grind) echter op 675 m boven de zeespiegel. Dit laatste gebied moet dus ná de oligocene transgressie zijn opgeheven. Uit de dwarsdoorsnede linksonder blijkt, dat het hele gebied van NO-België en ZW-Nederland in noordwestelijke richting gekanteld moet zijn, waarbij we ons een scharnierpunt kunnen voorstellen even ten westen van Maastricht en ten noorden van Luik. De sterke daling in noordoostelijke richting kan echter alleen verklaard worden door breuken, die de zogenaamde "Niederrheinische Bucht" en de Roerdalslenk aan weerszijden begrenzen.

De jongste, nu nog voortdurende kantelbeweging van de ondergrond van de Hoge Venen en het gebied ten noordwesten ervan (Kempen, Zuid-Limburg, Plateau van Herve) staat uiteraard niet op zichzelf. Ook elders in de Euregio Maas-Rijn blijft de bodem nog steeds onrustig. Dit illustreert bijvoorbeeld de zware aardstok met een kracht van 4.9 op de schaal van Richter in de buurt van Luik op 8 november 1983. Ook Euskirchen, in de zuidoostelijke punt van het Niederrheingebied, werd in het recente verleden getroffen door aardbevingen met een kracht van 4.7 (in 1950) en 5.2 (in 1951) op de schaal van Richter, waarbij muren scheurden en schoorstenen naar beneden vielen.

Al deze bevingen (bij Hockai en Malmédy op de Hoge Venen, bij Luik of bij Euskirchen) hadden één ding met elkaar gemeen. De bevingshaard ("epicentrum") was steeds gesitueerd langs een van de vele tientallen grote en kleine breuken in de aardkorst, die hier van het noordwesten naar het zuidoosten lopen, parallel aan een gebied dat al sinds het Midden-Oligoceen aan het dalen is: de "Roerdalslenk", die van Midden-Limburg tot in de omgeving van Euskirchen te volgen is. Naar het noordwesten loopt de slenk tot voorbij de lijn Eindhoven - 's-Hertogenbosch.

De relatief snelle bodemdaling van de Roerdalslenk ten opzichte van de daaraan grenzende gebieden kunnen we onder andere afleiden uit één in Midden-Limburg meer dan anderhalve kilometer dik pakket sedimenten uit het Tertiair en Kwartair, terwijl deze sedimenten op de Peelhorst bij Roermond nauwelijks 500 m dik zijn, en in de omgeving van Maastricht zelfs beneden de 50 m dikte blijven. Overigens is de daling in de slenk niet overal even snel verlopen. Ten noorden van Euskirchen, aan het zuidoostelijke einde van de Roerdalslenk, was de bodemdaling gedurende dezelfde spanne tijds minimaal.

Aan deze bodemdaling ging echter een periode vooraf, waarin ditzelfde gebied een stijgende tendens vertoonde en daardoor zelfs onderhevig was aan erosie. Hierdoor ontbreken bijvoorbeeld afzettingen uit het Onder-Krijt en Boven-Jura in het Euregionale deel van de slenk. Deze opheffing en erosie duurden vanaf het begin van het Campanien tot aan het begin van het Oligoceen (met een korte onderbreking tijdens het Boven-Maastrichtien), een tijdsruimte van 30 miljoen jaar.

Maar de opwaartse beweging van het Roerdalblok vormde slechts een onderbreking van de al véél eerder ingezette daling van dit stuk van de aardkorst. Dit verklaart, waarom de afzettingen uit het Perm, Trias en Jura op sommige plaatsen in Midden-Limburg een dikte bereiken van ongeveer 500 m, terwijl ze nagenoeg ontbreken op de Peelhorst (enkele kilometers verder naar het noorden) en zowel in Zuid-Limburg als in de Kempen snel in zuidwestelijke richting uitwiggen. Er zijn zelfs argumenten om aan te nemen, dat de Roerdalslenk nog vroeger (Devoon ?) ontstaan is. Of deze hypothese klopt of niet, doet hier verder niet terzake. Feit is, dat de 30 miljoen jaar durende herhaalde omkering van de beweging van de ondergrond (geologen spreken van een "inversie" of "inverse beweging") op het einde van het Krijt en het begin van het Tertiair geologisch gezien maar kort heeft geduurd.

Voor de vorming van het landschap was deze inversie van eminent belang. De inversie beperkte zich namelijk niet alleen tot het Roerdalblok, dat ging stijgen, maar zette ook zijn stempel op de rest van de Euregio, waar daling plaatsvond. Daardoor kon de Krijtzee het grootste deel van de Euregio overspoelen. En dat resulteerde weer in de afzetting van kalk en de vorming van vuursteen. Door de daarop volgende hernieuwde daling van de Roerdalslenk vanaf het Midden-Oligoceen en de parallel daaraan lopende kanteling van het gebied tussen de Hoge Venen en de Kempen verdween het grootste deel van de Krijtafzettingen onder jongere sedimenten in het noorden, of door oplossing van de kalk en erosie in het zuiden. In het gebied daartussen, met name in het Mergelland en op het Plateau van Herve, bleef de kalk vrijwel aan de oppervlakte liggen, hoogstens bedekt door wat zand, grind en löss, maar dankzij de vele rivierdalen op een groot aantal plaatsen zichtbaar voor de mens.

Niet alleen de kalk, maar ook het erop aanwezige vuursteeneluvium zijn van invloed geweest op het reliëf in dit gebied, op de aard van de oorspronkelijke "groene huid" en op de kleuren van de huidige lappendeken en de gaten daarin. We hebben er in het begin van dit boekje al op gewezen: de kalkminnende vegetatie langs de dalhellingen, de bossen tussen Vaals en Epen op het onvruchtbare vuursteeneluvium, de kalkgroeven, de ondergrondse gangenstelsels bij Valkenburg a/d Geul, Maastricht en Zichen-Zussen-Bolder, en zelfs de vuursteenmijnen van Rijckholt/St. Geertruid.

Ook de verdeling van andere bodemsoorten en grondstoffen in de Euregio is bepaald door het voortdurende proces van opheffing en erosie, daling en sedimentatie. Het voorkomen van de dikke grindlagen uit het Pleistoceen in Midden-Limburg en van de bruinkool uit het Mioceen in het Niederrheingebied hangt nauw samen met het dalen van de Roerdalslenk en de daaraan grenzende gebieden. Zelfs het hoogveen op de Hoge Venen en de bronnen van de Rur, de Vesdre en de Warche, de Amblève en de Ourthe danken hun bestaan aan de opheffing van het landschap en de daardoor veroorzaakte afwijkende klimatologische omstandigheden.

Helaas verlopen geologische processen nogal traag. Dat geldt met name voor bodembewegingen. Het anderhalve kilometer dikke sedimentpakket uit het Tertiair en Kwartair in de Roerdalslenk in Midden-Limburg werd afgezet in 65 miljoen jaar. Dat is nog geen 25 m per miljoen jaar, ofwel nauwelijks iets meer dan 2 mm per eeuw ! De opheffing van de Hoge Venen sinds het Midden-Oligoceen (circa 30 miljoen jaar geleden) bedraagt ongeveer 500 m (er bestond toen immers al een 100-150 m hoge bult !) ten opzichte van het huidige zeeniveau. Dat komt neer op 1 1/2 à 2 mm per eeuw. En we praten hier dan over extreme cijfers !

Wij mensen zouden deze beweging willen zien en voelen. Helaas kan dat slechts een enkele keer. Een paar maal per eeuw kunnen we de beweging voelen bij een aardbeving, en dat duurt dan enkele seconden of hooguit een halve minuut. Op enkele plaatsen in de Euregio kunnen we een actieve breuklijn "zien" als een "trap" of een "steilrand" in het landschap. Zo markeert een met struiken en bomen begroeide steilrand langs de Kunderberg

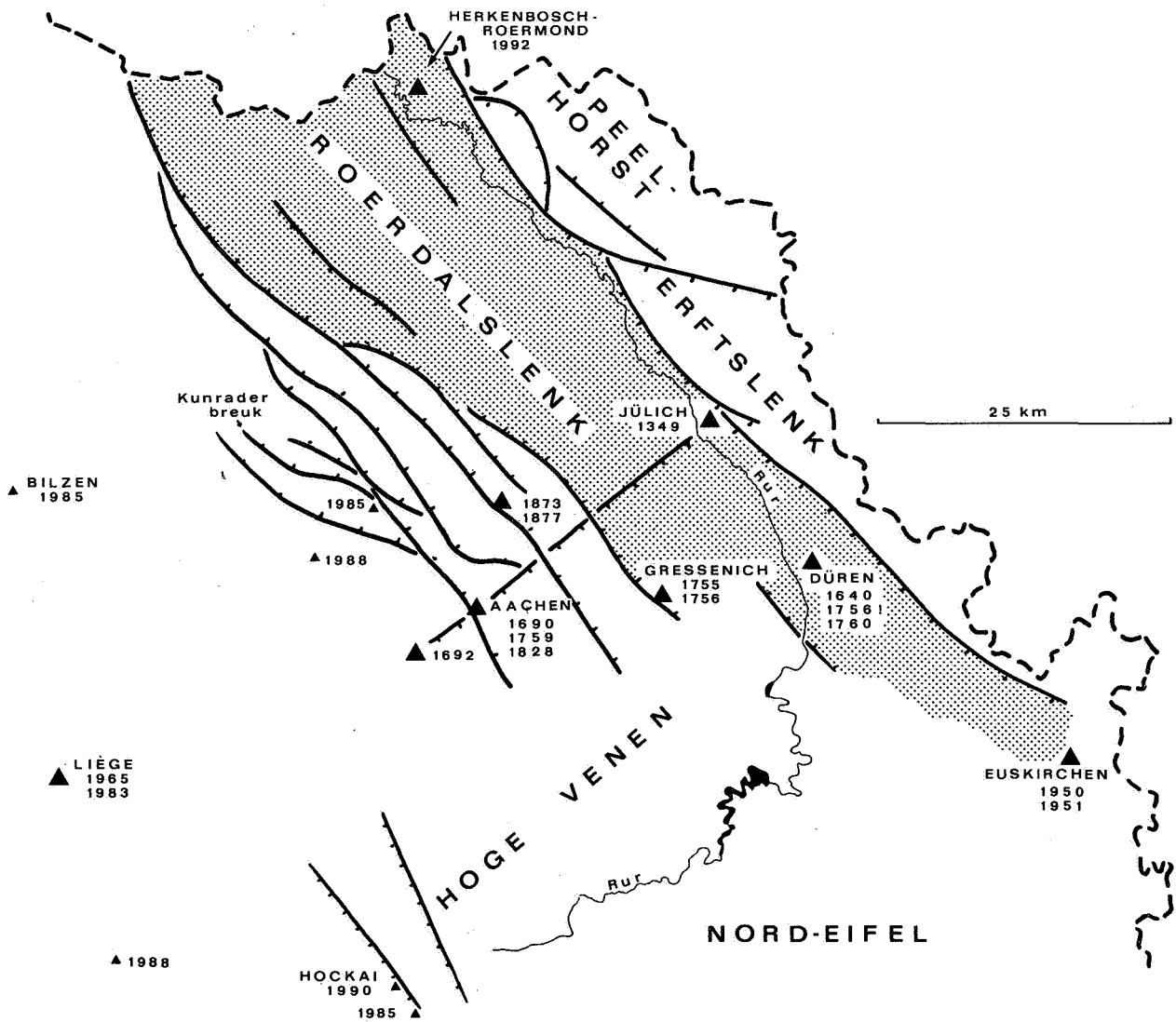


Fig. 158 - De Roerdalslenk in het noordoosten van de Euregio Maas-Rijn (gepunteerd) en enkele van de belangrijkste breuken in de aardkorst (vetgetrokken lijnen) vormen een brede band, die van het noordwesten naar het zuidoosten loopt. De "tanden" aan de breuklijnen geven aan, in welke richting het breukvlak helt. Ten zuiden van de slenk is dit veelal naar het noordoosten, en ten noorden ervan naar het zuidwesten. De ZW-NO gerichte breuk tussen Aken en Jülich is de "Aachener Ueberschiebung". Duidelijk is te zien hoe de Roerdalslenk "doodloopt" tegen de bult van de Hoge Venen en de daarachter liggende Nord-Eifel.

De grote zwarte driehoeken geven de plaatsen aan van een aantal geselecteerde zware aardbevingen (kracht 4.5 tot 5.5 op de schaal van Richter), die schade hebben aangericht in de daarbij aangegeven jaren. Net ten zuiden van Roermond en Herkenbosch lag het epicentrum van een van de zwaarste aardbevingen, die Nederland, België en Duitsland getroffen hebben tijdens de laatste paar honderd jaren. Om 3.20 uur in de vroege ochtend van maandag 13 april 1992 wekte deze beving de mensen ruw uit hun slaap in Nederland, België, Luxemburg en Nordrhein-Westfalen. Met name in Roermond, Herckenbosch, Heinsberg en Maaseik werd voor vele tientallen miljoen guldens schade aangericht. Zelfs de Dom van Keulen (op ruim 70 km van het epicentrum) liep schade op! De kleine driehoekjes geven de bevingshaarden aan van enkele recente aardbevingen met een kracht van 2.5 tot 3.5 op de schaal van Richter. Deze waren weliswaar lokaal voelbaar, maar richtten geen schade aan. De bij lange na niet complete verspreiding van aardbevingscentra en de door hele "bundels" van nog steeds actieve breuken begrensde en tot op de dag van vandaag steeds dieper wegzakkende Roerdalslenk illustreren de ook nu nog voortdurende beweging van de ondergrond in dit deel van de Euregio.

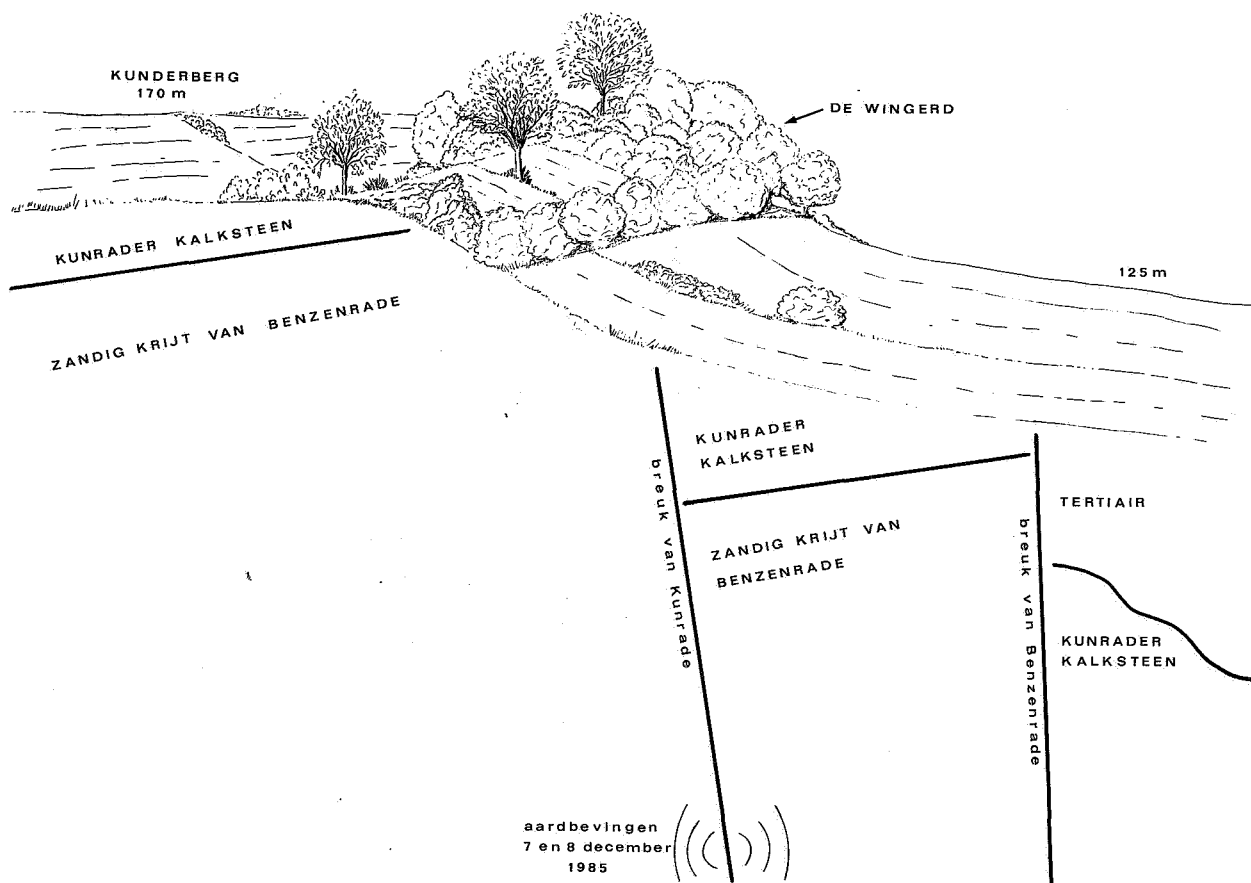


Fig. 159 - De Kunrader Breuk ten westen van Welten (Heerlen) is in het landschap zichtbaar als een met bomen en struiken begroeide steilrand. Deze breuk is nog steeds actief, zoals blijkt uit lichte, een enkele keer ook voor de mens voelbare aardschokken. Zo werden wij in de nacht van 7 op 8 december 1985 uit onze slaap opgeschrikt door twee kleine bevingen met een tussenpauze van ongeveer twintig minuten en een kracht van 2.0 en 3.5 op de schaal van Richter. Het epicentrum lag slechts een paar kilometer naar het zuiden, waar de Kunrader Breuk en de Benzenrader Breuk bij elkaar komen.

het verloop van de Breuk van Kunrade ten zuidwesten van Welten (Heerlen). Deze steilrand staat ter plekke bekend als de "Wingerd". Overigens moeten we dan wèl bedenken, dat de plaats van de steilrand niet helemaal samenvalt met de breuklijn. Door erosie, waarbij het zachte sediment wegspoelt, "verschuift" de steilrand namelijk iets ten opzichte van de breuklijn. De Breuk van Kunrade is nog steeds actief. In december 1985 trilde de bodem onder Simpelveld, Voerendaal, Welten en Benzenrade als gevolg van twee lichte aardschokken met een kracht van 2.0 en 3.5 op de schaal van Richter. Zelfs in Brunssum, op 7 km afstand, werd de beving nog zeer zwak gevoeld.

Deze aardbevingen tonen aan, dat de ondergrond van de Euregio voortdurend onrustig blijft. Ze maken echter ook duidelijk, dat de intensiteit van de beweging van moment tot moment en van plaats tot plaats verschilt. Dat geldt niet alleen voor processen als daling en opheffing, maar ook voor erosie en sedimentatie. Bij een hevig noodweer bijvoorbeeld kan er plotseling een hele laag löss wegspoelen van de akkers in het Mergelland en als een vele decimeters dikke modderstroom worden afgezet in het lager gelegen dal of in een holle weg. Maar in het weiland naast de akker spoelt er niets weg, omdat de groene huid van gras de bodem beschermt. En het kan jaren duren, voordat een volgend noodweer op dezelfde plek tot erosie leidt. In feite verlopen al deze processen dus schoksgewijs met allerlei korte, en vooral ook lange, onderbrekingen. Maar voor wie het geduld kan opbrengen om deze processen langzaam te doorgronden, worden landschap en ondergrond van de Euregio Maas-Rijn tot een iedere keer weer boeiend geschiedenisboek.

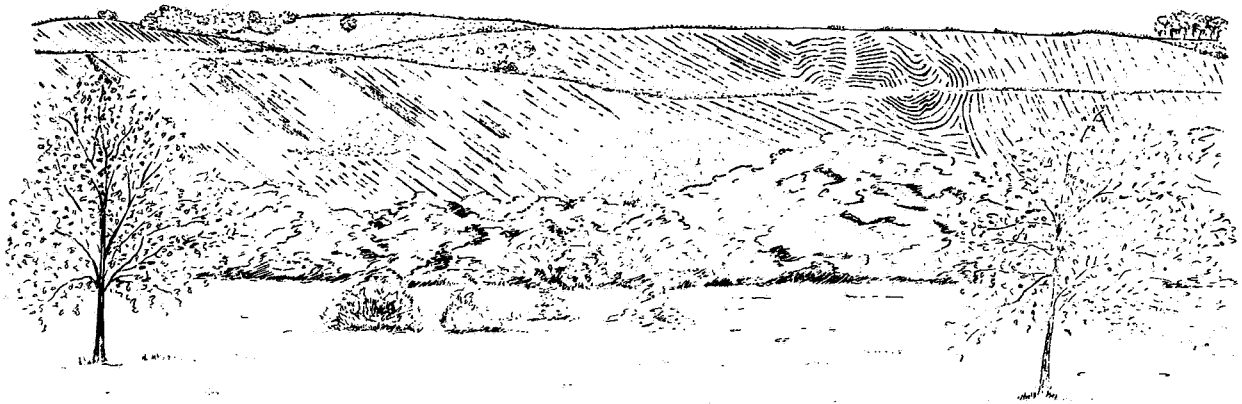
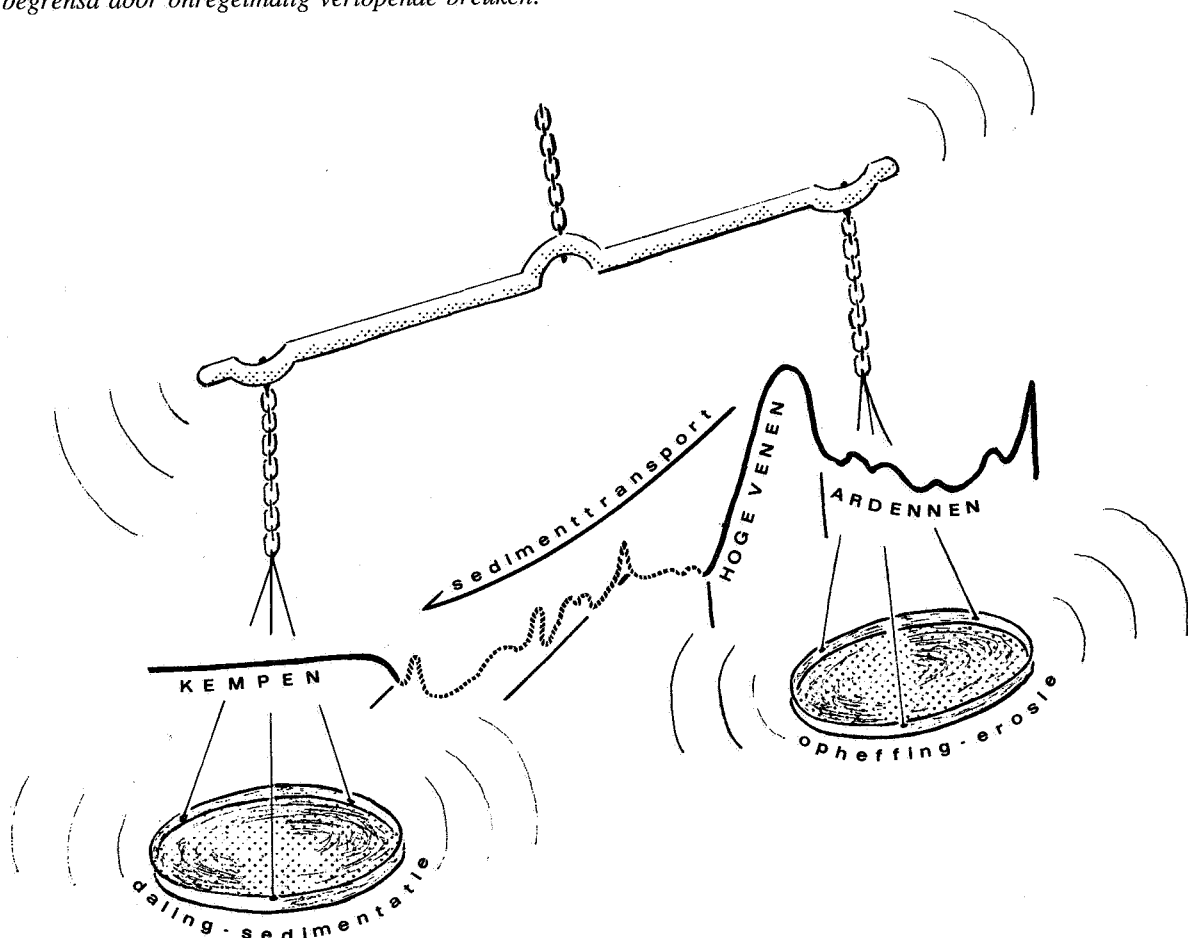


Fig. 160 - Steengroeve bij Trooz ten noorden van de weg tussen Chaudfontaine en Verviers. De meer dan een halve kilometer lange groevewand torent ruim 80 m boven de er vrijwel langs stromende Vesdre uit. De hier ontsloten gesteenten uit het Boven-Devoon (Famennien en Strunien) tonen op spectaculaire wijze het resultaat van de Varistische gebergtevorming tijdens het Boven-Carboon: een complex geplooid syncline, doorkruist en begrensd door onregelmatig verlopende breuken.



DE EUREGIO MAAS-RIJN IN BEWEGING

Fig. 161 - De Euregio Maas-Rijn is ook nú nog in beweging, zoals onder andere blijkt uit recente aardbevingen in het gebied van de Hoge Venen, dat sinds het Tertiair omhooggeheven wordt. Zo trilde de grond bij Malmédy op 12 mei 1985, en werden de inwoners van Hockai in de vroege ochtend van 29 januari 1990 uit hun slaap opgeschrikt door een lichte aardbeving, die evenals die bij Malmédy een kracht had van 2.5 op de schaal van Richter.

4. AANBEVOLEN LITERATUUR

Albers, H.J. & Felder, W.M., 1981. Feuersteine als Indikatoren der Quantifizierung und Datierung der Karbonatlösung am Nordwest-Rand des Rheinischen Schildes. - *Staringia*, 6: 18-22.

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, I: XXXVII-XLI.

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., 1979. Geologie am Niederrhein. - Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld: 47 p.

Becker, G., Bless, M.J.M., Strel, M. & Thorez, J., 1984. Palynology and ostracode distribution in the Upper Devonian and basal Dinantian of Belgium and their dependence on sedimentary facies. - *Meded. Rijks Geol. Dienst*, NS 25 (2): 9-99.

Bless, M.J.M., 1991. Immigranten uit Noord-Afrika en Zuid-Europa in de Laat-Krijtze van Noord-Europa: een samenspel van warme zeestromen, verdwenen barrières en gunstige milieufactoren. - *Grondboor en Hamer*, augustus 1991: 73-83.

Bless, M.J.M., 1991. Eustatic sea level and depth of a Late Cretaceous epicontinental sea: an example from NW Europe. - *Geol. Mijnbouw*, 70 (4): 339-346.

Bless, M.J.M. & Strel, 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*, NS 27 (1): 1-39.

Bless, M.J.M., Bouckaert, J., Conil, R., Groessens, E., Kasig, W., Paproth, E., Poty, E., Van Steenwinkel, M., Strel, M. & Walter, R., 1980. Pre-Permian sedimentation in NW Europe. - *Sedimentary Geol.*, 27 (1): 1-81.

Bless, M.J.M., Felder, P.J. & Meessen, J.P.M.Th., 1987. Late Cretaceous sea level rise and inversion: their influence on the depositional environment between Aachen and Antwerp. - *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 109: 333-355.

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 (2): 221-230.

Bless, M.J.M., Bouckaert, J., Camelbeeck, T., Dejonghe, L., Demoulin, A., Dupuis, C., Felder, P.J., Geukens, F., Gullentops, F., Hance, L., Jagt, J.W.M., Juvigné, E., Kramm, U., Ozer, A., Pissart, A., Robaszynski, F., Schumacker, R., Smolderen, A., Spaeth, G., Steemans, Ph., Strel, M., Vandeven, G., Vanguetstaine, M., Walter, R. & Wolf, M., 1990. The Stavelot Massif from Cambrian to Recent. A survey of the present state of knowledge. - *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 113 (2): 53-73.

Bless, M.J.M., Demoulin, A., Felder, P.J., Jagt, J.W.M. & Reynders, J.P.H., 1991. The Hautes Fagnes area (NE Belgium) as a monadnock during the Late Cretaceous. - *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 113: 75-101.

Bouckaert, J., Bless, M.J.M. & Paproth, E., 1983. Voorkomen en winning van delfstoffen in de Euregio; Vorkomen und Gewinnung von Rohstoffen in der Euregion; Gisements et exploitation des matières minérales dans l'Eurégion. - TH Aken, speciale uitgave DIK-Kongres 21-10-1983, Domein Hengelhof-Houthalen, België: 5-24.

Brunemann, H.G., Kasig, W. & Katsch, A., 1991. Geologischer Lehr- und Wanderpfad in der Gemeinde Blankenheim. - Kur- und Verkehrsverein Oberahr e.V. Blankenheim, 30 p.

Coen, M., 1968. Précisions stratigraphiques et écologiques sur le Frasnien dans la région de l'Amblève. - *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 91: 337-346.

Coen-Aubert, M., 1974. Le Givétien et le Frasnien du Massif de la Vesdre, stratigraphie et paléogéographie. - Mém. Acad. roy. Belgique, Cl.Sci., 18 (2): 146 p.

Dalimier, I., Damblon, F., Schumacker-Lambry, J., Schumacker, R. & Streel, M., 1985. Etude de l'évolution récente de la végétation dans la fagne de Clefay, par l'analyse pollinique des "cespites" de linaigrettes et de molinies. - Hautes Fagnes, 1979: 89-90.

Damblon, F., 1978. Etude paléo-écologique de tourbières en haute Ardenne. - Min. Agricult., Admin. Eaux Forêts, Serv. Conservation Nature, 10: 145 p.

Demoulin, A., 1989. Les transgressions oligocènes sur le massif Ardenne-Eifel. - Ann. Soc. Géol. Belgique, 112: 215-224.

Dreesen, R., Bless, M.J.M., Conil, R., Flajs, R. & Laschet, C., 1985. Depositional environment, paleoecology and diagenetic history of the "Marbre rouge à crinoïdes de Baelen" (Late Devonian, Verviers Synclinorium, Eastern Belgium). - Ann. Soc. Géol. Belgique, 108: 311-359.

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.

Felder, P.J., 1988. Lithologic and bioclastic aspects of the Maastrichtian type area between Maastricht (the Netherlands) and Halembe (Belgium). - in: Streel, M. & Bless, M.J.M. (eds.), The Chalk District of the Euregio Meuse-Rhine, ISBN 90-70705-04-4: 41-55.

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. & Offenbergh, G.A.M., 1990. De vuursteenmijnen van Limburg. - Spiegel Historiae, 25 (7-8): 360-364.

Felder, W.M., 1975. Lithostratigrafie van het Boven-Krijt en het Dano-Montien in Zuid-Limburg en het aangrenzende gebied. - in: Zagwijn, W.H. & Van Staalduinen, C.J. (eds.), Toelichting bij Geologische Overzichtskaarten van Nederland, Haarlem: 63-72.

Finger, J.A.M., 1984. Het Land van Rode. - in: Bless, M.J.M., Bouckaert, J., Finger, J.A.M. & Paproth, E. (eds.), Oorsprong en winning van steenkool langs Henne, Samber, Maas en Worm, Valkdrukk, ISBN 90-70705-03-6: 46-68.

Geluk, M., 1990. The Cenozoic Roer Valley Graben, Southern Netherlands. - Meded. Rijks Geol. Dienst, 44 (4): 65-72.

Geukens, F., 1957. Contribution à l'étude du massif cambro-ordovicien de Stavelot en territoire allemand. - Mém. Instit. Géol. Univ. Louvain, 20: 165-210.

Geukens, F., 1959. Het pseudotektonisch venster van Theux. - Meded. Kon. Vlaamse Acad. Wetensch., kl. Wetensch., 3: 15-30.

Godefroid, J., 1982. Gedinnian lithostratigraphy and biostratigraphy of Belgium, historical subdivisions and brachiopod biostratigraphy, a synopsis. - Cour. Forsch. Instit. Senckenberg, 55: 97-134.

Hance, L., Steemans, Ph., Goemare, E., Somers, Y., Vandeven, G., Vanguetstaine, M. & Verniers, J., 1991. Nouvelles données sur la Bande de Sambre-et-Meuse à Ombret (Huy, Belgique). - Ann. Soc. Géol. Belgique, 114: 253-264.

Hancock, J.M. & Kauffman, E.G., 1979. The great transgressions of the Late Cretaceous. - Geol. Soc. London Jour., 136: 175-186.

- Kasig, W., 1980. Cyclic sedimentation in a Middle-Upper Devonian shelf environment in the Aachen region, Federal Republic of Germany. - Meded. Rijks Geol. Dienst, 32: 26-29.
- Kasig, W., 1980. Dinantian carbonates in the Aachen region, Federal Republic of Germany. - Meded. Rijks Geol. Dienst, 32: 44-52.
- Kasig, W., Bock, H., Laschet, C. & Latz, S., 1988: Der geologischer Lehr- und Wanderpfad der Gemeinde Nettersheim. - Nettersheim, 120 p.
- Klerckx, J., 1966. Etude pétrographique de quelques niveaux de poudingues namuriens. - Ann. Soc. Géol. Belgique, 89: B97-B 117.
- Knapp, G., 1961. Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Hauptmuschelkalkes der Eifel. - Geol. Mitt., 2: 107-160.
- Knapp, G., 1978: Erläuterungen zur geologischen Karte der nördlichen Eifel 1:100.000. Mit einen Beitrag von H. Hager. Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen Krefeld, 155 p.
- Knauff, W., 1974. Das Unterlias-Vorkommen von Bürvenich (Rheinland). - Geol. Jb., A25: 115-122.
- Krings, S., Bless, M.J.M., Conil, R., Felder, P.J. & Meessen, J.P.M.Th., 1987. Stratigraphic interpretation of the Thermae boreholes (Valkenburg a/d Geul, the Netherlands). - Ann. Soc. Géol. Belgique, 110 (1): 9-38.
- Kuyl, O.S., 1980: Toelichtingen bij de geologische kaart van Nederland 1:50.000, blad Heerlen. Rijks Geologische Dienst Haarlem, 206 p.
- Martin, F., 1969. Ordovicien et Silurien belge: données nouvelles apportées par l'étude des acritarches. - Bull. Soc. belge Géol., 77: 175-181.
- Meyer, W., 1983: Geologischer Wanderführer: Eifel - Eine Reiseführer für Naturfreunde. Kosmos Franckh'sche Verlagshandlung Stuttgart, 111 p.
- Meyer, W., 1988: Geologie der Eifel. - Franckh'sche Verlagshandlung Stuttgart, 615 p.
- Müller, E.M. & Schröder, E., 1960. Zur Gliederung und Altersstellung des linksrheinischen Buntsandsteins. - Notizbl. hessisches L.amt Bodenforsch., 88: 246-265.
- Nuanemann-Mahlkau, P., 1970. Sedimentation und Paläogeographie zur Zeit der Gedinne-Transgression am Massiv von Stavelot-Venn. - Geol. Mitt., 9: 311-356.
- Paproth, E., Feist, R. & Flajs, G., 1991. Decision on the Devonian-Carboniferous boundary stratotype. - Episodes, 14 (4): 331-336.
- Pissart, A. & Juvigné, E., 1980. Genèse et âge d'une trace de butte périglaciaire (pingo ou palse) de la Konnerzvenn (Hautes Fagnes, Belgique). - Ann. Soc. Géol. Belgique, 103: 73-86.
- Poty, E., 1982. Paléokarsts et brèches d'effondrement dans le Frasnien moyen des environs de Visé. Leur influence dans la paléogéographie dinantienne. - Ann. Soc. Géol. Belgique, 105: 315-337.
- Poty, E., 1991. Tectonique des blocs dans le prolongement oriental du massif du Brabant. - Ann. Soc. Géol. Belgique, 114: 265-275.
- Rademakers, P.C.M. (eindred.), 1989. Delfstoffen in Limburg. - Grondboor en Hamer, 5-6: 129-419.
- Ribbert, K.H., 1983: Erläuterungen zu Blatt 5505 Blankenheim der geologischen Karte 1:25.000. - Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen Krefeld, 101 p.

Richter, D., 1985. Aachen und Umgebung, Nordeifel und Nordardennen mit Vorland. - Sammlung geologischer Führer, 48, Borntraeger Stuttgart, 302 p.

Rijks Geologische Dienst, 1984-1989: Geologische Kaart van Zuid-Limburg en omgeving 1:50.000 (drie kaarten: "Pré-Kwartair", "Oppervlaktekaart" en "Afzettingen van de Maas"), samengesteld door W.M. Felder en P.W. Bosch. Voorzien van goede dwarsdoorsneden en stratigrafische kolommen, en met een uitgebreid overzicht van interessante ontsluitingen in Zuid-Limburg en de aangrenzende delen van België en Duitsland.

Robaszynski, F. & Dupuis, C., 1983: Belgique. - Guides géologiques régionaux, Masson Paris, 204 p.

Rossa, H.G., 1987. Upper Cretaceous and Tertiary inversion tectonics in the western part of the Rhenish-Westphalian coal district (FRG) and in the Campine area (N. Belgium). - Ann. Soc. Géol. Belgique, 109: 367-410.

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.

Schröder, E., 1952. Die Trierer Bucht als Teilstück der Eifeler Nord-Süd-Zone. - Z.d.geol.Ges., 103: 209-215.

Schröder, E., 1955. Zur Paläogeographie des mittleren Buntsandsteins bei Mechernich/Eifel. - Geol. Jb., 69: 417-428.

Schumacker, R. & Noirfalise, A., 1979. Les Hautes Fagnes. - Ed. Féd. tourisme province de Liège et "Parc Naturel Hautes Fagnes-Eifel": 46 p.

Smolderen, A., 1987. Age range and origin of the limestone clasts of the Malmédy conglomerate (Permian, Ardennes, Belgium). - Bull. Soc. belge Géol., 96 (1): 55-80.

Stemans, Ph., 1989. Paléogéographie de l'Eodévonien ardennais et les régions limitrophes. - Ann. Soc. Géol. Belgique, 113 (1): 103-119.

Stemans, Ph., 1989. Etude palynostratigraphique du Dévonien inférieur dans l'Ouest de l'Europe. - Mém. Expl. cartes Géol. Min. Belgique, 27: 453 p.

Streel, M., 1959. Etude phytosociologique de la Fagne wallonne et de la Fagne de Clefay (structure et évolution des associations végétales à Sphaignes dans les Hautes-Fagnes de Belgique). - Acad. roy. Belgique, Cl. Sci., Mém. Coll. in 8°, 31 (1): 109 p.

Streel, M., & Bless, M.J.M., 1980. Occurrence and significance of reworked palynomorphs. - Meded. Rijks Geol. Dienst, 32 (10): 69-80.

Struve, W., 1961. Das Eifeler Korallen-Meer. - Aufschluss, Sonderh. 10: 81-107.

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 (1): 285-323.

Thorez, J., Streel, M., Bouckaert, J. & Bless, M.J.M., 1977. Stratigraphie et paléogéographie de la partie orientale du synclinorium de Dinant (Belgique) au Famennien supérieur: un modèle de bassin sédimentaire reconstitué par analyse pluridisciplinaire sédimentologique et micropaléontologique. - Meded. Rijks Geol. Dienst, N.S. 28 (2): 17-28.

Vanguetaine, M., 1974. Espèces zonales d'Acritarches du Cambro-Trémadocien de Belgique et de l'Ardenne française. - Rev. Palaeobot. Palynol., 18: 63-82.

Vanguetaine, M., 1979. Remaniements d'acritarches dans le Siegenien et l'Emsien (Dévonien inférieur) du synclinorium de Dinant (Belgique). - Ann. Soc. Géol. Belgique, 101: 243-267.

Vanguetaine, M., 1986. Progrès récents de la stratigraphie par acritarches du Cambro-Ordovicien d'Ardenne, d'Islande, d'Angleterre, du pays de Galles et de la Terre Neuve orientale. - Ann. Soc. Géol. Nord, 105 (2): 65-76.

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 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.

Walter, R., 1980. Lower Paleozoic paleogeography of the Brabant Massif and its adjoining areas. - Meded. Rijks Geol. Dienst, 32 (2): 14-25.

Ziegler, P.A., 1982. Geological Atlas of Western and Central Europe. - Shell Internationale Petroleum Mij., ISBN 0-444-42084-3: 130 p.

Ziegler, P.A., 1989. Evolution of Laurussia. - Kluwer Acad. Publ., ISBN 0-7923-0428-4: 102 p.

ONDER DE EUREGIO :

DE VERBINDING TUSSEN LANDSCHAP EN GEOLOGIE IN DE EUREGIO MAAS-RIJN

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

SAMENVATTING

1. DE BOVENKANT VAN DE EUREGIO (Fig. 1-6)

De Euregio Maas-Rijn bestaat uit de Duitse "Regio Aachen", het Nederlandse "Midden- en Zuid-Limburg" en het Belgische "Limburg" en de "Province de Liège". Deze Euregio is niet alleen een smeltkroes van volkeren, culturen en talen, zij is ook rijk bedeeld met delfstoffen, waaronder vuursteen, kalk en kalksteen, lood en zink, bruinkool en steenkool, zand en grind, en zelfs stofgoud. Het landschap is rijk geschakeerd : in het noorden het vlakke land van de Kempen en het Niederrheingebiet; in het centrum de met rivierdalen doorsneden hoogvlakten van de Hesbaye of Haspengouw, de Condroz, het Zuidlimburgs Mergelland en het Land van Herve; en in het zuiden de noordrand van Ardennen en Eifel met het unieke natuurgebied van de Hoge Venen. Het hoogteverschil van ongeveer 650 m binnen dit relatief kleine gebied bepaalt de grote variaties in het klimaat : een jaartemperatuur van 9.5°C en 700-800 mm neerslag per jaar in het noorden tegenover slechts 6.1°C en 1400 mm regen op de Hoge Venen. Zowel dit reliëf als de complexe samenstelling van de bodem zijn het resultaat van een geologische ontwikkeling van ettelijke honderden miljoenen jaren. Over die bodem en de daarbij horende geologische geschiedenis (de "onderkant van de Euregio") gaat dit boek. Uitgangspunt van onze verkenning vormt uiteraard het huidige landschap (de "bovenkant van de Euregio").

1.1. EUREGIO : HEUVELLAND/LAND VAN DALEN (Fig. 7-10)

De Euregio is allereerst een land van heuvels. Dit blijkt uit de vele "berg"/"burg"/"bourg"- en "mons"/"mont"-toponiemen. Toch verwijzen de meeste niet naar echte bergen of heuvels, maar zijn ze het resultaat van optisch bedrog. In werkelijkheid bestaat de Euregio uit een groot aantal relatief vlakke hoogvlakten of plateaus, die door diepe dalen en de daarbij behorende rivieren en beken doorsneden worden. Dit wordt geïllustreerd door de "dal"/"daal"/"thal"- en "val"/"vaux"-toponiemen.

1.2. EUREGIO : WATERLAND (Fig. 11-14)

De Euregio kan terecht een land van water genoemd worden vanwege de vele honderden rivieren, beken en beekjes, die hier doorheen stromen of hier zelfs hun oorsprong hebben. Dit komt niet alleen tot uiting in de vele plaatsnamen, die gekoppeld zijn aan de naam van een bekende rivier of beek (bijvoorbeeld de Maas, Geul, Gulp, Kyll, Geleen, Itter, Inde, Rur/Roer of Vicht), maar ook in de "beek"/"bach"-toponiemen. Naast zoveel water vinden we natuurlijk ook drassige, moerasachtige plaatsen, zoals de bekende "Hoge Venen" ("Hohes Venn", "Hautes Fagnes"), waar 1400 mm regen per jaar valt. Ook bestaan er talloze "broek"/"bruch"/"broich"- en "meer"/"maar"/"mar"/"moor"-toponiemen.

1.3. EUREGIO : LAND VAN BOS EN HEIDE (Fig. 15)

Oorspronkelijk moeten heide en bos vrijwel de hele Euregio bedekt hebben. We kunnen dit afleiden uit de "heide"/"hé"- en "bruyère"-toponiemen (vooral in de Kempen, Zuid-Limburg en het Land van Herve) en de "bos"/"bosch"/"busch"/"bois"-, "wald"/"forêt"- en "lo"-toponiemen.

1.4. DE EUREGIO MAAS-RIJN EN DE INVLOED VAN DE MENS (Fig. 16-34)

Practisch alle moderne bossen in de Euregio zijn door de mens aangeplant. Dit geldt ook voor de uitgestrekte naaldwouden in de Ardennen, de Eifel en op de Hoge Venen. Deze bossen bevinden zich vrijwel steeds op onvruchtbare bodems of op voor de landbouw moeilijk toegankelijke plaatsen (bijvoorbeeld de zogenaamde "hellingbossen"). Op de vruchtbare bodems werd het bos al vrij vroeg (vanaf ongeveer 5000 v.C.) omgehakt en afgebrand om er landbouwgrond voor in de plaats te krijgen. De grootschalige ontbossing begon met de komst van de Romeinen. Hierdoor verloor de Euregio in snel tempo zijn "groene huid" van eiken- en beukenbossen. Door de toename van de bevolkingsdruk in de Karolingische tijd werden tenslotte ook veel bossen geroid in het oostelijke deel van de Euregio. Deze laatste fase van de ontbossing is vastgelegd in de "laar"/"sart"/"rode"/"rade"/"raedt"/"rath"/"roth"- en "rooi"-toponiemen. Van nog recentere datum zijn de "haag"/"hagen"/"hage"/"hay-e"/"faye"-toponiemen, die de herinrichting van het landschap door de mens illustreren. Door de herbebossing en het in percelen rangschikken van geïmporteerde cultuurgewassen (onder andere graansoorten, erwten, linzen, Tamme Kastanje en Walnoot) werd de oorspronkelijke "groene huid" van de Euregio langzamerhand vervangen door een bonte "lappendeken", waarbij ook allerlei immigranten vanuit Midden- en Zuid-Europa het hier verstoorte milieu konden binnen dringen. Tot deze laatste categorie behoren niet alleen zeldzame orchideeën, maar ook het op veel plaatsen voorkomende Vingerhoedskruid ("Digitalis").

Natuurlijk zijn de veranderingen in het landschap niet alleen veroorzaakt door de boeren. In het kielzog van de eerste landbouwers kwamen de neolitische mijnwerkers, die op grote schaal vuursteen dolven, hetgeen tot lokale veranderingen in het milieu leidde. Rond het begin van onze jaartelling begon vervolgens de ertsmijnbouw, die Plinius beschrijft in zijn "Naturalis historia". Deze lood-zinkwinning gaf aanleiding tot een hele aparte "zinkflora", die steeds verbonden is aan hoge concentraties zware metalen in de bodem. De invloed van de mens op het landschap heeft zich niet beperkt tot de groene huid van dit gebied. De grindwinning heeft grote waterplassen gecreëerd langs de Maas tussen Eijsden en Roermond. Zelfs het reliëf werd soms grondig gewijzigd. Zo werd de Pietersberg ten zuiden van Maastricht letterlijk in tweeën gesneden door het Albertkanaal. Steenbergen in het landschap herinneren aan de vaak al stilgelegde steenkoolmijnen. Maar het grootste door de mens gemaakte hoogteverschil vinden we langs de autoweg tussen Aken en Mönchengladbach, waar de 200 m hoge en 5 km brede "Sophiënhöhe" sinds 1978 is opgeworpen naast de bruinkoolgroeve "Hambach", die uiteindelijk 470 m diep zal worden. Dit kunstmatige hoogteverschil is groter dan dat tussen Roermond in het noorden van de Euregio en Botrange op de Hoge Venen !

2. DE ONDERKANT VAN DE EUREGIO : GATEN IN DE LAPPENDEKEN

De "lappendeken", die de Euregio als een tweede huid bedekt, bestaat uit heide, bos en akkers, wegen, beken en rivieren, dorpen en steden. Als we een indruk willen krijgen van de bodem daaronder, de "onderkant van de Euregio", zijn we afhankelijk van gaten in die lappendeken. Heel veel gaten zijn door de mens gemaakt : zand-, grind-, kalk- en steengroeven, onderaardse gangenstelsels in de kalklagen, gangen en schachten van steenkool- en ertsmijnen, bouwputten voor huizen en wegen, grondboringen voor water, etc. Maar sommige gaten ("ontsluitingen") heeft de Natuur zelf gecreëerd door erosie, zoals de rotsen langs een dalwand. Dankzij deze gaten in de lappendeken kunnen we het verband ontdekken tussen de "bovenkant" (landschap, reliëf, vegetatie) en de "onderkant" (de geologische opbouw van de ondergrond) van de Euregio, en zo de geologische geschiedenis van dit gebied achterhalen.

2.1. TERTIAIR EN KWARTAIR (Fig. 35-41)

In de laagst gelegen gebieden (beneden de 100 m NAP) van de Kempen, het land van Herk en Demer (tussen Genk en Tongeren), Midden-Limburg (tussen Sittard en Roermond) en het Niederrheingebied (ten noorden van Aken) vinden we een naar het noorden snel in dikte toenemend pakket sedimenten uit het Tertiair en Kwartair. Deze bestaan voornamelijk uit zand, grind en klei met wat bruinkool- en veenlagen. Deze sedimenten dagzomen onder andere in de bruinkoolgroeven van het Niederrheingebied. De grote en diepe waterplassen langs de Maas tussen Maaseik en Roermond illustreren niet alleen de dikte, maar ook het economisch belang van de hier afgegraven grindlagen uit het Pleistoceen. Zand en grind uit het Pleistoceen worden ook ontgonnen in de

Kempen. Sedimenten uit het Tertiair dagzomen ook in het gebied van Herk en Demer, en in het noordoosten van Zuid-Limburg rond Brunssum. De belangrijkste bosgebieden zijn beperkt tot de onvruchtbare bodems van grofkorrelig zand en grind uit het Pleistoceen en Boven-Tertiair.

2.2. KRIJFT (Fig. 42-75)

Verder naar het zuiden (noordrand van de Haspengouw, Zuid-Limburg ten zuiden van de lijn Valkenburg a/d Geul-Heerlen, omgeving Aken, noordelijk deel van Plateau van Herve) treffen we Krijtlagen aan, al dan niet onder een relatief dunne bedekking van zand, grind en löss uit het Tertiair en Kwartair. De oudste Krijt afzettingen (Klei van Hergenrath en Akens Zand) komen in de omgeving van Aken en in het Land van Herve aan de oppervlakte. De afzettingen van Vaals (fijn zand en silt) dagzomen onder andere bij Vaals en ten oosten van Teuven. Het contact met de daarop liggende Gulpen Kalk (waarvan de basis gevormd wordt door het fijnkorrelige "schrijfkrijt" of "witte krijt van Zeven Wegen") is te zien in kleine ontsluitingen ten oosten van Teuven en bij het viaduct van Halembaye. De Gulpen Kalk (met bovenin steeds frequenter voorkomende vuursteenbanken) is goed ontsloten ten zuiden van Maastricht (Sluis van Lanaye, Halembaye/Haccourt). Maar de oudste door de mens gemaakte ontsluitingen in de Gulpen Kalk vormen de 5000 jaar oude vuursteenmijnen bij Rijckholt. Ook de jongste Krijt afzettingen (Maastricht Kalk) komen op veel plaatsen aan de oppervlakte, bijvoorbeeld in de groeve "ENCI" bij Maastricht (de "type-localiteit" van het Maastrichtien) en in de groeve "Nekami" bij 't Rooth. De grote attractie voor de toeristen vormen de onderaardse gangenstelsels in de kalklagen bij Maastricht, Valkenburg a/d Geul en Zichen-Zussen-Bolder. Overigens bestaan ook de oudste sedimenten uit het Tertiair (Dano-Montien) uit kalk. De belangrijkste bossen zijn beperkt tot de moeilijk toegankelijke dalhellingen en de onvruchtbare bodems van het vuursteeneluvium dat overbleef nadat de kalk vrijwel helemaal was opgelost.

2.3. DEVOON EN CARBOON VAN VISE EN IN DE DALEN VAN DE BERWINNE, GEUL EN WURM (Fig. 76-78)

Veel oudere gesteenten dagzomen verder naar het zuiden, bijvoorbeeld bij Visé langs de Maas, en in de dalen van de Berwinne, de Geul en de Worm. Deze gesteenten stammen uit het Devoon en Carboon. De kalksteengroeven ten zuiden van Visé langs de autoweg Maastricht-Luik vormen het typegebied voor het Viséen. Op de overgang van het Devoon naar het Carboon lag hier een eiland, dat pas in de loop van het Viséen onder water verdween. De bij Visé ontsloten kalksteenlagen uit het Viséen ontbreken 10 km verder naar het oosten bij Val-Dieu in het dal van de Berwinne, waar schalies uit het Namurien onmiddellijk op de zandsteen uit het Boven-Devoon (Boven-Famennien) liggen. Ook dit gebied moet dus een eiland gevormd hebben in de Dinantien-zee. In het Geuldal ten zuiden van Epen vinden we schalie, zandsteen en kwartsiet uit het Namurien (Boven-Carboon) in de Heimansgroeve en de Cottesser Groeve. Dit zijn de enige plaatsen in Nederland waar we zulke oude gesteenten aan de oppervlakte kunnen zien. Verderop naar het zuiden dagzomen kalksteen uit het Dinantien bij Plombières/Bleiberg en zandsteen uit het Famennien (Boven-Devoon) bij de spoorbrug van Moresnet. De ontsluitingen van schalie, zandsteen en steenkool uit het Westphalien (Boven-Carboon) in het dal van de Worm of Wurm (tussen Kohlscheid en Kerkrade) hebben vooral een historische betekenis, omdat hier mogelijk al in de late Middeleeuwen, maar in ieder geval vanaf de veertiende eeuw, steenkool werd gewonnen. Dit gebeurde aanvankelijk in open groeven, vervolgens in horizontaal in de dalwand gedreven galerijen ("Stollen") en tenslotte via schachten (de steenkoolmijnen). Bij Bardenberg zijn nog enkele steenkoolslagjes te zien.

2.4. SILUUR IN HET DAL VAN DE MEHAIGNE (Fig. 79-89)

De gesteenten uit het Siluur in het dal van de Méhaigne (onder andere vulkanische tufsteen in Fallais en fylliet in Fumal) verdienen speciale aandacht, omdat ze ons een blik gunnen op het "Massief van Brabant" (ook "Massief van Londen-Brabant" genoemd), dat zich samen met het "Massief van Wales" uitstrekt van ZO-Ierland tot in de omgeving van Maastricht. Deze "massieven" bestaan uit zeer oude paleozoïsche gesteenten uit het Cambrium, Ordovicium en Siluur.

Onder invloed van de zich ook toen al verschuivende oercontinenten ("platentectoniek") werd dit gebied op de overgang van het Siluur naar het Devoon geplooid en opgeheven tot een klein gebergte ("Caledonische

orogeenese"), waarvan de hoogste toppen (in Wales en Midden-Engeland) buiten bereik bleven van de daarna weer opdringende zee gedurende het Devoon en Carboon. Dit gebergte vormde in feite een kleine zijtak van het Caledonische gebergte, dat zich uitstreckte van Ierland tot in Noorwegen en van het noordoosten van de USA tot in Oost-Groenland. Dit gebergte ontstond toen de platen van Noord-Amerika/Groenland ("Laurentia") en Noord-Europa ("Fennosarmatia" of "Fennoscandia") op elkaar botsten en samensmolten tot het "Old Red Continent". Iets verder naar het zuiden in het dal van de Méhaigne vinden we overigens ook gesteenten uit het jongere Paleozoïcum. Onder andere bij Moha wordt de kalksteen uit het Dinantien gewonnen in grote steengroeven, voornamelijk ten behoeve van de cementindustrie.

2.5. DEVOON EN CARBOON TEN ZUIDOOSTEN VAN AKEN (Fig. 90-99)

Drie ontsluitingen zijn geselecteerd : het Midden-/Boven-Devoon in Walheim, de overgang van Devoon naar Carboon tussen Kornelimünster en Venwegen, en het Boven-Carboon in Stolberg. In de oude steengroeve van de "Walheimer Kalkwerke" te Walheim zijn steilstaande kalksteenlagen uit het Givetien en Frasnien ontsloten. De ritmische opeenvolging van concentraties van, respectievelijk, takvormige en bolvormige kolonies van stromatoporen en zéér fijnkorrelige, vrijwel fossielloze kalksteen duidt op een ritmisch dieper en ondieper wordende (soms zelfs droogvallende) zee tijdens het Frasnien. De gerestaureerde kalkovens bij Walheim en Hahn illustreren overigens de economische betekenis van de kalksteenwinning tot aan het einde van de jaren vijftig. De ontsluitingen langs de weg van Kornelimünster naar Venwegen laten de overgang zien van het Devoon naar het Carboon : glimmerrijke zandsteen met brachiopoden en visresten uit het Famennien, een afwisseling van fossielrijke kalksteenbanken en mergelige schalie uit het Strunien (met koralen, de jongste stromatoporen, trilobieten, zeelelies, ostracoden, foraminiferen en conodonten), en tenslotte dolomiet uit het Tournaisien. In Stolberg komen steilstaande gesteenten uit het Namurien aan de oppervlakte. Ze bestaan uit een kwartsietische wortelbank, een dun koollaagje, schalie en zandsteen met conglomeraten. Deze sedimenten illustreren een vroege fase van de opheffing en de daarop volgende erosie van de Ardennen en de Eifel, die hun voorlopig hoogtepunt zouden bereiken tijdens het Boven-Westphalien. De erosie van dit gebied zou overigens nog doorgaan tot in het Perm en het Trias.

2.6. BOVEN-DEVOON VAN BAELEN (Fig. 100-101)

Vlakbij Limbourg is de "Marbre rouge de Baelen" ontsloten tussen Goé en Baelen. Deze kalksteen uit het vroege Boven-Famennien bestaat voor een groot deel uit een opeenhoping van de resten van zeelelies, die hier samen met kalklagen en sponzen rifachtige heuvels op de zeebodem vormden ("mud mounds") van 100 tot 200 m hoogte en met een doorsnede van enkele kilometers. Deze mud mounds zijn uniek voor het Boven-Famennien.

2.7. DEVOON EN CARBOON LANGS AMBLEVE EN OURTHE (Fig. 102-115)

Uit het snel kleiner wordend aantal ontsluitingen in de dalen van de Amblève en de Ourthe is een selectie gemaakt, die begint in het kleine dal van de Ninglinspo bij Nonceveux. Daar rust het ter plaatse zéér grofkorrelige basisconglomeraat uit het Onder-Devoon direct op fylleten uit het Revinien (Cambrium) langs de noordwestelijke flank van het Massief van Stavelot. Het in noordelijke richting jonger wordende basisconglomeraat illustreert de langzame opmars van de mariene transgressie over de zuidelijke en zuidoostelijke uitlopers van het Massief van Brabant tijdens het Onder-Devoon. De rode kleur van veel sedimenten uit die periode is kenmerkend voor de erosieproducten, die van het "Old Red Continent" afkomstig zijn. Verderop langs de Amblève vinden we tussen Remouchamps en Aywaille een hele rij deels verlaten steengroeven, waarin gesteenten uit het Midden- en Boven-Devoon voorkomen. In de enorme groeve "Belle-Roche" ten oosten van Comblain-au-Pont ontgint men de kalkstenen uit het Dinantien. Even ten zuiden van Comblain-au-Pont zijn zandstenen en schalies uit het Boven-Famennien ontsloten in de verlaten groeve "Bon-Mariage", die via een voetpad langs de Ourthe bereikt kan worden. Eveneens bij Comblain-au-Pont zien we verticaal staande kalksteenlagen uit het Viséen. Deze opmerkelijke rotspartij staat bekend als "Les Tartines" (de "sandwiches"). Een van de bekendste ontsluitingen in het dal van de Ourthe ligt achter het station van Rivage ten noorden van Comblain-au-Pont. De steilstaande gesteenten stammen uit het jongste Boven-Devoon (Boven-Famennien en Strunien) en het Onder-Dinantien (Tournaisien). De verandering in de fossielinhoud op de hier door een onderbreking in de sedimentatie gemarkeerde grens tussen het Devoon en Carboon hangt waarschijnlijk samen

met het begin van een wereldwijde ("eustatische") zeespiegelstijging aan het begin van het Carboon. Iets verder naar het noorden ligt de groeve "Chartier" (met een goed bewaarde kalkoven), waar de bekende "petit granit" werd gewonnen. Deze kalksteen uit het Boven-Tournaisien bestaat voor het grootste deel uit de resten van zeelelies. We eindigen dit overzicht van het Devoon en Carboon in het dal van de Ourthe met de zandstenen en schalies uit het Boven-Famennien, die in de deels onder water gelopen steengroeve "La Gombe" ten zuiden van Evieux/Esneux zichtbaar zijn.

2.8. HOGE VENEN : KWARTAIR (Fig. 116-120)

De ondergrond van de Hoge Venen bestaat uit kwartsieten en fyllieten uit het Cambrium en Ordovicium. Hierop ontwikkelde zich sinds het jongste Pleistoceen (Alleröd) het hoogveen, dat in de vorige eeuw vrijwel het hele gebied boven de 600 m NAP bedekt. Deze veenvorming werd onderbroken tijdens de koude fase van het "Jonge Dryas", toen zich hier de zogenaamde "palsas" ontwikkelden (ringvormige tot elliptische dijken van verweringsleem). Veranderingen in het klimaat en de vegetatie sinds de laatste ijstijd worden weerspiegeld in de wisselende samenstelling van het hoogveen. De thans op de Hoge Venen aanwezige naaldbossen (vooral sparren) werden hier pas in de laatste 100-150 jaar aangeplant ten behoeve van de mijnindustrie (stouthout). Tegenwoordig wordt het hoogveen steeds verder teruggedrongen door grassen, zoals het "Pijpestrootje" ("Molinia"). De ontwikkeling van het hoogveen illustreert de relatieve snelheid, waarmee geologische processen zoals klimaatsveranderingen en veranderingen in de flora kunnen verlopen.

2.9. HOGE VENEN : CAMBRIUM EN ORDOVICIUM (Fig. 121-128)

Het totale gesteentepakket uit het Cambrium en Ordovicium in de Hoge Venen (of beter gezegd het "Massief van Stavelot") is waarschijnlijk meer dan drie-en-een-halve kilometer dik. De mariene afzettingen bestaan in hoofdzaak uit kwartsiet en fylliet. Goede ontsluitingen in deze soms sterk gebroken en geplooid gesteenten vinden we onder andere in het dal van de Bayehon bij Ovipat, langs de weg tussen Xhoffraix en Longfaye, rond de Wehesee tussen Schevenhütte en Kleinhaus, en in de buurt van Stoumont. Voor de datering van deze gesteenten gebruikt men de daarin voorkomende microfossielen behorende tot de uitgestorven groep der "acritarchen". Voor de datering van de sedimenten uit het Ordovicium zijn de graptolieten belangrijk.

2.10. ONDER-DEVOON VAN ARDENNEN EN NORD-EIFEL (Fig. 129-130)

Het gebied ten zuiden van de Hoge Venen (Ardennen in België, Nord-Eifel in Duitsland) wordt gekenmerkt door een monotone openvolging van zandsteen en schalie uit het Onder-Devoon. De totale dikte van deze in het "Synclinorium van Neufchâteau" gelegen afzettingen worden geschat op ruim 5000 m. De afzettingen bestaan in het noordwestelijke deel van dit gebied vooral uit conglomeraten en grofkorrelige zandsteen, terwijl in het zuidoosten fijnkorrelige zandsteen en schalie domineren. Bij de datering van deze afzettingen blijken plantesporen een goed hulpmiddel. De uitgestrekte bosgebieden in de Ardennen en Nord-Eifel illustreren de onvruchtbaarheid van de bodem. Goede ontsluitingen zijn relatief zeldzaam. Voorbeelden hiervan zijn de steengroeven "Schauss" bij Gdumont en "Carrières de la Warchenne" bij Arimont, waar men kwartsietische zandstenen exploiteert uit het Onder-Devoon, die in sommige lagen veel brachiopoden en koralen bevatten.

2.11. MIDDEN-DEVOON VAN DE NORD-EIFEL (Fig. 131-136)

In het uiterste zuidoosten van de Euregio komen gesteenten uit het Midden-Devoon aan de oppervlakte in de "Eifelkalkmulden", tectonische depressies of "synclines" die samen het "Synclinorium van de Eifel" vormen. Dit Synclinorium van de Eifel vormt de natuurlijke scheiding tussen de Belgische Ardennen (hier gebruikt als verzamelwoord voor de paleozoïsche gesteenten in de synclina van Namen, Dinant-Herve en Neufchâteau) in het westen en het Rhenisches Schiefergebirge (eveneens gekenmerkt door aan de oppervlakte tredende paleozoïsche gesteenten) in het oosten. De Eifelkalkmulden vormen het typegebied voor de gesteenten uit het "Eifelien" (vroeg Midden-Devoon). Er is een overvloed aan goed toegankelijke literatuur en geologische gidsen, die deels via de plaatselijke ADAC-toeristenbureaus verkrijgbaar zijn. Daarin wordt niet alleen aandacht besteed aan een grote hoeveelheid geologische ontsluitingen (bijvoorbeeld de "Antoniusbusch" bij Rohr, wegontsluitingen

bij Reetz en Ahrhütte, de verlaten groeve "Mühlenberg" bij Lommersdorf), maar ook aan industrieel-archeologische monumenten, zoals de kleine kalkoven bij Lindweiler.

2.12. PERM - TRIAS - JURA (Fig. 137-143)

Tijdens het Perm en Trias overheerste een warm-droog woestijnklimaat in de Euregio Maas-Rijn. Dit bevorderde de erosie van de tijdens de Varistische gebergtevorming opgeheven gebieden van onder andere de Ardennen, de Eifel en het Massief van Brabant. De meeste erosieproducten werden uiteindelijk afgevoerd naar het noorden, waar de sedimentatie van zand en klei herhaaldelijk onderbroken werd door mariene kalkafzettingen en zoutlagen, die zich vormden in een regelmatig droogvallende zee. Tijdens het Boven-Perm lag de zuidelijke kustlijn van deze zee in het noorden van de Euregio (noordelijke Kempen), zoals uit boringen kan worden afgeleid. Resten van het continentale gebergtepuin vinden we in de vorm van conglomeraten in de omgeving van Malmédy ten zuiden van de Hoge Venen. Rode conglomeraten, zandstenen en schalies uit het Onder-Trias ("Bundsandstein") komen in de Nord-Eifel aan de oppervlakte (onder andere bij Kall). Tijdens het Midden-Trias ("Muschelkalk") en Boven-Trias ("Keuper") kon de zee tot in de Nord-Eifel doordringen. Goede ontsluitingen uit het Midden-Trias vinden we bij Bürvenich. In deze plaats heeft men bij graafwerkzaamheden ook een keer sedimenten uit het Jura aangetroffen, die hier onder een dunne bedekking van Tertiair en Kwartair liggen. Elders in de Euregio zijn sedimenten uit het Jura alleen bekend uit diepboringen (bijvoorbeeld in de omgeving van Neeroeteren en Molenbeersel) in de noordoostelijke Kempen.

3. DE EUREGIO MAAS-RIJN IN BEWEGING (Fig. 144-145)

De hierboven beschreven ontsluitingen (de gaten in de lappendeken, die de Euregio bedekt) illustreren niet alleen de opbouw van de ondergrond, maar ze getuigen ook van de voortdurende onrust van de bodem sinds het Paleozoïcum. We noemen hier het vulkanisme in het dal van de Méhaigne (Massief van Brabant) tijdens het Siluur, toen het Massief van Stavelot in het zuidoosten van de Euregio werd opgeheven onder invloed van de Vroeg-Caledonische gebergtevorming. Door de Laat-Caledonische gebergtevorming op het einde van het Siluur werd het gebied van het Massief van Brabant opgeheven en daalde de bodem van het Massief van Stavelot en omgeving. En vervolgens zorgde de Varistische gebergtevorming tijdens het Carboon nogmaals voor een omkering van het reliëf, waarbij het zuidoostelijke deel van de Euregio opnieuw omhoog kwam en het noordwestelijke deel daalde. Het beurtelings op- en neergaan van deze gebieden doet denken aan de beweging van een balans, waarbij men de gewichten op gezette tijden verplaatst van de ene schaal naar de andere. Pas op het einde van de Varistische gebergtevorming kwam de ondergrond hier min of meer tot rust.

3.1. HET KRIJGT OP DE HOGE VENEN (Fig. 146-156)

Maar ook in de periode na het Paleozoïcum is de ondergrond van de Euregio regelmatig in beweging geweest. De overblijfselen van mariene sedimenten uit het Boven-Krijt op de Hoge Venen bewijzen dit. Hoewel de oorspronkelijk grotendeels uit kalk bestaande afzettingen vrijwel helemaal zijn opgelost aan het begin van het Tertiair, vinden we op een aantal plaatsen (bijvoorbeeld bij Cronchamps, Baronhé, Hockai, Trois Hêtres, Belev, Mont Rigi, het "Kruis der Verloofden" en Botrange) het onoplosbaar residu, bestaande uit het basisconglomeraat met daarop een fossielrijke verweringsleem met vuurstenen. Onderzoek heeft aangetoond, dat hierin dezelfde opeenvolging van fossielen (met name foraminiferen en ostracoden) voorkomt, zoals we die ook kennen in de omgeving van Maastricht en Halembye/Haccourt, althans in de ontsluitingen van Baronhé en Hockai, die op ongeveer 550 m boven zeeniveau liggen. In het op 610 m boven zeeniveau liggende Trois Hêtres ontbreken namelijk de afzettingen uit het Onder-Campanien en het vroege Boven-Campanien, zodat we aan moeten nemen, dat de mariene transgressie deze plaats pas tijdens het late Boven-Campanien overspoelde. Op de nog hoger gelegen plaatsen, zoals Belev en Mont Rigi, die boven de 650 m NAP liggen, kwam de zee pas tijdens het Maastrichtien. Uit deze gegevens zijn drie dingen af te leiden. De basis van de Hoge Venen, die nu op ongeveer 550 m hoogte ligt, moet samen met het gebied rond Maastricht en Halembye/Haccourt deel hebben uitgemaakt van een peneplain van paleozoïsche gesteenten, die aan het begin van het Campanien overspoeld werd door de Krijtzee. Hierop werden tijdens het Campanien en Maastrichtien mariene sedimenten afgezet, zoals we die kennen in de omgeving van Maastricht en Halembye/Haccourt. De Hoge Venen moeten aan het begin van het Campanien als een 100-150 m hoge bult of "monadnock" boven deze peneplain hebben uitgestoken en vormden

tot aan het begin van het Boven-Maastrichtien een steeds kleiner wordend eiland in de langzaam opdringende Krijtzee. Het huidige verschil in hoogte van de basis van de Krijt afzettingen bij Maastricht en aan de basis van de Hoge Venen bij Hockai is uitsluitend te verklaren door de kanteling van deze oude peneplain tijdens het Tertiair en Kwartair. Omdat de zee de Hoge Venen nogmaals overspoelde tijdens het Oligoceen, is deze kanteling waarschijnlijk pas daarna begonnen. Omdat de zuidwestelijke kustlijn van de Hoge Venen tijdens het Campanien en Maastrichtien samenviel met nu nog actieve breuken (Breuk van Baelen en Breuk van Hockai) mogen we aannemen, dat deze breuken toen al bestonden. Dat betekent dat de bodem onder de Hoge Venen al tenminste sinds het vroege Campanien ofwel al méér dan 80 miljoen jaar in beweging is.

3.2. DE ROERDALSLENK (Fig. 157-161)

De onrust van de bodem onder de Hoge Venen sinds het Boven-Krijt en de kantelbeweging van de vroegere peneplain ten noordwesten ervan (Plateau van Herve, Zuid-Limburg, Kempen) sinds het Oligoceen staan uiteraard niet op zichzelf. Ook elders in de Euregio Maas-Rijn blijft de ondergrond onrustig. Dit illustreert de aardshok in de buurt van Luik op 8 november 1983. Maar de meeste en de zwaarste aardshokken in de Euregio treden op langs de breuklijnen van de Roerdalslenk, een vanaf het Midden-Oligoceen snel dalend gebied dat vanaf Euskirchen in het zuidoosten tot voorbij de lijn Eindhoven-'s-Hertogenbosch in het noordwesten te vervolgen is. Ook tijdens het Perm, Trias, Jura en Onder-Krijt daalde de ondergrond van de Roerdalslenk. Maar als gevolg van tectonische inversie kwam dit gebied juist omhoog tijdens het Boven-Krijt en Onder-Tertiair, toen de ondergrond van de Kempen, Zuid-Limburg, het Plateau van Herve en de Hoge Venen tijdelijk aan daling onderhevig was. Deze voorbeelden tonen aan, dat er altijd wel een plek was, waar de ondergrond van de Euregio Maas-Rijn in beweging was gedurende de afgelopen 500 miljoen jaar. Deze voortdurend wisselende bodembewegingen hebben niet alleen de verdeling van de sedimenten en delfstoffen in de Euregio bepaald, maar ook de verschillen in reliëf en daardoor de verschillen in klimaat, en zelfs de verschillen in de vruchtbaarheid van de bodem en daardoor uiteindelijk de lokale kleurverschillen in de lappendeken, die thans de Euregio bedekt.

SOUS LA SURFACE DE L'EUREGION :

LA RELATION ENTRE LE PAYSAGE ET LA GEOLOGIE DE L'EUREGION MEUSE-RHIN

Par Martin J.M. BLESS & Cristina FERNANDEZ NARVAIZA

RESUME

1. LA SURFACE DE L'EUREGION (Fig. 1-6)

L'Eurégion Meuse-Rhin comprend le "Regio Aachen" allemand, le Limbourg central et méridional hollandais et les provinces belges du Limbourg et de Liège. Cet Eurégion est un amalgame de nations, de cultures et de langues. Elle est aussi gratifiée d'une opulence de ressources naturelles telles que le silex, la craie et le calcaire, le plomb et le zinc, le lignite et le charbon, le sable et le gravier, et même de la poussière d'or. Le paysage est étonnamment varié: les plaines de la Campine et du Bas-Rhin dans le nord; les plateaux de la Hesbaye, du Condroz, du district crayeux du sud-Limbourg et du district de Herve au centre, tous disséqués par des vallées et des ravins profonds; et finalement le flanc nord de l'Ardenne et de l'Eifel dans le sud, avec la réserve naturelle unique des Hautes-Fagnes (tourbières hautes). La variation d'environ 650 m en altitude dans les limites d'une région relativement petite a provoqué des différences de climat considérables: une température annuelle de 9,5°C et des précipitations de 700-800 mm par an dans le nord contrastent avec les 6.1°C et les 1400 mm de pluie dans les Hautes-Fagnes. Le relief et la composition complexe du sous-sol sont tous deux le résultat d'une évolution géologique qui a duré plus de cinq cent millions d'années. Ce livre met en lumière quelques aspects du sous-sol et son histoire géologique (sous la surface de l'Eurégion). Naturellement, le paysage actuel (la surface de l'Eurégion) constitue notre point de départ.

1.1. L'EUREGION: PAYS DE COLLINES/PAYS DE VALLONS (Fig. 7-10)

Avant tout, l'Eurégion est un pays de collines. Les nombreux toponymes avec "berg"/"burg"/"bourg" et "mons"/"mont" ("collines" ou "montagnes") en font foi. La plupart cependant ne se réfèrent pas à de véritables collines ou montagnes. Ils sont le résultat d'une illusion d'optique. En réalité, l'Eurégion consiste en un grand nombre de plaines aplaties et de plateaux, disséqués par des vallées profondes et leurs rivières et ruisseaux correspondants. On peut le déduire du nom des localités avec "dal"/"daal"/"thal" et "val"/"vau" ("vallée" ou "vallon").

1.2. L'EUREGION: PAYS DE L'EAU (Fig. 11-14)

L'Eurégion est en effet un pays de l'eau par les centaines de rivières, ruisseaux et ruisselets, qui traversent cette région ou même en sont issus. De nombreux noms de localités sont liés aux noms de rivières ou de ruisseaux bien connus (par exemple Meuse ou Maas, Gueule ou Geul, Gulp, Kyll, Geleen, Itter, Inde, Rur ou Roer, et Vicht). Et il y a, naturellement, les nombreux toponymes avec "beek"/"bach" (ruisseau). Avec toute cette eau, il devait y avoir aussi des tourbières et des marais, tels que les Hautes-Fagnes renommées avec leurs précipitations annuelles de 1400 mm. Et il y a beaucoup de toponymes avec "broek"/"bruch"/"broich" ou "maar"/"meer"/"mar"/"moor" ("marais" ou "pays humide").

1.3. L'EUREGION: PAYS DE BOIS ET DE LANDES (Fig. 15)

Bois et landes ont dû couvrir pratiquement l'entièreté de l'Eurégion, il y a longtemps. On peut le déduire des toponymes "heide"/"hé" et "bruyère" ("lande") (notamment en Campine, dans le Limbourg méridional et le plateau de Herve) et "bosch"/"bos"/"busch"/"bois"/"wald"/"forêt" et "lo" ("bois" et "forêt").

1.4. L'EUREGION ET L'IMPACT DE L'HOMME (Fig. 16-34)

Pratiquement tous les bois d'aujourd'hui dans l'Eurégion ont été plantés par l'Homme. C'est vrai aussi pour les forêts de pins et d'épicéas de l'Ardenne, de l'Eifel et des Hautes-Fagnes. Ces bois sont localisés de préférence sur des sols peu fertiles ou aux endroits difficilement accessibles pour les cultures (par exemple, les bois escarpés sur les fortes pentes des vallées). Depuis 5000 B.C. des champs ont été aménagés pour l'agriculture en abattant et en brûlant les bois sur les sols les plus fertiles. La déforestation à grande échelle a commencé avec l'arrivée des Romains qui ont dépouillé rapidement l'Eurégion de son "habit vert" de bois de chênes et de hêtres. Le déssouchement massif des bois dans la partie orientale de l'Eurégion depuis le début de la période carolingienne fut intimement lié à la pression exercée par une population en croissance. Cette dernière phase de déforestation est enregistrée dans les noms de localité avec "laar"/"sart"/"rode"/"rade"/"raedt"/"rath"/"roth"/"rooi" ("déraciné"). Les toponymes plus récents avec "haag"/"hagen"/"hage"/"haye"/"faye" ("haie" ou "haies") illustrent la transformation et le remodelage du paysage par l'Homme.

Les méthodes de reforestation et d'arrangement des cultures importées (par exemple, les céréales, les pois, les lentilles, les chataignes et les noix) en lots et champs ont conduit à remplacer graduellement l'"habit vert" de l'Eurégion par une couverture en mosaïque très colorée. Cet environnement complètement perturbé a facilité l'immigration de toutes sortes de plantes et d'animaux venant du centre et du sud de l'Europe et parmi eux non seulement de rares espèces d'orchidées mais aussi la Digitale ("Digitalis"), localement commune.

Naturellement, l'agriculture ne peut pas être tenue responsable de tous les changements du paysage. Tout de suite après les premiers agriculteurs sont venus les mineurs néolithiques qui ont extrait le silex sur une si grande échelle que cela a provoqué aussi des changements dans l'environnement local. Dans son "Naturalis Historia" Plinie a décrit l'extraction des minerais au début de notre ère. L'extraction du plomb et du zinc a donné naissance à la "flore du zinc" si particulière qui prospère seulement sur les sols à très fortes concentrations en métaux lourds. L'impact de l'Homme sur le paysage ne fut pas limité au changement de la couleur de l'"habit vert". L'extraction de graviers a créé un grand nombre de lacs artificiels le long de la Meuse entre Eijsden et Roermond. De même le relief du paysage a été considérablement modifié dans quelques cas. Le Canal Albert a littéralement coupé en deux la "Montagne Saint Pierre" au sud de Maastricht. De grand monticules dans le paysage nous rappellent l'activité d'extraction du charbon largement abandonnée aujourd'hui dans cette région. Mais le plus imposant relief fait de la main de l'Homme peut être vu près de l'autoroute entre Aachen et Mönchengladbach, où en 1978 une colline haute de 200 m et large de 5 km (le "Sophiënhöhe") fut créée à côté d'une excavation de lignite qui doit atteindre une profondeur de 470 m. Cette différence artificielle d'altitude de 670 m excède la différence naturelle d'altitude entre Roermond au bord nord de l'Eurégion et Botrange dans les Hautes-Fagnes.

2. SOUS LA SURFACE DE L'EUREGION: DES TROUS DANS LA COUVERTURE EN MOSAÏQUE

La couverture en mosaïque qui couvre l'Eurégion comme une seconde peau, consiste en landes, forêts et champs, routes, ruisseaux et rivières, villages et cités. Nous dépendons de trous dans cette couverture, si nous voulons regarder son sous-sol, "sous la surface de l'Eurégion". Beaucoup de ces trous sont faits par l'Homme: carrières pour le sable et le gravier, la craie et le calcaire, extractions souterraines dans la craie, tunnels et puits des mines de charbon et de minerais, excavations pour les constructions et les routes, forages pour l'eau, et ainsi de suite. Mais d'autres trous (ou affleurements) ont une origine naturelle: les rochers dans une vallée qui ont résisté à l'érosion. Ces trous dans la couverture nous aident à trouver le lien entre la "surface" (paysage, relief, végétation) et la "subsurface" (la composition géologique du sous-sol) de l'Eurégion. Et ceci, à son tour, nous permet de mettre en évidence son histoire géologique.

2.1. LE TERTIAIRE ET LE QUATERNAIRE (Fig. 35-41)

Les bas-pays (en dessous de 100 m d'altitude) de la Campine avec les vallées de la Herk et du Demer (entre Genk et Tongeren) du Limbourg central (entre Sittard et Roermond) et du Bas-Rhin, au nord d'Aachen, possèdent une couverture de sédiments tertiaires et quaternaires qui s'accroît rapidement en épaisseur vers le nord. Les dépôts consistent en sable, gravier et argile avec quelques intercalations de tourbe et de lignite. Ces sédiments peuvent être étudiés par exemple dans les excavations de lignite du District du Bas-Rhin. Les grands étangs profonds le long de la Meuse entre Maaseik et Roermond témoignent à la fois de l'épaisseur et de l'importance économique des dépôts de graviers pléistocènes qui ont été exploités ici. Les sables et graviers pléistocènes sont aussi exploités en Campine. Les dépôts tertiaires affleurent non seulement dans le District du Bas-Rhin mais aussi dans les vallées de la Herk et du Demer, et aussi dans la partie nord-orientale du Limbourg méridional autour de Brunssum. Les bois les plus importants occupent les sols non-fertiles développés sur les sables grossiers et les graviers du Pleistocène et du Tertiaire supérieur.

2.2. CRETACE (Fig. 42-75)

Les dépôts crétacés apparaissent plus au sud dans le nord de la Hesbaye, le sud du Limbourg (au sud d'une ligne Valkenburg a/d Geul-Heerlen), autour d'Aachen et dans le nord du plateau de Herve. D'habitude, les sédiments sont visibles sous une mince couverture de sables tertiaires et de graviers et limons pléistocènes. Les dépôts crétacés les plus anciens (l'Argile d'Hergenrath et les Sables d'Aachen) affleurent dans les environs d'Aachen et de Herve. La Formation de Vaals (sable fin et silt) affleure par exemple près de Vaals et à l'est de Teuven. La limite avec la Craie de Gulpen sus-jacente (sa partie inférieure qui consiste en "craie blanche" finement grenue est appelée Membre de Zeven Wegen et est d'âge campanien) peut être étudiée sur de petits affleurements à l'est de Teuven et près du pont de chemin de fer d'Halembaye/Haccourt. De grands affleurements de la Craie de Gulpen (montrant un accroissement vers le haut du nombre de couches à silex) sont visibles au sud de Maastricht (écluse près de Lanaye et carrières d'Halembaye/Haccourt). Mais les plus anciens affleurements dans la Craie de Gulpen, faits par l'Homme sont assurément les mines de silex néolithiques, vieilles de 5000 ans, près de Rijckholt. Les dépôts de Crétacé les plus jeunes (la Craie de Maastricht) affleurent dans de nombreuses localités, par exemple dans la carrière de l'Enci près de Maastricht (la localité type du Maastrichtien) et dans la carrière Nekami à "'t Rooth". Les carrières souterraines (consistant en tunnels autour de piliers à section carrée) dans les dépôts de craie à Maastricht, Valkenburg a/d Geul et Zichen-Zussen-Bolder forment une des attractions touristiques majeures. Incidemment, il faut remarquer que les dépôts tertiaires les plus anciens (Dano-Montien) sont aussi constitués de craies.

De grands bois couvrent les pentes fortes des vallées (bois d'escarpement) et les sols non-fertiles de silex éluviaux qui subsistent comme résidu insoluble après la dissolution complète des couches de craie.

2.3. LE DEVONIEN ET LE CARBONIFERE A VISE ET DANS LES VALLEES DE LA BERWINNE, DE LA GUEULE ET DE LA WURM (Fig. 76-78)

Des roches beaucoup plus anciennes affleurent plus loin vers le sud, par exemple à Visé, le long de la Meuse, et dans les vallées de la Berwinne, de la Gueule et de la Wurm. Ces roches furent déposées pendant le Dévonien et le Carbonifère. Les carrières de calcaire au sud de Visé, le long de l'autoroute Maastricht-Liège, représentent la localité type de l'Etage Viséen. A la transition entre les périodes du Dévonien et du Carbonifère, une petite île émergeait ici qui ne fût par inondée par la mer avant le Viséen. Les calcaires viséens de Visé sont absents à quelques 10 km plus loin vers l'est à Val-Dieu dans la vallée de la Berwinne où les schistes namuriens reposent directement sur les grès du Dévonien supérieur (Famennien supérieur). Ici il dut y avoir aussi une île dans la mer dinantienne. Les schistes, grès et quartzites namuriens affleurent dans la carrière Heimans et la carrière Cottessen au sud de Epen dans la vallée de la Gueule. Ces carrières montrent les seuls affleurements de roches de ces âges aux Pays-Bas. Plus vers le sud dans la vallée de la Gueule il y a des affleurements de calcaires dinantiens près de Plombières/Bleiberg et de grès famenniens près du pont du chemin de fer à Moresnet. Des schistes, grès et charbons westphaliens (Carbonifère supérieur) affleurent dans la vallée de la Wurm ou Worm entre Kohlscheid et Kerkrade. Ces affleurements ont une valeur historique parce que l'exploitation du charbon a commencé ici très tôt, peut-être déjà à la fin du Moyen-Age mais au moins dès le 14^{ème} siècle. Les plus vieilles exploitations se sont faites à ciel ouvert. Dans une phase ultérieure, des tunnels

("stollen") furent creusés dans les pentes des vallées et finalement des puits (les mines de charbon) ont dû être installés. On peut observer de minces couches de charbon près de Bardenberg.

2.4. LE SILURIEN DANS LA VALLEE DE LA MEHAIGNE (Fig. 79-89)

Les roches siluriennes dans la vallée de la Mehaigne (qui consistent en tuffite volcanique à Fallais et en phyllite à Fumal) requièrent une attention toute spéciale parce qu'elles nous permettent d'avoir une vue rapprochée des roches du "Massif du Brabant" (appelé aussi "London-Brabant Massif"), qui forme un ensemble avec le "Wales Massif" et s'étend ainsi du sud-est de l'Irlande aux environs de Maastricht. Ces "massifs" sont constitués de très vieilles roches déposées pendant le Cambrien, l'Ordovicien et le Silurien.

La dérive ou le mouvement des paléocontinents ("tectonique des plaques") a conduit à l'Orogenèse calédonienne, laquelle, à la transition du Silurien au Dévonien, s'est achevée par le plissement et la surrection des roches de ces massifs qui ont formé une petite chaîne montagneuse. Les sommets les plus élevés de cette chaîne (au Pays de Galles et en Angleterre centrale) sont restés hors d'atteinte des transgressions marines pendant le Dévonien et le Carbonifère. En fait, ces chaînes ont formé un éperon des Montagnes calédoniennes qui s'étendaient de l'Irlande à la Norvège et du nord-est des USA au Groenland oriental. Ces montagnes furent érigées quand les plaques continentales de l'Amérique du Nord/Groenland ("Laurentia") et du nord de l'Europe ("Fennosarmatia" ou "Fennoscandia") sont entrées en collision et se soudèrent ensemble formant le "Continent des Vieux Grès Rouges". Dans la partie méridionale de la vallée de la Mehaigne on trouve aussi des affleurements de roches du Paléozoïque tardif; par exemple dans les environs de Moña, où le calcaire dinantien est exploité pour l'industrie du ciment dans d'énormes carrières.

2.5. LE DEVONIEN ET LE CARBONIFERE AU SUD-EST D'AACHEN (Fig. 90-99).

Trois affleurements ont été retenus: le Dévonien Moyen et Supérieur à Walheim, la limite Dévonien-Carbonifère entre Kornelimünster et Venwegen, et le Carbonifère tardif à Stolberg.

Des couches fortement inclinées de calcaires givétiens et frasniens peuvent être étudiées dans les carrières abandonnées de la "Walheimer Kalkwerke" à Walheim. La succession rythmique des bancs avec des stromatopores dendroïdes à la base, ensuite des stromatopores globulaires et massifs, et au sommet, des calcaires à grain fin, pratiquement dépourvus de fossiles, suggère l'existence d'une mer frasnienne s'approfondissant et se comblant (quelquefois même s'asséchant complètement) de manière rythmée.

Les fours à chaux partiellement restaurés à Walheim et à Hahn nous rappellent la valeur économique de l'exploitation du calcaire jusqu'à la fin des années cinquante. Les affleurements le long de la route entre Kornelimünster et Venwegen nous montrent la transition entre le Dévonien et le Carbonifère: des grès micacés famenniens avec des brachiopodes et des restes de poissons, une succession strunienne de calcaires et de schistes marneux fossilifères (des coraux, les derniers stromatopores, des trilobites, des crinoïdes, des ostracodes, des foraminifères et des conodontes) et finalement de la dolomie tournaisienne. Des sédiments fortement inclinés, namuriens affleurent à Stolberg. Ils consistent en quartzite à radicules, en une fine couche de charbon, en grès et schistes avec des intercalations de conglomérats. Ces dépôts reflètent une phase précoce du soulèvement et de l'érosion consécutive, de l'Ardenne et de l'Eifel, qui auraient atteint leur acmé pendant le Westphalien tardif. L'érosion de cette région continuera au Permien et au Trias.

2.6. LE DEVONIEN TARDIF A BAELEN (Fig. 100-101)

Des affleurements du "Marbre rouge de Baelen" existent près de Limbourg entre Goé et Baelen. Ce calcaire du début du Famennien supérieur consiste avant tout en une accumulation de fragments de crinoïdes, qui avec des algues calcaires et des éponges, ont construit sur le fond de la mer des reliefs à caractère récifal ("mud mounds") d'un diamètre d'un à deux kilomètres et d'une hauteur pouvant atteindre 100-200 m. Ces "mud mounds" sont uniques parmi les dépôts du Famennien tardif.

2.7. LE DEVONIEN ET LE CARBONIFERE LE LONG DE L'AMBLEVE ET DE L'OURTHE (Fig. 102-115)

Nous avons fait une sélection parmi les nombreuses carrières, dont le nombre décroît d'ailleurs rapidement, ouvertes dans les vallées de l'Amblève et de l'Ourthe, en commençant dans le petit vallon du Ninglinspo près de Nonceveux où un conglomérat de base, très grossier, d'âge Dévonien inférieur, recouvre sans intermédiaire, les phyllites révinienes (Cambrien), à la bordure nord-occidentale du Massif de Stavelot. Ce conglomérat de base devient plus jeune dans la direction du nord, résultat de la lente avancée d'une transgression marine sur les marges sud et sud-est du Massif du Brabant pendant le début de la période dévonienne.

La couleur rouge de nombreux dépôts appartenant à cette période caractérise les produits d'érosion dérivés du "Continent des Vieux Grès Rouges". Plus loin, le long de l'Amblève, il y a plusieurs carrières, en partie abandonnées, entre Remouchamps et Aywaille, où nous pouvons observer des sédiments du Dévonien moyen et du Dévonien supérieur. Des calcaires dinantiens sont exploités dans l'immense carrière de la "Belle Roche" à l'est de Comblain-au-Pont. Au sud de cette localité, il y a un bel affleurement de grès et de schistes du Famennien supérieur dans la carrière abandonnée "Bon Mariage" que l'on peut atteindre en suivant un sentier le long de l'Ourthe. De plus, près de Comblain-au-Pont on peut admirer les bancs calcaires verticaux du Viséen, connus sous le nom "Les Tartines". Un des affleurements les plus renommés de la vallée de l'Ourthe est connu derrière la gare du chemin de fer, à Rivage, au nord de Comblain-au-Pont. Les roches fortement inclinées y montrent la transition du Dévonien supérieur le plus récent (Famennien supérieur et Strunien) au Dinantien le plus ancien (Tournaisien).

Probablement le changement majeur que l'on observe dans les associations de fossiles est-il lié à un changement global ("eustatique") du niveau de la mer au début du Carbonifère. Un peu plus au nord, nous trouvons la carrière Chartier (avec un four à chaux remarquablement conservé), où le "petit granit", bien connu, a été exploité jadis. Ces calcaires de la fin du Tournaisien consistent surtout en fragments de crinoïdes. Nous terminerons notre revue des roches dévoniennes et carbonifères de la vallée de l'Ourthe par une visite des grès et schistes du Famennien supérieur, dans la carrière, en partie inondée, de "La Gombe" au sud d'Evieux/Esneux.

2.8. HAUTES-FAGNES: QUATERNAIRE (Fig. 116-120)

Le sous-sol des Hautes-Fagnes est formé de quartzites et phyllades cambriens et ordoviciens. De la tourbe formée par une végétation de tourbière haute s'est accumulée sur les sols dérivés de ces terrains depuis le Pleistocène le plus récent (Alleröd) et a couvert ensuite la plus grande partie du territoire au-dessus de 600 m d'altitude. La formation de tourbe a été interrompue pendant la phase froide du "Dryas récent" pendant laquelle ce qu'on appelle les "palses" (bordure ou mur de glaise résiduelle de forme elliptique ou circulaire) se sont développées ici. Des changements dans le climat et la végétation depuis la dernière phase glaciaire peuvent être déduit des variations successives dans la composition de la tourbe. Les forêts modernes d'épicéas ont été seulement plantées dans les Hautes-Fagnes pendant les dernières 100 à 150 années à la demande de l'industrie minière (pour des étais destinés à supporter le toit des galeries des mines de charbon). Aujourd'hui la végétation de tourbière haute est rapidement supplantée par la graminée "Molinia". La formation de la tourbe de tourbière haute illustre bien la vitesse élevée de certains processus géologiques tels que les changements dans le climat et les changements dans la végétation.

2.9. HAUTES-FAGNES: CAMBRIEN ET ORDOVICIEN (Fig. 121-128)

L'épaisseur totale des roches cambriennes et ordoviciennes dans les Hautes-Fagnes (ou mieux: le Massif de Stavelot) excède peut-être 3500 m. Les dépôts marins consistent principalement en quartzite et en phyllade. Il y a de bons affleurements de ces roches plissées et faillées intensivement, par exemple dans le vallon du Bayehon près d'Ovifat, le long de la route entre Xhoffraix et Longfaye, autour de Wehese (Lac de Wehe) entre Schevenhütte et Kleinbau, et dans les environs de Stoumont. Des microfossiles qui appartiennent au groupe éteint des "acritarches" se sont révélés être un outil valable pour la détermination de l'âge relatif de ces roches. Des graptolithes sont des guides utiles dans quelques-uns des dépôts de l'Ordovicien.

2.10. LE DEVONNIEN INFÉRIEUR EN ARDENNE ET DANS LE NORD DE L'EIFEL (Fig. 129-130)

La région située au sud des Hautes-Fagnes (l'Ardenne belge et le nord de l'Eifel allemand) est caractérisée par une succession monotone de grès et de schistes du Dévonien inférieur. L'épaisseur totale de ces dépôts dans le Synclinorium de Neufchâteau peut dépasser 5000 m. Des conglomérats et des grès à grains grossiers prédominent dans la partie nord-occidentale de la région tandis que des grès à grains fins et des schistes sont présent de préférence dans le sud-est. Les spores apportent une contribution valable à la détermination de leur âge. Les forêts étendues de l'Ardenne et du Nord-Eifel mettent en évidence la pauvreté du sol. De bons affleurements sont relativement rares. Quelques bons exemples sont formés par la carrière Schauss près de Gdumont et les carrières de la Warchenne près d'Arumont où les grès quartzitiques du Gedinnien inférieur sont exploités. Localement, ces dépôts contiennent une association diversifiée de brachiopodes et de coraux.

2.11. LE DEVONNIEN MOYEN DU NORD DE L'EIFEL (Fig. 131-136)

Des dépôts du Dévonien moyen affleurent dans ce qu'on appelle les "Eifelkalkmulden" dans le coin sud-est de l'Eurégion. Ce sont des dépressions tectoniques ou synclinaux, qui ensemble constituent le Synclinorium de l'Eifel. Ce Synclinorium de l'Eifel constitue une limite naturelle entre l'Ardenne belge (pris ici comme un terme collectif pour désigner les synclinaux de Namur, Dinant-Herve et Neufchâteau) à l'ouest et le Rheinisches Schiefergebirge ou Massif schisteux rhénan (également caractérisé par des affleurements de roches du Paléozoïque) à l'est. Les Eifelkalkmulden forment la région type des dépôts eiféliens (le Dévonien moyen précocé). Il existe une profusion de littérature facilement accessible comprenant des livret-guides géologiques, qui, dans quelques cas, peuvent être obtenus dans les bureaux de tourisme locaux de l'ADAC. Ces livres et ces guides nous aident à trouver les nombreux affleurements géologiques (par exemple, l'"Antonius-busch" près de Rohr, des carrières le long des routes près de Reetz et Ahrhütte, la carrière abandonnée de Mülhenberg près de Lommersdorf) ainsi d'ailleurs que les monuments significatifs de l'archéologie industrielle comme le petit four à chaux près de Lindweiler.

2.12. PERMIEN - TRIAS - JURASSIQUE (Fig. 137-143)

Un climat désertique chaud et sec prévalait dans l'Eurégion Meuse-Rhin pendant le Permien et le Trias. Ces conditions ont favorisé l'érosion de régions qui avaient été surélevées pendant l'orogène varisque: par exemple l'Ardenne, l'Eifel et le Massif du Brabant. La masse des produits d'érosion fut transportée vers le nord où la sédimentation de sable et d'argile fut interrompue à plusieurs reprises par des calcaires marins et des évaporites qui s'accumulèrent dans une mer se retirant périodiquement. Sa côte méridionale était située dans la partie nord de l'Eurégion Meuse-Rhin (le nord de la Campine) au Permien récent. Ceci peut être déduit de l'information donnée par les sondages. Des restes de débris du continent venant de ces montagnes existent sous la forme de conglomérats dans les environs de Malmédy au sud des Hautes-Fagnes. Des conglomérats, des grès et des schistes de couleur rouge du Trias inférieur ("Bundsandstein") sont visibles dans le nord de l'Eifel (par exemple à Kall). Pendant le Trias moyen ("Muschelkalk") et le Trias supérieur ("Keuper"), la mer a atteint plusieurs fois le nord de l'Eifel. De bons affleurements de roches du Trias moyen existent, par exemple, près de Bürvenich. Des excavations dans la même localité ont montré la présence locale de sédiments jurassiques en dessous d'une mince couverture de dépôts tertiaires et quaternaires. Ailleurs dans l'Eurégion Meuse-Rhin, des sédiments jurassiques ont seulement été rencontrés dans des sondages profonds du nord-est de la Campine (par exemple à Neeroeteren et à Molenbeersel).

3. L'EUREGION MEUSE-RHIN EN MOUVEMENT (Fig. 144-145)

Les affleurements décrits ci-dessus (les trous dans la couverture en mosaïque qui couvre l'Eurégion) ont révélé non seulement la composition de la subsurface mais ils ont aussi mis en évidence l'instabilité continue de cette région depuis le Paléozoïque. Nous pouvons nous référer à l'activité volcanique dans la vallée de la Méhaigne (Massif du Brabant) pendant le Silurien, quand le Massif de Stavelot, dans la partie sud-est de l'Eurégion, a été soulevé au cours de l'Orogène calédonienne précocé. A la fin du Silurien, cependant, les mouvements

calédoniens tardifs ont conduit au soulèvement du Massif du Brabant et à la subsidence (l'enfoncement) simultanée du Massif de Stavelot et de ses environs. Une inversion renouvelée du relief a eu lieu pendant l'Orogène varisque du Carbonifère quand la partie sud-orientale de l'Eurégion fut soulevée à nouveau et la partie nord-occidentale enfoncée. Les mouvements différentiels vers le haut et vers le bas de ces régions rappellent les mouvements d'une balance quand on déplace les poids d'un plateau à l'autre. C'est seulement à la fin de l'Orogène varisque que la subsurface de ces régions semblent avoir acquis une certaine stabilité.

3.1. LE CRETACE SUR LES HAUTS-FAGNES (Fig. 146-156)

Mais la subsurface de l'Eurégion a subi des mouvements aussi après la période paléozoïque. C'est ce que suggère la présence de restes de la couverture marine du Crétacé récent sur le sommet des Hautes-Fagnes. Bien que la craie déposée à l'origine ait été dissoute à peu près complètement au début du Tertiaire, il subsiste des traces locales de leurs résidus insolubles consistant en un conglomérat de base surmonté de boues résiduelles à silex, fossilifères (par exemple, à Cronchamps, Baronhé, Hockai, Trois Hêtres, Belevu, Mont-Rigi, la "Croix des fiancés" et Botrange). La succession des ensembles de fossiles (en particulier les foraminifères et les ostracodes) dans les dépôts résiduels est semblable à celle des craies du Crétacé récent près de Maastricht et de Halembe/Haccourt, au moins en ce qui concerne les coupes de terrain à Baronheid et à Hockai qui sont situées à environ 550 m d'altitude. Dans la coupe des Trois-Hêtres; à 610 m d'altitude, les sédiments du Campanien ancien et du début du Campanien récent sont absents. Pour cette raison, nous devons accepter que la transgression marine n'a atteint cet endroit que pendant la période finale du Campanien récent. Les emplacements plus élevés encore de Belevu et de Mont-Rigi, qui sont aujourd'hui à 650 m ou plus haut, n'ont pas été envahi par la mer avant le Maastrichtien. Ces observations démontrent trois points.

Premièrement, la base des Hautes-Fagnes (aujourd'hui située à environ 550 m d'altitude) ainsi que les environs de Maastricht et de Halembe/Haccourt formaient, au début du Campanien, une partie d'une même pénélaine de roches paléozoïques. Cette pénélaine fut inondée par la mer du Crétacé récent et couverte de dépôts marins campaniens et maastrichtiens semblables à ceux qui affleurent autour de Maastricht et de Halembe/Haccourt. Deuxièmement, au début du Campanien, les Hautes-Fagnes ont formé une colline ou "monadnock" culminant à quelques 100-150 m au-dessus de cette pénélaine; et jusqu'au Maastrichtien récent, ce monadnock fût une île aux dimensions décroissant progressivement dans la mer crétacée qui s'avancait lentement.

Troisièmement, la différence actuelle en hauteur au dessus du niveau de la mer de la base des dépôts du Crétacé entre Maastricht et le pied des Hautes-Fagnes à Hockai est due au basculement de cette pénélaine antérieure pendant le Tertiaire et le Quaternaire. Parce que les Hautes-Fagnes furent aussi envahies par la mer pendant l'Oligocène, il est vraisemblable que le basculement a commencé seulement après cette transgression. Finalement il faudrait noter que la ligne de rivage sud-ouest des Hautes-Fagnes pendant le Campanien et le Maastrichtien correspond aux linéaments de failles encore actives (la faille de Baelen et la faille de Hockai). Ceci suggère que ces failles existaient déjà pendant ce laps de temps, et que la subsurface des Hautes-Fagnes est en mouvement depuis au moins le Campanien ancien ou, en d'autres mots, au moins pendant les derniers 80 millions d'années.

3.2. LE GRABEN DE LA VALLEE DE LA RUR (Fig. 157-161)

Naturellement, le mouvement continu de la subsurface des Hautes-Fagnes depuis le Crétacé supérieur et le basculement de la pénélaine antérieure vers le nord-ouest de cette région (Plateau de Herve, Limbourg du sud et Campine) depuis l'Oligocène ne doivent pas être compris comme des événements isolés. Ailleurs aussi dans l'Eurégion Meuse-Rhin la subsurface est en continuel déplacement. Ceci est illustré par le tremblement de terre de Liège du 8 novembre 1983. Néanmoins, dans l'Eurégion, les tremblements de terre (y compris les plus forts) se situent de préférence le long des failles du Graben de la Vallée de la Rur. Ce graben existe entre Euskirchen au sud-est et la ligne Eindhoven-s'-Hertogenbosch au nord-ouest et il s'enfonce depuis l'Oligocène moyen. Cependant la région de ce graben s'est enfoncée graduellement pendant le Permien, le Trias, le Jurassique et le Crétacé ancien. Elle s'est élevée au contraire pendant le Crétacé récent et le Tertiaire ancien à la suite d'une inversion tectonique qui a provoqué l'affaissement temporaire de la subsurface de la Campine, du sud du Limbourg, du plateau de Herve et des Hautes-Fagnes.

Ces exemples illustrent l'instabilité permanente des fondements de l'Eurégion Meuse-Rhin pendant les derniers 500 millions d'années. Ces mouvements différentiels de la subsurface, inversés périodiquement, ont été et sont responsables de la distribution des sédiments et des ressources naturelles dans l'Eurégion. Ils ont déterminé les

variations de la topographie et les différences correspondantes dans le climat. Ils ont provoqué les variations dans la fertilité des sols, et, finalement, les variations locales dans les couleurs de la couverture en mosaïque de l'Eurégion.

BELOW THE EUREGION :

THE CONNECTION BETWEEN LANDSCAPE AND GEOLOGY IN THE MEUSE-RHINE EUREGION

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

SUMMARY

1. THE UPPER SIDE OF THE EUREGION (Fig. 1-6)

The Meuse-Rhine Euregion comprises the German "Regio Aachen", Dutch central and southern Limburg and the Belgian provinces of Limburg and Liège. This Euregion is a melting pot of nations, cultures and languages. She is also gifted with a wealth of natural resources, such as flint, chalk and limestone, lead and zinc, lignite and coal, sand and gravel, and even gold-dust. The landscape is surprisingly varied: the plains of the Campine and the Lower Rhine area in the north; the plateaus of the Hesbaye, the Condroz, the chalk district of southern Limburg and the Herve district in the centre, all dissected by deep valleys and gullies; and finally, the northern border of the Ardennes and Eifel in the south, with the unique nature reserve of the Hautes Fagnes (highmoor bogs). The difference in altitude of some 650 m within this relatively small area has caused considerable differences in the climate : an annual temperature of 9.5°C and 700-800 mm precipitation a year in the north form a contrast to the 6.1°C and 1400 mm rain in the Hautes Fagnes area. Both the relief and the complex composition of the subsurface are the result of a geological evolution during more than five hundred million years. This book highlights some aspects of the subsurface and its geological history (the "lower side of the Euregion"). Of course, the actual landscape (the "upper side of the Euregion") forms our starting point.

1.1. EUREGION : LAND OF HILLS LAND OF VALES (Fig. 7-10)

First of all the Euregion is a land of hills. The numerous toponyms with "berg"/"burg"/"bourg" and "mons"/"mont" ("hill" or "mountain") illustrate this. Most of them, however, do not refer to real hills or mountains. They are the result of an optical illusion. In reality, the Euregion consists of a large number of flat plains and plateaus, dissected by deep valleys and their corresponding rivers and brooks. We can deduce this from the place names with "dal"/"daal"/"thal" and "val"/"vaux" ("valley" or "vale").

1.2. EUREGION : LAND OF WATER (Fig. 11-14)

The Euregion is indeed a land of water because of the many hundreds of rivers, brooks and brooklets, which cross this country or even originate in this area. Numerous place names are linked to the name of a well-known river or brook (for example Meuse or Maas, Geul, Gulp, Kyll, Geleen, Itter, Inde, Rur or Roer, and Vicht). And there are, of course, the many toponyms with "beek"/"bach" ("brook"). With all that water, there must be also bogs and marshlands, such as the renowned Hautes Fagnes with their annual precipitation of 1400 mm. And there are many toponyms with "broek"/"bruch"/"broich" or "meer"/"maar"/"mar"/"moor" ("marsh" or "wetland").

1.3. EUREGION : LAND OF WOODS AND HEATH (Fig. 15)

Woods and heath must have covered practically the entire Euregion a long time ago. We can deduce this from the "heide"/"hé" and "bruyère" ("heath") toponyms (especially in the Campine, southern Limburg and the Herve plateau) and the place names with "bosch"/"bos"/"busch"/"bois"/"wald"/"fôret" and "lo" ("wood" or "forest").

1.4. THE MEUSE-RHINE EUREGION AND THE IMPACT OF MAN (Fig. 16-34)

Practically all the present-day woods in the Euregion have been planted by Man. This also holds for the extensive fir and spruce forests in the Ardennes, Eifel and Hautes Fagnes. Preferably, these woods are located on infertile soils or on places which are hardly accessible for cultivation (for example, the escarpment woods along the steep slopes of the river valleys). Since 5000 B.C. farm land was obtained by chopping down and burning the woods on the most fertile soils. The large-scale disafforestation started with the arrival of the Romans, who rapidly stripped the "green skin" of oak and beech woods from the Euregion. The massive uprooting of woods in the eastern part of the Euregion in the Carolingian period was closely linked to the increased population pressure. This last phase of disafforestation is recorded in the place names with "laar"/"sart"/"rode"/"rade"/"raedt"/"rath"/"roth"/"rooi" ("uprooted"). The more recent toponyms with "haag"/"hagen"/"hage"/"haye"/"faye" ("hedge" or "hedges") illustrate the transformation and redevelopment of the landscape by Man. The process of reafforestation and the arrangement of import crops (for example, cereals, peas, lentils, chestnut and walnut) in lots and fields made that the original "green skin" of the Euregion was gradually replaced by a many-coloured "patchwork blanket". This completely disturbed environment facilitated the entry of all kinds of immigrants from central and southern Europe, among them not only rare orchid species, but also the relatively common Foxglove ("Digitalis").

Of course, agriculture cannot bear the blame for all the changes in the landscape. Immediately behind the first farmers came the Neolithic miners, who extracted flint on such a large scale, that this produced small changes in the local environment. In his "Naturalis Historia" Plinius described the mining of ores at the beginning of our era. The mining of lead and zinc gave rise to the extremely peculiar "zinc flora", which only flourishes on soils with very high concentrations of heavy metals. The impact of Man on the landscape was not restricted to the change of the colour of its "green skin". The extraction of gravel created a large number of artificial lakes along the Maas between Eijsden and Roermond. Also the relief of the landscape has been thoroughly changed in some cases. The Albert Canal has literally split in two the "Pietersberg" hill at the south of Maastricht. Large heaps in the landscape remind us of the now largely abandoned coalmining activity in this region. But the largest man-made difference in altitude can be seen near the highway between Aachen and Mönchengladbach, where in 1979 a 200 m high and 5 km wide heap (the "Sophiënhöhe") was created next to a lignite pit ("Hambach") that will reach a total depth of 470 m. This artificial difference in altitude of 670 m exceeds the natural difference in altitude between Roermond at the northern border of the Euregion and Botrange in the Hautes Fagnes area.

2. THE LOWER SIDE OF THE EUREGION : HOLES IN THE PATCH WORK BLANKET

The "patchwork blanket", which covers the Euregion like some kind of second skin, consists of heathland, forests and farms, roads, brooks and rivers, villages and cities. We depend on holes in that blanket, if we try to look at its subsurface, the "lower side of the Euregion". Many of these holes are man-made : open pits for sand and gravel, chalk and limestone, subterranean quarries in the chalk, tunnels and shafts of ore mines and coalmines, excavations for buildings and roads, boreholes for water, and so on. But other holes (or "outcrops") have a natural origin : the rocks in a valley which withstood the erosion. These holes in the blanket help us to find the connection between the "upper side" (landscape, relief, vegetation) and the "lower side" (the geological composition of the subsurface) of the Euregion. And this, in its turn, allows us to unravel the geological history of this area.

2.1. TERTIARY AND QUATERNARY (Fig. 35-41)

The lowlands (below 100 m altitude) of the Campine, the area with the valleys of Herk and Demer (between Genk and Tongeren), central Limburg (between Sittard and Roermond) and the Lower Rhine area (north of Aachen) possess a cover of Tertiary and Quaternary sediments with a rapidly northward increasing thickness. The deposits consist of sand, gravel and clay with some lignite and peat intercalations. These sediments can be studied for example in the lignite pits in the Lower Rhine District. The large and deep pools along the Meuse between Maaseik and Roermond emphasize both the thickness and the economic value of the Pleistocene gravel deposits, which have been excavated here. Pleistocene sand and gravel are also excavated in the Campine.

Tertiary deposits outcrop not only in the Lower Rhine District, but also in the valleys of Herk and Demer, and in the northeastern part of southern Limburg around Brunssum. The most important woods occur on the infertile soils of coarse-grained Pleistocene and Upper Tertiary sand and gravel.

2.2. CRETACEOUS (Fig. 42-75)

Cretaceous deposits occur further to the south in the northern Hesbaye, southern Limburg (to the south of the line Valkenburg a/d Geul-Heerlen), around Aachen, and in the northern part of the Herve Plateau. Usually, the sediments occur below a thin cover of Tertiary sand and Pleistocene gravel and loess. The oldest Cretaceous deposits (Hergenrath Clay and Aachen Sand) outcrop in the environs of Aachen and in the Herve area. The Vaals Formation (fine sand and silt) outcrops for instance near Vaals and east of Teuven. The boundary with the overlying Gulpen Chalk (in its basal portion consisting of the fine-grained "white chalk" of the Late Campanian Zeven Wegen Member) can be studied in small outcrops east of Teuven and near the railway bridge of Halembaye/Haccourt. Large outcrops of the Gulpen Chalk (showing an upwardly increasing number of flint beds) occur to the south of Maastricht (sluice near Lanaye and quarries at Halembaye/Haccourt). But the oldest man-made exposures in the Gulpen Chalk are the 5000 years old Neolithic flint mines near Rijckholt. The youngest Cretaceous deposits (Maastricht Chalk) outcrop at many localities, for example in the Enci quarry near Maastricht (the type locality of the Maastrichtian) and in the Nekami quarry at "'t Rooth". The subterranean quarries (consisting of tunnels around square pillars) in the chalk deposits at Maastricht, Valkenburg a/d Geul and Zichen-Zussen-Bolder form one of the major tourist attractions. Eventually, it should be noticed that also the oldest Tertiary (Dano-Montian) deposits consist of chalk.

Large woods cover the steep valley slopes (escarpment woods) and the infertile soils of eluvial flint which remained as an insoluble residue after the complete dissolution of the chalk deposits.

2.3. DEVONIAN AND CARBONIFEROUS AT VISE AND IN THE VALLEYS OF THE BERWINNE, GEUL AND WURM (Fig. 76-78)

Much older rocks outcrop further to the south, for instance at Visé along the Meuse, and in the valleys of the Berwinne, the Geul and the Wurm. These rocks were deposited during the Devonian and Carboniferous. The limestone quarries to the south of Visé along the motorway Maastricht-Liège form the type area of the Visean Stage. At the transition from the Devonian into the Carboniferous period a small island emerged here, which was not flooded by the sea before the Visean. The Visean limestones at Visé are absent some 10 km further to the east at Val-Dieu in the Berwinne valley, where Namurian shales directly overlie Upper Devonian (Upper Famennian) sandstone. This must have been also an island in the Dinantian sea. Namurian shale, sandstone and quartzite outcrop in the Heimans quarry and Cottessen quarry south of Epen in the Geul valley. These quarries constitute the only places in the Netherlands where rocks of this age can be observed in outcrops. Further to the south in the Geul valley there are outcrops of Dinantian limestone near Plombières/Bleiberg and Famennian sandstone near the railway bridge at Moresnet. Westphalian (Upper Carboniferous) shale, sandstone and coal outcrop in the Wurm or Worm valley between Kohlscheid and Kerkrade. These exposures have historical value, because coalmining started here very early, perhaps already in the late Middle Ages but at least in the 14th century. The oldest exploitation took place in open pits. In a later phase tunnels ("Stollen") were made in the valley slopes, and finally shafts had to be dug (the coalmines). A few thin coal seams can be observed near Bardenberg.

2.4. SILURIAN IN THE MEHAIGNE VALLEY (Fig. 79-89)

The Silurian rocks in the Méhaigne valley (consisting of volcanic tuffite at Fallais and phyllite at Fumal) deserve our special attention, because they allow us to have a close look at the rocks of the "Brabant Massif" (also called "London-Brabant Massif"), which together with those of the "Wales Massif" extend from SE Ireland into the environs of Maastricht. These "massifs" consist of very old Paleozoic rocks deposited during the Cambrian, Ordovician and Silurian.

The drift or motion of paleocontinents ("plate tectonics") resulted in the Early Paleozoic "Caledonian Orogeny", which - at the transition from the Silurian into the Devonian - terminated with the folding and uplift of the rocks of these massifs, which formed a small mountain range. The highest peaks of this belt (in Wales and Central England) remained beyond the reach of the marine transgressions during the Devonian and Carboniferous. In fact, this mountain range formed a small spur of the Caledonian Mountains which extended from Ireland into Norway and from the NE USA into eastern Greenland. These mountains were uplifted when the continental plates of North America/Greenland ("Laurentia") and North Europe ("Fennosarmatia" or "Fennoscandia") collided and became welded together, forming the "Old Red Continent". In the southern part of the Méhaigne valley there are also exposures of Late Paleozoic rocks; for instance in the environs of Moha, where Dinantian limestone is exploited for the cement industry in huge quarries.

2.5. DEVONIAN AND CARBONIFEROUS TO THE SOUTH-EAST OF AACHEN (Fig. 90-99)

Three exposures have been selected: the Middle and Late Devonian at Walheim, the Devonian-Carboniferous boundary between Kornelimünster and Venwegen, and the Late Carboniferous at Stolberg. Steeply inclined beds of Givetian and Frasnian limestones can be studied in the abandoned quarries of the "Walheimer Kalkwerke" at Walheim. The rhythmic succession of beds with, respectively, dendroid and massive, globular stromatopores, and extremely fine-grained, practically nonfossiliferous limestone suggests a rhythmically deepening and shallowing (sometimes even completely drying up) Frasnian sea. The partly restored limekilns at Walheim and Hahn remind us of the economic value of the limestone exploitation until the end of the fifties. The exposures along the road between Kornelimünster and Venwegen show us the transition from the Devonian into the Carboniferous: Famennian micaceous sandstone with brachiopods and fish remains, a Strunian succession of fossiliferous limestones and marly shales (with corals, the last stromatopores, trilobites, crinoids, ostracodes, foraminifers and conodonts), and finally Tournaisian dolomite. Steeply inclined Namurian sediments outcrop at Stolberg. They consist of a quartzite with rootlets, a thin coal seam, shale and sandstone with conglomerate intercalations. These deposits reflect an early phase of the uplift and subsequent erosion of the Ardennes and Eifel, which would reach their acme during the Late Westphalian. The erosion of that area would continue through the Permian and Triassic.

2.6. LATE DEVONIAN AT BAELEN (Fig. 100-101)

Exposures of the "Marbre rouge de Baelen" occur near Limbourg between Goé and Baelen. This early Late Famennian limestone largely consists of an accumulation of crinoid fragments, which along with calcareous algae and sponges constructed reef-like elevations ("mud mounds") on the sea floor with a diameter of a few kilometres and a height of up to 100-200 m. These mud mounds are unique in the Late Famennian deposits.

2.7. DEVONIAN AND CARBONIFEROUS ALONG THE AMBLÈVE AND OURTHE (Fig. 102-115)

We have made a selection among the rapidly decreasing number of exposures in the valleys of the Amblève and Ourthe, starting in the small Ninglinspo vale near Nonceveux where a very coarse, Lower Devonian basal conglomerate directly overlies the Revinian (Cambrian) phyllites along the northwestern border of the Stavelot Massif. This basal conglomerate becomes younger in a northerly direction as a result of the slowly advancing marine transgression across the southern and southeastern outliers of the Brabant Massif during the Early Devonian period. The red colour of many deposits from that period characterizes the erosion products which were derived from the "Old Red Continent". Further on along the Amblève, there are several partly abandoned quarries between Remouchamps and Aywaille, where we can observe Middle and Upper Devonian sediments. Dinantian limestones are exploited in the huge "Belle Roche" quarry to the east of Comblain-au-Pont. South of that city, there is a nice exposure of Upper Famennian sandstones and shales in the abandoned "Bon-Mariage" quarry, which can be reached following the foot-path along the Ourthe. Also near Comblain-au-Pont we can admire the vertical Visean limestone beds known as "Les Tartines" (the "sandwiches"). One of the most renowned exposures in the Ourthe valley occurs behind the Rivage railway station to the north of Comblain-au-Pont. The steeply inclined rocks exhibit the transition from the youngest Late Devonian (Late Famennian and

Strunian) into the Early Dinantian (Tournaisian). Presumably, the mayor change in the fossil assemblages at the Devonian-Carboniferous boundary (here marked by a sedimentary gap) is related to a global ("eustatic") sea level change at the beginning of the Carboniferous. Slightly further to the north we find the Chartier quarry (with a nicely preserved limekiln), where the well-known "petit granit" has been exploited in the past. This Late Tournaisian limestone largely consists of crinoid fragments. We end our survey of the Devonian and Carboniferous rocks in the Ourthe valley with a visit to the Late Famennian sandstones and shales in the partly inundated "La Gombe" quarry to the south of Evieux/Esneux.

2.8. HAUTES FAGNES : QUATERNARY (Fig. 116-120)

The subsurface of the Hautes Fagnes consists of Cambrian and Ordovician quartzites and phyllites. A highmoor peat accumulated on this soil since the latest Pleistocene (Alleröd) and covered practically the entire area above 600 m altitude in the past century. The peat formation was interrupted during the cold phase of the "Younger Dryas", when so-called "palsas" (circular to elliptical rims or dikes of residual loam) developed here. Changes in the climate and the vegetation since the last glacial phase can be deduced from successive variations in the peat composition. The Modern fir and spruce forests in the Hautes Fagnes have been planted only during the past 100-150 years on behalf of the mining industry (as props to support the roof in coalmines). Nowadays, the highmoor is rapidly supplanted by all kinds of grasses, such as "Molinia". The highmoor peat formation illustrates the high rate of certain geological processes, such as changes in the climate or changes in the vegetational cover.

2.9. HAUTES FAGNES : CAMBRIAN AND ORDOVICIAN (Fig. 121-128)

The total thickness of the Cambrian and Ordovician rocks in the Hautes Fagnes (or better : the "Stavelot Massif") possibly exceeds 3500 m. The marine deposits mainly consist of quartzite and phyllite. There are good exposures of these intensively faulted and folded rocks, for instance in the Bayehon vale near Ovifat, along the road between Xhoffraix and Longfaye, around the Wehesee (Wehe lake) between Schevenhütte and Kleinhau, and in the environs of Stoumont. Microfossils belonging to the extinct group of the "acritarchs" have proved to form a valuable tool for the determination of the relative age of these rocks. Graptolites are useful guides in some of the Ordovician deposits.

2.10. LOWER DEVONIAN IN THE ARDENNES AND NORTHERN EIFEL (Fig. 129-130)

The area to the south of the Hautes Fagnes (Belgian Ardennes and German northern Eifel) is characterized by a monotonous succession of Lower Devonian sandstones and shales. The total thickness of these deposits in the Neufchâteau Synclinorium may exceed 5000 m. Conglomerates and coarse-grained sandstones predominate in the northwestern part of the area, whereas fine-grained sandstones and shales preferably occur to the southeast. Spores appear to form a valuable asset for their age determination. The extensive forests in the Ardennes and northern Eifel emphasize the sterility of the soil. Good exposures are relatively rare. Some fine examples are formed by the quarries Schauss near Gdoumont and Carrières de la Warchenne near Arimont, where Lower Gedinnian quartzitic sandstones are exploited. Locally, these deposits yield a diverse assemblage of brachiopods and corals.

2.11. MIDDLE DEVONIAN IN THE NORTHERN EIFEL (Fig. 131-136)

Middle Devonian deposits outcrop in the so-called "Eifelkalkmulden" in the southeastern corner of the Euregion. These are tectonic depressions or synclines, which together constitute the Eifel Synclinorium. This Eifel Synclinorium forms the natural boundary between the Belgian Ardennes (here used as a collective term for the Paleozoic rocks in the synclinoria of Namen, Dinant-Herve and Neufchâteau) to the west and the Rheinisches Schiefergebirge or Rhenish Slate Mountains (also characterized by outcropping Paleozoic rocks) to the east. The Eifelkalkmulden form the type area for the Eifelian (early Middle Devonian) deposits. There exists a profuse and easily accessible literature, including geological guide books, which in some cases can be obtained at the local

ADAC tourist offices. These books and guides help us to find the many geological exposures (for instance, the "Antoniusbusch" near Rohr, outcrops along the roads near Reetz and Ahrhütte, the abandoned Mühlenberg quarry near Lommersdorf) as well as the relevant industrial-archeological monuments, such as the small limekiln near Lindweiler.

2.12. PERMIAN - TRIASSIC - JURASSIC (Fig. 137-143)

A warm-dry desert climate prevailed in the Maas-Rhine Euregion during the Permian and Triassic. These conditions favoured the erosion of the areas which had become uplifted during the Variscan orogeny : for instance, the Ardennes, Eifel and Brabant Massif. The bulk of the erosion products was eventually transported to the north, where the sedimentation of sand and clay was interrupted several times by marine limestones and evaporites, which accumulated in a repeatedly withdrawing sea. Its southern coastline was situated in the northern part of the Euregion (northern Campine) during the Late Permian. This can be deduced from borehole information. Remnants of the continental detritus from these mountains occur as conglomerates in the surroundings of Malmédy to the south of the Hautes Fagnes. Red-coloured Lower Triassic ("Bundsandstein") conglomerates, sandstones and shales are exposed in the northern Eifel (e.g. at Kall). During the Middle triassic ("Muschelkalk") and Late Triassic ("Keuper") the sea repeatedly reached the northern Eifel. Good exposures of Middle Triassic rocks occur, for instance, near Bürvenich. Excavations at the same locality have revealed the local presence of Jurassic sediments below a thin cover of Tertiary and Quaternary deposits. Elsewhere in the Euregion, Jurassic sediments have only been recognized by deep boreholes in the northeastern Campine (for instance at Neeroeteren and Molenbeersel).

3. THE MEUSE-RHINE EUREGION IN MOTION (Fig. 144-145)

The above described exposures (the holes in the patchwork blanket which covers the Euregion) not only reveal the composition of the subsurface, but they also emphasize the continuous instability of this area since the Paleozoic. We may refer to the volcanic activity in the Méhaigne valley (Brabant Massif) during the Silurian, when the Stavelot Massif in the southeastern part of the Euregion became uplifted during the early Caledonian Orogeny. At the end of the Silurian, however, the late Caledonian movements resulted in the uplift of the Brabant Massif and the simultaneous subsidence of the Stavelot Massif and its environs. And a renewed inversion of the relief took place during the Carboniferous Variscan Orogeny, when the southeastern part of the Euregion was uplifted again and the northwestern area subsided. The differential up and down motions of these areas recall the motions of a balance, when we repeatedly move the weights from one scale to the other. Only at the end of the Variscan Orogeny, the subsurface of this region seems to have gained a certain stability.

3.1. THE CRETACEOUS ON THE HAUTES FAGNES (Fig. 146-156)

But the subsurface of the Euregion must have been moving also after the Paleozoic period. This is suggested by the presence of remnants of a Late Cretaceous marine cover on top of the Hautes Fagnes. Although the original chalk deposits have been dissolved almost completely at the beginning of the Tertiary, there remain local occurrences of their insoluble residue consisting of a basal conglomerate overlain by a fossiliferous, flint-bearing residual loam (for instance, at Cronchamps, Baronhé, Hockai, Trois Hêtres, Belevu, Mont Rigi, the "cross of the fiancés" and Botrange). The succession of fossil assemblages (especially foraminifers and ostracodes) in these residual deposits is similar to that in the Late Cretaceous chalk near Maastricht and Halembaye/Haccourt, at least in so far as the sections at Baronhé and Hockai are concerned, which are located at about 550 m altitude. In the Trois Hêtres section at 610 m altitude the Early Campanian and early Late Campanian sediments are absent. Therefore, we have to accept that the marine transgression reached that locality only during the Late Campanian. The even higher locations of Belevu and Mont Rigi, which occur at 650 m altitude or higher, were not flooded by the sea before the Maastrichtian. These observations prove three points. Firstly, the base of the Hautes Fagnes (actually situated at about 550 m altitude) as well as the environs of Maastricht and Halembaye/Haccourt formed part of the same peneplain of Paleozoic rocks at the onset of the Campanian. This peneplain was flooded by the Late Cretaceous sea and covered by Campanian and Maastrichtian marine deposits similar to those outcropping around Maastricht and Halembaye/Haccourt. Secondly, at the beginning of the Campanian, the Hautes Fagnes formed a hill or monadnock rising some 100-150 m above this peneplain; and until the Late Maastrichtian, this

monadnock was an island of gradually decreasing dimensions in the slowly advancing Cretaceous sea. Thirdly, the actual difference in height above sea level of the base of the Cretaceous deposits between Maastricht and the base of the Hautes Fagnes at Hockai is due to the tilt of this former peneplain during the Tertiary and Quaternary. Because the Hautes Fagnes were also flooded by the sea during the Oligocene, it is likely that this tilt only started after that transgression. Finally, it should be noticed that the southwestern shoreline of the Hautes Fagnes matched the lineaments of still active faults (Baelen fault and Hockai fault) during the Campanian and Maastrichtian. This suggests that these faults already existed during that timespan, and that the subsurface of the Hautes Fagnes is in motion since at least the Early Campanian, or, in other words, at least during the past 80 million years.

3.2. THE RUR VALLEY GRABEN (Fig. 157-161)

Of course, the restlessness of the subsurface of the Hautes Fagnes since the Late Cretaceous and the tilt of the former peneplain to the north-west of that area (Herve Plateau, southern Limburg and Campine) since the Oligocene cannot be regarded as isolated events. Also elsewhere in the Meuse-Rhine Euregion the subsurface is moving continuously. This is illustrated by the Liège earthquake of 8 November, 1983. In the Euregion, however, the earthquakes (including the large ones) preferably occur along the faults of the Rur Valley Graben. This graben is located between Euskirchen in the south-east and the line Eindhoven-'s-Hertogenbosch in the north-west, and it is being downwarped since the Middle Oligocene. But also during the Permian, Triassic, Jurassic and Early Cretaceous, the graben area was gradually subsiding. It rised, however, during the Late Cretaceous and Early Tertiary as a result of tectonic inversion, which caused the temporary subsidence of the subsurface of the Campine, southern Limburg, the Herve Plateau and the Hautes Fagnes. These examples illustrate the continuous instability of the basement of the Meuse-Rhine Euregion during the past 500 million years. These differential, repeatedly inverted motions of the subsurface were and are responsible for the distribution of sediments and natural resources in the Euregion. They induced the topographic variations, the variations in the climate and the variations in the fertility of the soil, and, eventually, the local variations in the colours of the patchwork blanket that covers the Euregion.

DER UNTERGRUND DER EUREGIO :

BEZIEHUNGEN ZWISCHEN LANDSCHAFT UND GEOLOGIE IN DER EUREGIO MAAS-RHEIN

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

ZUSAMMENFASSUNG

1. DIE OBERFLÄCHE DER EUREGIO (Abb. 1-6)

Die Euregio Maas-Rhein besteht aus der deutschen "Regio Aachen", dem niederländischen Zentral- und Südlimburg und den belgischen Provinzen Limburg und Lüttich. Die Euregio ist ein Schmelztiegel von Nationen, Kulturen und Sprachen. Sie ist aber auch reich an Bodenschätzen, wie Feuerstein, Kreide und Kalkstein, Blei und Zink, Braun- und Steinkohle, Sand und Kies und selbst Goldstaub kommt vor. Die Landschaft ist mannigfaltig gegliedert: im Norden befinden sich die Kempener und die niederrheinischen Ebenen; in der Mitte liegen die Plateaus des Hesbaye und des Condroz, das Kreidegebiet Süd-Limburgs und des Herverlandes, die alle von vielen Tälern und Schluchten zerschnitten sind; im Süden schliesst sich der nördliche Rand von Ardennen und Eifel mit dem einzigartigen Naturreservat des Hohen Venns, eines Hochmoores, an. In diesem relativ kleinen Gebiet sind Höhenunterschiede von ca. 650 m für beachtliche Klimaunterschiede verantwortlich: einer jährlichen Durchschnittstemperatur von 9.5°C und einem jährlichen Niederschlag von 700-800 mm im Norden stehen 6.1°C und 1400 mm in Hohen Venn gegenüber. Sowohl das Relief als auch die komplexe Zusammensetzung des Untergrundes sind das Resultat von mehr als fünfhundert Millionen Jahren geologischer Entwicklung. Das vorliegende Buch beleuchtet einige Aspekte des Untergrundes und seiner geologischen Geschichte (die "Unterseite der Euregio"). Natürlich beginnen wir dabei mit dem gegenwärtigen Landschaftsbild (die "Oberfläche der Euregio").

1.1. DIE EUREGIO: LAND DER HÜGEL/LAND DER TÄLER (Abb. 7-10)

Die Euregio ist zuallererst ein Hügelland. Die vielen Flurnamen mit Silben wie "-berg/-burg/-bourg" und "-mons/-mont" verdeutlichen dies. Viele dieser Namen bezeichnen allerdings nicht wirkliche Hügel oder Berge, wie der optische Eindruck vortäuscht. In Wirklichkeit besteht die Euregio aus einer grossen Anzahl von flachen Ebenen und Plateaus, in die Flüsse und Bäche tiefe Täler eingeschnitten haben. Auf diese weisen Ortsnamen mit Silben wie "-dal/-daal/-thal" und "-val/-vaux".

1.2. DIE EUREGIO: LAND DES WASSERS (Abb. 11-14)

Die Euregio ist mit hunderten von Flüssen, Bächen und Bächlein, die das Land durchlaufen oder sogar hier entspringen, wirklich ein "Land des Wassers". Viele Ortsnamen stehen in Verbindung mit einem bekannten Flussnamen (so z.B. Maas oder Meuse, Göhl oder Geul, Gulp, Kyll, Geleen, Itter, Inde, Rur oder Roer und Vicht). Und natürlich gibt es auch so manchen Flurnamen, der die Silben "-beek/-bach" führt. Bei soviel Wasser muss es auch Sümpfe und Moore geben, wie das berühmte Hohe Venn mit einer jährlichen Niederschlagsmenge von 1400 mm. So kommen auch viele Flurnamen mit den Silben "-broek/-bruch/-broich" oder "-meer/-maar/-mar/-moor" ("Marsch" oder "Feuchtgebiet") vor.

1.3. DIE EUREGIO: LAND DER WÄLDER UND DER HEIDEN (Abb. 15)

Vor langer Zeit müssen Wälder und Heide eigentlich das gesamte Gebiet der Euregio bedeckt haben. Das schliessen wir auch aus den Silben "-heide/-hé" und "-bryère" in den Flurnamen besonders des Kempenlandes, Südlimburgs und des Herverlandes, ebenso wie aus den Ortsnamen mit "-bosch/-bos/-busch/-bois/-wald/-fôret" und "-lo".

1.4. DIE EUREGIO MAAS-RHEIN UND DER EINFLUSS DES MENSCHEN (Abb. 16-34)

Praktisch alle der heutigen Wälder sind vom Menschen angepflanzt. Dies gilt auch für die ausgedehnten Tannen- und Fichtenwälder der Ardennen, der Eifel und des Hohen Venns. Diese Wälder sind vor allem auf weniger fruchtbaren Böden und an Stellen anzutreffen, die für die Kultivierung kaum erreichbar sind, wie z.B. an den steilen Hängen der Flusstäler. Seit dem Jahr 5000 v. Chr. wurde Ackerland durch Abholzen und Brandrodung von Wäldern auf den fruchtbarsten Böden urbar gemacht. Abholzungen grösseren Stils begannen mit der Ankunft der Römer, die die Euregio schnell ihrer "grünen Haut" aus Eichen und Buchen entledigten. Die massive Rodung der Wälder im östlichen Teil der Euregio zur Zeit der Karolinger stand in Verbindung mit dem zunehmenden Bevölkerungsdruck. Diese letzte Phase der Abforstung ist in Ortsnamen aufgenommen worden, die Silben wie "-laar/-sart/-rode/-rade/-raedt/-rath/-roth/-rooi" ("Rodung") enthalten. Jüngere Flurnamen mit den Silben "-haag/-hagen/-hage/-haye/-faye" ("Hag" oder "Hecke") weisen auf die Veränderungen und Entwicklungen der Landschaft durch den Menschen hin. Die Wiederaufforstung und der Anbau von eingeführten Früchten (wie z.B. verschiedenen Getreiden, Erbsen, Linsen, Kastanien, Walnüssen, usw.) auf Feldern und in Parzellen führten dazu, dass die ursprüngliche "grüne Haut" der Euregio schrittweise einem vielfarbigen Flickenteppich gewichen ist. Diese vollkommen veränderte Umwelt erleichterte das Einwandern aller möglichen Pflanzenarten aus Mittel- und Südeuropa, unter ihnen nicht nur seltene Orchideen, sondern auch den häufigen Fingerhut ("Digitalis").

Natürlich trägt nicht allein die Landwirtschaft die Schuld an allen Veränderungen des Landschaftsbildes. Den ersten Ackerbauern folgten bald neolithische Bergleute, die in so grossem Masse Feuerstein abgebaut haben, dass dies kleine Veränderungen in der lokalen Umwelt zur Folge hatte. Plinius hat in seiner "Naturalis Historia" den Erzabbau zu Beginn unserer Zeitrechnung beschrieben. Der Blei- und Zinkabbau begünstigte besonders die Ausbreitung der eigenartigen "Zink Flora", die nur auf Böden mit sehr grosser Konzentration an Schwermetallen gedeiht. Der Einfluss des Menschen auf das Landschaftsbild war aber nicht nur auf den Farbwechsel ihrer "grünen Haut" zum "Flickenteppich" beschränkt. Der Abbau von Kies hatte zur Folge, dass zahlreiche künstliche Seen an der Maas entlang zwischen Eijsden und Roermond entstanden. Auch das Relief der Landschaft wurde stellenweise gründlich verändert. So hat der Albertkanal den Pietersberg südlich von Maastricht im wahrsten Sinne des Wortes zweigeteilt. Grosse Halden in der Landschaft erinnern an den heute weitgehend verlassenen Kohlenbergbau dieser Gegend. Der grösste, von Menschenhand geschaffene Höhenunterschied ist nahe der Autobahn zwischen Aachen und Mönchengladbach zu beobachten, wo im Jahr 1978 eine 200 m hohe und 5 km breite Halde, die Sophienhöhe, neben der Braunkohlengrube Hambach entstanden ist, die eine Tiefe von 470 m erreichen soll. Dieser künstliche Höhenunterschied von 670 m übertrifft den natürlichen Höhenunterschied zwischen Roermond am nördlichen Rand der Euregio und Botrange im Gebiet des Hohen Venn.

2. DER UNTERGRUND DER EUREGIO: LÖCHER IM FLICKENTEPPICH

Der "Flickenteppich", der die Euregio fast wie eine zweite Haut bedeckt, besteht aus Heideland, Wäldern und Gehöften, Strassen, Bächen und Flüssen, Dörfern und Städten. Wir müssen uns an die Löcher in diesem Teppich halten, wenn wir versuchen wollen, uns den untergrund, die "Unterseite der Euregio" anzusehen. Viele dieser Löcher sind vom Mensch geschaffen: Sand- und Kiesgruben, Kreide- und Kalksteinbrüche, unterirdische Abbaue in der Kreide, Stollen und Schächte in Erz- und Kohlenbergwerken, Baugruben für Gebäude und den Strassenbau, Bohrlöcher für die Wassersuche, usw. Es gibt aber auch andere Löcher (oder "Aufschlüsse"), die von der Natur angelegt sind: Felsgesteine, die in einem Tal der Erosion Widerstand geboten haben. Diese Löcher im Teppich helfen uns, die Oberfläche der Euregio (Landschaft, Relief, Vegetation) mit ihrer Unterseite (dem

geologischen Bau des Untergrundes) zu verbinden. Und dies ermöglicht es uns nun seinerseits, die geologische Geschichte dieses Gebietes zu enträtseln.

2.1. TERTIÄR UND QUARTÄR (Abb. 35-41)

Die Tiefebene des Kempenlandes (unter 100 m Meereshöhe), die Täler von Herk und Demer (zwischen Genk und Tongeren), Mittellimburg (zwischen Sittard und Roermond) und das Niederrhein-Gebiet (nördlich von Aachen) sind mit tertiären und quartären Sedimenten bedeckt, deren Mächtigkeit nach Norden schnell zunimmt. Diese Ablagerungen bestehen aus Sand, Kies und Ton mit einigen Braunkohlen- und Torf-Einschaltungen. Sie können z.B. in den Tagebauen des Niederrheinischen Reviers untersucht werden. Die breiten und tiefen Seen entlang der Maas zwischen Maaseik und Roermond zeugen von der Mächtigkeit und der wirtschaftlichen Bedeutung der pleistozänen Kies-Ablagerungen, die hier abgebaut wurden. Pleistozäne Sande und Kiese werden auch im Kempenland abgebaut. Tertiäre Sedimente streichen nicht nur am Niederrhein, sondern auch in den Tälern von Herk und Demer, sowie im nordöstlichen Teil Südlimburgs nahe Brunssum zu Tage. Die bedeutendsten Wälder wachsen auf den unfruchtbaren Böden von grobkörnigen Sand und Kies des Pleistozäns und Jung-Tertiärs.

2.2. KREIDE (Abb. 42-75)

Ablagerungen aus der Kreide-Zeit stehen weiter südlich an, nämlich im nördlichen Hesbaye, in Südlimburg (südlich der Linie Valkenburg a/d Geul-Heerlen), bei Aachen und im nördlichen Teil des Plateaus von Herve. Gewöhnlich liegen diese Sedimente unter einer dünnen Schicht von tertiärem Sand und pleistozänem Kies und Löss. Die älteren Sedimente der Kreidezeit (Hergenrather Ton und Aachener Sand) finden sich in der Umgebung von Aachen und im Herver Gebiet. Die Vaals Formation (feine Sande und Silt) ist zum Beispiel bei Vaals und östlich von Teuven aufgeschlossen. Die Grenze zur darüber folgenden "Gulpen-Kreide" (deren unterer Teil aus der feinkörnigen "weissen Kreide" der "Zeven Wegen-Schichten" des späten Campans besteht) ist in kleinen Aufschlüssen östlich von Teuven und bei der Eisenbahnbrücke von Halembaye/Haccourt zu beobachten. Grosse Aufschlüsse von Gulpen Kreide (mit im oberen Teil häufiger werdenden Feuerstein-Lagen) treten südlich von Maastricht auf (Schleuse bei Lanaye und Steinbrüche in Halembaye/Haccourt). Die ältesten, von Menschen geschaffenen Aufschlüsse in der Gulpen-Kreide sind die 5000 Jahre alten, neolithischen Feuerstein-Minen in der Nähe von Rijckholt. Die jüngsten Ablagerungen der Kreide-Zeit (die Maastrichter Kreide) sind an vielen Stellen aufgeschlossen, z.B. im Enci-Steinbruch bei Maastricht (der Typus-Lokalität des Maastrichtiums) und im Nekami-Steinbruch bei " 't Rooth". Eine grosse Touristen-Attraktion sind die unterirdischen Kalk-Abbaue bei Maastricht, Valkenburg a/d Geul und Zichen-Zussen-Bolder; sie bestehen aus Stollen, die um Säulen mit quadratischem Querschnitt herum vorgetrieben worden sind. Schliesslich sollte erwähnt werden, dass auch die ältesten Ablagerungen des Tertiärs lithologisch aus Kreide-Kalk bestehen (Dan und Mont).

Grosse Wälder bedecken die steilen Talhänge (Böschungswälder) und die unfruchtbaren Böden auf den Feuerstein-Eluvionen, die als unlöslicher Rest nach der Auflösung der Kreide-Sedimente übrig geblieben sind.

2.3. DEVON UND KARBON BEI VISE UND IN DEN TÄLERN DER BERWINNE, GÖHL UND WURM (Abb. 76-78)

Bedeutend ältere Gesteine treten weiter südlich zu Tage, z.B. an der Maas bei Visé und in den Tälern der Berwinne, Göhl und Wurm. Diese Gesteine wurden im Devon und Karbon abgelagert. Die Kalk-Steinbrüche an der Autobahn Maastricht-Lüttich, südlich von Visé, sind die Typus-Lokalität der "Visé-Stufe". Am Übergang vom Devon zum Karbon ist hier eine kleine Insel aufgetaucht, die erst in der Visé-Zeit wieder vom Meer überflutet wurde. Etwa 10 km weiter östlich fehlen bei Val-Dieu im Berwinne-Tal die Kalksteine der Visé-Stufe; dort überlagern die Namur-Schiefer unmittelbar ober-devonische Sandsteine (Obere-Famenne). Dort muss also auch eine Insel im Meer der Dinant-Zeit gelegen haben. Namurische Schiefer, Sandsteine und Quartzite sind in den Steinbrüchen Heimans und Cottessen südlich von Epen im Göhl-Tal aufgeschlossen. Diese Steinbrüche sind die einzigen Stellen in den Niederlanden, in denen Gesteine dieses Alters im Aufschluss beobachtet werden können. Weiter südlich im Göhl-Tal sind Dinantium-Kalksteine in der Nähe von Plombières/Bleiberg und Sandsteine des Famenniums nahe der Eisenbahn-Brücke von Moresnet aufgeschlossen. Schiefer-, Sandstein- und Kohlen-Aufschlüsse des Westfals (Ober-Karbon) treten im Wurm- oder Worm-Tal zwischen Kohlscheid und Kerkrade

auf. Diese Aufschlüsse haben historische Bedeutung, da der Kohlenabbau hier bereits sehr früh begann, vielleicht bereits im späten Mittelalter, mindestens aber schon im 14. Jahrhundert. Der erste Abbau erfolgte im Tagebau. In einer späteren Phase wurden Stollen in die Talhänge getrieben und schliesslich wurden Schächte abgeteuft (die Kohlenminen). Einige dünne Kohlenflöze können in der Nähe von Bardenberg beobachtet werden.

2.4. SILUR IM MEHAIGNE-TAL (Abb. 79-89)

Die silurischen Gesteine im Méhaigne-Tal, die bei Fallais aus vulkanischen Tuffiten und bei Fumal aus Phylliten bestehen, verdienen unsere besondere Aufmerksamkeit, denn sie ermöglichen uns einen Blick auf die Gesteine des "Brabanter Massivs" (auch "London-Brabant-Massiv" genannt), das vom "Walisischen Massiv" in Süd-Ost-Irland bis in die Umgebung von Maastricht reicht. Diese "Massive" bestehen aus Gesteinen des sehr alten Paläozoikums, die im Kambrium, Ordovizium und Silur abgelagert wurden.

Das Wandern oder die Bewegung von Paläokontinenten ("Plattentektonik") verursachte die frühpaläozoische "Kaledonischen Orogene", die zur Zeit der Silur-Devon-Grenze mit der Faltung und Hebung der Gesteine dieser Massive endete und auf diese Weise ein kleines Gebirge formte. Die höchsten Gipfel dieses Gebirges lagen in Wales und in Mittel-England; sie blieben im Devon und Karbon oberhalb des Meeresspiegels. Dieser kleine Höhenzug war übrigens ein kleiner Sporn des Kaledonischen Gebirges, das sich von Irland bis nach Norwegen und vom Nordosten der USA bis nach Ost-Grönland erstreckte. Das Gebirge wurde hochgedrückt, als die Kontinentalplatten von Nord-Amerika/Grönland ("Laurentia") und von Nord-Europa ("Fennosarmatia" oder "Fennoscandia") aneinanderstossen und zusammengeschweisst wurden um den "Old-Red-Kontinent" zu bilden. Im südlichen Méhaigne-Tal sind auch jung-paläozoische Gesteine aufgeschlossen, so z.B. in der Umgebung von Moha, wo Kalksteine des Dinantiums für die Zement-Herstellung in riesigen Steinbrüchen abgebaut werden.

2.5. DEVON UND KARBON SÜDÖSTLICH VON AACHEN (Abb. 90-99)

Drei Aufschlüsse sind ausgewählt worden: das mittlere und späte Devon bei Walheim; die Devon-Karbon-Grenze bei Kornelimünster und Venwegen, sowie das späte Karbon bei Stolberg. Steil stehende Kalksteine der Givet- und Frasn-Stufen können in den verlassenen Steinbrüchen der "Walheimer-Kalkwerke", in Walheim, beobachtet werden. Der rhythmische Aufbau der Schichten, mit dendroiden und massiven, kugelförmigen Stromatoporen einerseits, und äusserst feinkörnigen, praktisch fossilleren Kalksteinen andererseits, lässt auf rhythmisch abwechselnde Vertiefung und Verflachung (bis zu mehrmaligem Trockenfallen) des Meeres zur Frasn-Zeit schliessen. Die zum Teil restaurierten Kalk-Öfen in Walheim und Hahn erinnern an die wirtschaftliche Bedeutung des Kalksteinabbaus bis in die späten fünfziger Jahre dieses Jahrhunderts. Die Aufschlüsse an der Strasse von Kornelimünster nach Venwegen zeigen den Übergang vom Devon zum Karbon: glimmerhaltige Sandsteine des Famennes führen Brachiopoden- und Fischreste, darüber folgen fossilführende Kalksteine und mergelige Schiefer des Struniums (mit Korallen, den letzten Stromatoporen, Trilobiten, Crinoiden, Ostrakoden, Foraminiferen und Conodonten) und schliesslich Dolomite der Tournai-Stufe. Steil aufgerichtete Sedimente der Namur-Zeit sind bei Stolberg aufgeschlossen. Sie bestehen aus Quarziten mit Wurzel-Resten, einem dünnen Kohlenflöz, Schiefen und Sandsteinen mit eingeschalteten Konglomeraten. Diese Ablagerungen sind in der frühen Phase der Auffaltung und der anschliessenden Erosion der Ardennen und der Eifel entstanden, die ihren Höhepunkt im späten Westfal erreichten. Die Erosion dieses Gebietes setzte sich während Perm und in der Trias fort.

2.6. OBER-DEVON BEI BAELEN (Abb. 100-101)

Die Aufschlüsse des "Marbre rouge de Baelen" liegen in der Nähe von Limburg, zwischen Goé und Baelen. Die Kalksteine des frühen Ober-Famenniums bestehen weitgehend aus einer Anhäufung von Crinoid-Bruchstücken, die zusammen mit Kalkalgen und Schwämmen riffartige Erhöhungen ("Mud mounds") auf dem Meeresboden bildeten. Die mud mounds erreichten einige Kilometer Durchmesser und bis zu 100-200 m Höhe. Sie sind eine einzigartige Erscheinung in den Ablagerungen des Spät-Famenniums.

2.7. DEVON UND KARBON AN DER AMEL UND DER OURTHE (Abb. 102-115)

Unter den schnell abnehmenden Aufschlüssen in den Tälern von Amel und Ourthe haben wir einige ausgesucht. Wir beginnen mit dem kleinen Ninglinspo-Tal bei Nonceveux, wo Unter-Devon mit einem sehr groben Basis-Konglomerat direkt auf Phylliten des Revin (Kambrium) an NW-Rand des Stavelot-Massivs liegt. Dieses Basis-Konglomerat wird in nördlicher Richtung, infolge der langsam nach Norden fortschreitenden Transgression auf südliche und südöstliche Teile des Brabanter Massivs, immer jünger. Die rote Farbe vieler Ablagerungen dieser Zeit charakterisiert sie als Erosionsmaterial, das vom "Old-Red-Kontinent" stammt. Etwas weiter, an der Amel entlang, liegen zwischen Remouchamps und Aywaille einige zum Teil verlassene Steinbrüche, in denen Sedimente des Mittel- und Ober-Devons anstehen. Kalksteine des Dinantiums werden im riesigen Steinbruch "Belle Roche", östlich von Comblain-au-Pont, abgebaut. Südlich dieser Stadt liegt im verlassenen Steinbruch "Bon-Mariage" ein schöner Aufschluss von Sandsteinen und Schiefen des Ober-Famenniums, den man auf dem Fussweg entlang der Ourthe findet. Ebenfalls in der Nähe von Comblain-au-Pont können auch die senkrecht stehenden Kalkbänke der Visé-Stufe bewundert werden, die unter dem Namen "Les Tartines" ("die Butterbrote") bekannt sind. Einer der berühmtesten Aufschlüsse des Ourthe-Tals liegt nördlich von Comblain-au-Pont, hinter dem Bahnhof von Rivage. An den steil aufgerichteten Felsen ist der Übergang vom jüngeren Teil des Ober-Devons (Obere-Famenne und Strunium) zum Unter-Karbon (Tournaisium) zu sehen. Vermutlich ist der grosse Wechsel in der Zusammensetzung der Fossilgesellschaften an der Devon-Karbon-Grenze (hier durch eine Sedimentationslücke vertreten) mit einer weltweiten ("eustatischen") Meeresspiegelschwankung zu Beginn des Karbons in Verbindung zu bringen. Ein wenig weiter nördlich ist der Chartier Steinbruch (mit gut erhaltenen Kalk-Öfen) zu finden, in dem der bekannte "Petit Granit" in früheren Zeiten abgebaut worden ist. Dieser Kalkstein des Ober-Tournaisiums besteht hauptsächlich aus Crinoiden-Bruchstücken. Der Ausflug in die devonischen und karbonischen Gesteine des Ourthe-Tals endet mit der Besichtigung der Sandsteine und Schiefer des Ober-Famenniums in dem teilweise unter Wasser stehenden Steinbruch "La Gombe", südlich von Evieux/Esneux.

2.8. DAS HOHE VENN: QUARTÄR (Abb. 116-120)

Der Untergrund des Hohen Venns besteht aus kambrischen und ordovizischen Quartziten und Phylliten. Seit dem jüngsten Pleistozän (Alleröd) hat sich darauf ein Hochmoor entwickelt, das im letzten Jahrhundert praktisch das ganze Gebiet oberhalb von 600 m Meereshöhe bedeckte. In der kalten Phase des "Jüngeren Dryas" wurde die Torf-Bildung unterbrochen; damals entstanden die sog. "Palsas" (kreisförmig bis elliptische Wälle oder Dämme aus Residual-Lehm). Aus der vertikal wechselnden Zusammensetzung der Torf-Lagen können Klima- und Vegetationsveränderungen seit der letzten Eiszeit abgelesen werden. Die jetzt im Hohen Venn verbreiteten Tannen- und Fichten-Wälder sind erst in den letzten 100-150 Jahren angepflanzt worden (um Holz für die Stempel in den Steinkohlengruben zu liefern). Heute hat sich das Hochmoor schnell mit allen möglichen Gräsern bedeckt, so z.B. "Molinia". Die Entwicklung des Hochmoor-Torfes zeigt deutlich, wie schnell geologische Prozesse, wie z.B. Klima- und Vegetationsveränderungen, sich auswirken können.

2.9. DAS HOHE VENN: KAMBRIUM UND ORDOVIZIUM (Abb. 121-128)

Die Gesamtmächtigkeit der Gesteine des Kambriums und Ordoviziums überschreitet im Hohen Venn (oder besser: im "Stavelot Massiv") möglicherweise 3500 m. Die marinen Ablagerungen bestehen hauptsächlich aus Quartziten und Phylliten. Gute Aufschlüsse dieser intensiv gefalteten und gestörten Gesteine finden sich z.B. im Bayehon-Tal bei Oviat, an der Strasse von Xhoffraix nach Longfaye, am Wehe-See zwischen Schevenhütte und Kleinhau sowie in der Umgebung von Stoumont. Mikrofossilien, die der ausgestorbenen Gruppe der "Acrirarcha" angehören, haben sich als wertvolle Hilfsmittel zur relativen Alterbestimmung dieser Gesteine erwiesen. In manchen Ordoviz-Gesteinen sind Graptoliten nützliche Leitfossilien.

2.10. DAS UNTER-DEVON IN DEN ARDENNEN UND IN DER NORD-EIFEL (Abb. 129-130)

Das Gebiet südlich des Hohen Venns (die belgischen Ardennen und die Nord-Eifel) ist durch eine monotone Abfolge von unterdevonischen Sandsteinen und Schiefern gekennzeichnet. Im Synklinorium von Neufchâteau könnte die Gesamtmächtigkeit dieser Ablagerungen bei mehr als 5000 m liegen. Konglomerate und grobkörnige Sandsteine überwiegen im nordwestlichen Teil des Gebietes, während feinkörnige Sandsteine und Schiefer vorzugsweise im Südosten vorkommen. Sporen sind offenbar wertvolle Hilfsmittel zu ihrer Altersbestimmung. Die ausgedehnten Wälder in den Ardennen und in der Nord-Eifel demonstrieren die Unfruchtbarkeit der Böden. Gute Aufschlüsse sind verhältnismässig selten. Einige schöne Beispiele sind der Steinbruch Schauss bei Gdumont und die "Carrières de la Warchenne" bei Arimont, in denen quarzitische Sandsteine des Unteren Gedinnes abgebaut werden. Stellenweise liefern diese Ablagerungen reiche Brachiopoden- und Korallenfaunen.

2.11. DAS MITTEL-DEVON IN DER NORD-EIFEL (Abb. 131-136)

Mitteldevonische Ablagerungen stehen im südöstlichsten Teil der Euregio in den sog. "Eifelkalkmulden" an. Diese bestehen aus tektonischen Mulden oder Synklinalen, die zusammen als "Eifel-Synklinorium" bezeichnet werden. Das Eifel-Synklinorium bildet die natürliche Grenze zwischen den belgischen Ardennen im Westen (ein Name, der als Sammel-Bezeichnung für die Synklinorien von Namur, von Dinant-Herve und von Neufchâteau verstanden wird) und dem Rheinischen Schiefergebirge im Osten (das ebenfalls durch anstehende paläozoische Gesteine charakterisiert ist). Die Eifelkalkmulden sind die Typus-Gegend der "Eifel-Stufe" des Unteren Mittel-Devons). Es gibt eine Menge leicht zugänglicher Literatur, einschliesslich geologischer Führer, die öfters in örtlichen ADAC-Touristenbüros erhältlich sind. Die Bücher und Führer helfen, die vielen geologischen Aufschlüsse (z.B. den "Antoniusbusch" bei Rohr, Aufschlüsse entlang der Strassen bei Reetz und Ahrhütte, die verlassene Mühlenberggrube bei Lommersdorf), sowie die zahlreichen, einschlägigen archäologischen Industrie-Denkmäler zu finden, wie den kleinen Kalkofen bei Lindweiler.

2.12. PERM-TRIAS-JURA (Abb. 137-143)

Während der Perm- und Jurazeit herrschte ein warmes, trockenes Wüstenklima im Gebiet der Euregio Maas-Rhein. Diese Bedingungen förderten die Erosion derjenigen Gebiete, die in der Variszischen Gebirgsbildung gehoben worden waren: z.B. die Ardennen, die Eifel und das Brabanter Massiv. Die Masse des Erosionsmaterials wurde wahrscheinlich nach Norden geschüttet, wo die Sedimentation von Sand und Ton mehrmals durch marinen Kalkstein und Evaporite unterbrochen wurde, die in einem sich zurückziehenden Meer abgelagert wurden. Dessen Süd-Küste befand sich im Ober-Perm im Nord-Teil der Euregio (im nördlichen Kempenland). Diese Information liefern uns Bohrungen. Reste eines kontinentalen Erosionsschuttes, der von den Höhen abgetragen worden ist, sind Konglomerate in der Umgebung von Malmédy, südlich des Hohen Venns. Rotgefärbte Unter-Trias-Konglomerate ("Buntsandstein"), Sande und Schiefer sind in der nördlichen Eifel aufgeschlossen (z.B. bei Kall). In der Mittleren ("Muschelkalk") und in der Oberen Trias ("Keuper") stiess das Meer mehrmals bis an die nördliche Eifel vor. Schöne Aufschlüsse mittel-triadischer Gesteine finden sich z.B. bei Bürvenich. An gleicher Stelle sind bei Ausgrabungen unter einer dünnen Schicht tertiärer und quartärer Ablagerungen lokal Jura-Sedimente gefunden worden. An anderen Stellen sind in der Euregio Jura-Ablagerungen nur in Tiefbohrungen, im nordöstlichen Kempenland, angetroffen worden.

3. DIE EUREGIO MAAS-RHEIN IN BEWEGUNG (Abb. 144-145)

Die oben beschriebenen Aufschlüsse (die Löcher im Flickenteppich, der die Euregio bedeckt) enthüllen nicht nur den Aufbau des Untergrundes, sondern sie weisen auch deutlich auf die seit dem Paläozoikum andauernde Instabilität der Region. Das zeigt der silurische Vulkanismus im Méhaigne-Tal (Brabanter Massiv), der zur gleichen Zeit ausgebrochen ist, zu der südöstliche Teile der Euregio früh-kaledonisch gehoben wurden. Am Ende des Silurs führten dagegen die spät-kaledonischen Bewegungen zur Hebung des Brabanter Massivs und gleichzeitig zur Absenkung des Stavelot-Massivs und dessen Umgebung. Eine erneute Umkehrung ("Inversion") des Reliefs vollzog sich in der Variszischen Orogenese des Karbons, als die südöstlichen Teile der Euregio

wieder gehoben, die nordwestlichen abgesenkt wurden. Dieses wechselnde Auf und Ab erinnert an die Bewegungen einer Waage, wenn die Gewichte von einer in die andere Waagschale gelegt werden. Erst mit dem Ende der Variszischen Orogenese scheint diese Region eine gewisse Stabilität erreicht zu haben.

3.1. DIE KREIDE-ZEIT IM HOHEN VENN (Abb. 146-156)

Der Untergrund der Euregio muss sich aber auch noch nach dem Paläozoikum bewegt haben. Darauf weisen die Reste mariner Kreide-Schichten auf dem Gipfel des Hohen Venns. Wenn auch die ursprünglichen Kreide-Ablagerungen zu Beginn des Tertiärs zum grössten Teil aufgelöst worden sind, finden sich doch lokale Reste ungelösten Rückstandes; dieser besteht aus einem Basis-Konglomerat, über den ein fossil- und feuersteinführender Residual-Lehm liegt (so z.B. bei Cronchamps, Baronhé, Hockai, Trois Hêtres, Beleu, Mont Rigi, am "Kreuz der Verlobten" und bei Botrange). Die Abfolge der Fossil-Gesellschaften (vorwiegend Foraminiferen und Ostrakoden) in diesen Residual-Ablagerungen ähnelt derjenigen in den Oberkreide-Ablagerungen bei Maastricht und Halembaye/Haccourt. Das gilt zumindest für die Profile von Baronhé und Hockai, die etwa 550 m über dem Meeresspiegel liegen. Im Profil von Trois Hêtres, 610 m über dem Meeresspiegel, fehlen Sedimente des Unteren und des frühen Ober-Capans. Demzufolge müssen wir annehmen, dass diese Lokalität von der marinen Transgression erst während des späten Ober-Campans erreicht worden ist. Die noch höher gelegenen Fundpunkte von Beleu und Mont Rigi, die 650 m hoch oder höher über dem Meeresspiegel liegen, wurden vor der Maastricht-Zeit nicht vom Meer überflutet. Diese Beobachtungen beweisen dreierlei :

Erstens gehörte zu Beginn des Campans der tiefere Teil des Hohen Venns (der gegenwärtig bei 550 m liegt) zur gleichen Ebenen aus paläozoischen Gesteinen, wie die Umgebung von Maastricht und Halembaye/Haccourt. Diese Ebene wurde in der späten Kreide-Zeit vom Meer überflutet und von marinen Ablagerungen des Campans und des Maastrichtiums bedeckt, wie sie heute noch in der Umgebung von Maastricht und von Halembaye/Haccourt vorkommen.

Zweitens bildete das Hohe Venn zu Beginn des Campans eine Höhe, die sich etwa 100-150 m über diese Ebene erhob; bis zum späten Maastrichtium blieb sie eine Insel von schrittweise abnehmender Grösse im langsam vorrückenden Meer der Kreide-Zeit.

Drittens ist der heutige Höhen-Unterschied der Basis der Kreideablagerungen von Maastricht bis zum niedrigeren Teil des Hohen Venns bei Hockai, auf die Kippung dieser ehemaligen Ebene im Tertiär und Quartär zurückzuführen. Da das Hohe Venn auch während des Oligozäns überflutet war, dürfte die Kippung erst nach der Oligozän-Transgression begonnen haben. Schliesslich ist noch zu bemerken, dass die südwestliche Küstenlinie des Hohen Venns im Campan und im Maastrichtium mit der Richtung heute noch aktiver Verwerfungen übereinstimmt (Baelen-Verwerfung und Hockai-Verwerfung). Das weist darauf hin, dass diese Verwerfungen mindestens seit dem frühen Campans, mit anderen Worten: seit mindestens 80 Millionen Jahren in Bewegung sind.

3.2. DER RURTAL-GRABEN (Abb. 157-161)

Natürlich können die Unruhe im Untergrund des Hohen Venns seit der späten Kreide-Zeit, ebenso wie die NW-Kippung der ehemaligen Ebene (Herverland, Südlimburg und Kempenland) seit dem Oligozän, nicht als isolierte Ereignisse gewertet werden. Der Untergrund der Euregio Maas-Rhein ist auch anderenorts stets in Bewegung geblieben. Dies zeigt das Lütticher Erdbeben vom 8. November 1983. In der Euregio treten Erdbeben (einschliesslich der grösseren Beben) allerdings vorzugsweise an Verwerfungen des Rurtal-Grabens auf. Dieser Graben liegt zwischen Euskirchen im Südosten und der Linie Eindhoven-Hertogenbosch im Nordwesten und senkt sich seit dem Mittleren Oligozän ständig ab. Der Graben tiefte sich bereits im Perm, in der Trias, im Jura und in der Unteren Kreide-Zeit ein. Als Folge einer tektonischen Inversion während der Oberen Kreide-Zeit und im frühen Tertiär hob sich der Graben wieder, was ein zeitweiliges Absinken des Untergrundes von Kempenland, Südlimburg, Herverland und Hohem Venn zur Folge hatte.

Diese Beispiele verdeutlichen das anhaltende Ungleichgewicht im Untergrundes der Euregio Maas-Rhein während der letzten 500 Millionen Jahre. Diese verschiedenen, abwechselnden Bewegungen waren und sind für die Verbreitung der Sedimente und der Bodenschätze in der Euregio verantwortlich. Sie führten zu topographischen Veränderungen und den resultierenden Klimaschwankungen. Sie verursachten die Unterschiede in der Fruchtbarkeit der Böden, und gegebenenfalls die lokalen Farbwechsel im "Flickenteppich", der die Euregio bedeckt.

BAJO LA EUREGION :

LA CONEXION ENTRE EL PAISAJE Y LA GEOLOGÍA EN LA EUREGION MOSA-RIN

por **Martin J.M. BLESS** y **M. Cristina FERNANDEZ NARVAIZA**

RESUMEN

1. LA PARTE SUPERIOR DE LA EUREGION (Fig. 1-6)

La Euregión Mosa-Rin comprende el distrito de Aquisgrán ("Regio Aachen") de Alemania, la parte central y meridional del Limburgo holandés y las provincias belgas de Limburgo y de Lieja. Esta Euregión no solo es una fusión de pueblos, culturas y lenguas, sino que también es abundante en minerales, entre ellos sílex, caliza, plomo, cinc, lignita, carbón, arena, grava, e incluso polvo de oro. El paisaje es muy variado : en el Norte las llanuras bajas de la Campine y el distrito del Bajo Rin ("Niederrheingebied"); en el centro las llanuras medianas (hasta 300 metros sobre el nivel del mar) de la "Hesbaye", la "Condroz" y la comarca de Herve, todas ellas surcadas por ríos y riachuelos; y en el Sur la vertiente Norte de la meseta de las Ardenas y el Eifel con la importante reserva natural de las "Turberas Altas" ("Hautes Fagnes"). El desnivel de unos 650 metros dentro de este relativamente pequeño territorio determina las grandes variaciones en el clima : una temperatura anual de 9.5°C y 700-800 mm de precipitaciones en el Norte frente a 6.1°C y 1400 mm de lluvia en las Turberas Altas. Tanto este relieve como la composición del subsuelo son el resultado de un proceso geológico de varios centenares de millones de años. Este libro describe este subsuelo y su referente historia geológica (la "parte inferior de la Euregión"). Pero el punto de partida de nuestra exploración lo forma el paisaje natural (la "parte superior de la Euregión").

1.1. EUREGION : TIERRA DE COLINAS/TIERRA DE VALLES (Fig. 7-10)

Primeramente la Euregión es tierra de colinas. esto se trasluce en la gran cantidad de topónimos con "berg"/"burg"/"bourg" y "mons"/"mont" ("colina" o "montaña"). Sin embargo en su mayoría no se refieren a verdaderas montañas o colinas, sino que son el resultado de engaño óptico. En realidad la Euregión consiste en un gran número de llanuras y planicies o mesetas que son surcadas por profundos valles y sus correspondientes ríos y arroyos. Esto lo ilustran topónimos con "dal"/"daal"/"thal" y "val"/"vaux" ("valle" o "valles").

1.2. EUREGION : REGION DE AGUA (Fig. 11-14)

La Euregión puede considerarse efectivamente un país de agua a causa de la cantidad de ríos y arroyos que la atraviesan e incluso puede decirse que la mayoría tiene su origen en ella. Esto no solo se manifiesta en los muchos nombres de lugares acoplados al nombre de ríos o arroyos conocidos (por ejemplo el Mosa, Gueule, Gulp, Kyll, Geleen, Itter, Inde y Rur), sino también en los topónimos con "beek"/"bach" ("arroyo"). Al lado de tanto agua encontramos naturalmente lugares pantanosos como los conocidos "Turberas Altas" ("Hautes Fagnes") en donde se recojen 1400 mm de agua al año. También existen innumerables topónimos con "broek"/"bruch"/"broich" y "meer"/"maar"/"mar"/"moor" ("terreno pantanoso").

1.3. EUREGION : REGION DE BOSQUES Y LANDAS (Fig. 15)

Originalmente la Euregión debe haber estado bastante cubierta por bosques y landas. Esto se deduce de los topónimos con "heide"/"hé"/"bruyère" ("brezo"), que existen sobre todo en la Campine, el Limburgo meridional holandés y la comarca del Herve; y los topónimos con "bos"/"bosch"/"busch"/"bois"/"wald"/"forêt"/"lo" ("bosque").

1.4. LA EUREGION MOSA-RIN Y EL INFLUJO DEL HOMBRE (fig. 16-34)

Todos los actuales bosques en la Eurégion han sido plantados por el hombre. Incluso los extensos bosques de coníferos en el Eifel y en las Hautes Fagneš. Estos bosques están situados sobre suelo improductivo o en sitios de difícil acceso para la labranza por sus cuestas y declives. Aproximadamente desde 5000 a.C. se comenzó a talar y quemar los bosques que crecían en suelo fértil para así convertirlo en zona agraria. La enorme tala de bosques se inició con la invasión Romana. De esta manera la Euregión perdió a ritmo rápido su "piel verde" de hayedos y robledales. Finalmente, a causa del incremento de población durante la época Karolingia muchos bosques situados al Este de la Euregión fueron desarraigados igualmente. Los topónimos con "laar"/"sart"/"rode"/"rade"/"raedt"/"rath"/"roth"/"rooi" ("desarraigo") confirman esta última fase de colonización. Los topónimos más recientes con "haag"/"hagen"/"hage"/"haye"/"faye" ("seto de hayas") ilustran la transformación y reorganización del paisaje por el hombre. El proceso de repoblación forestal y la ordenación de cultivos importados (por ejemplo cereales, guisantes, lentejas, castañas y nueces) en parcelas hizo que la "piel verde" original de la región fue gradualmente reemplazada por un "centón o manta de trozos multicolores". Este ambiente completamente perturbado facilitó la entrada de todo tipo de inmigrantes llegando desde la Europa central y meridional, entre ellos no solamente ciertas especies raras de orquídeas, sino también la tan común Dedalera ("Digitalis"). Evidentemente el campesino no es el único causante de los cambios en el paisaje. Tras las huellas de los primeros agricultores venían los mineros del Neolítico que extraían a gran escala sílex, lo cual conducía a un cambio local en el medio ambiente. Después, hacia el comienzo de nuestra era, empezó la extracción de minerales como por ejemplo plomo y cinc, que Plinio ya describe en su "Naturalis Historia". Esto daba ocasión a la aparición de una "flora de cinc" o "flora calaminaria" muy particular, que siempre va unida a grandes concentraciones de metales pesados (Zn, Pb, Cd) en el suelo. El influjo del hombre sobre el paisaje no fue limitado a la "piel verde" de este territorio. La explotación de grava ha creado grandes lagunas a lo largo del río Mosa entre Eijsden y Ruremonde (Roermond). Incluso a veces el relieve ha sido profundamente modificado. Un ejemplo es la colina "Pietersberg" al Sur de Maastricht, que fue literalmente cortada en dos por el canal "Albert". Las escombreras en el paisaje atestiguan la actividad en las minas de carbón que en gran parte ya han sido cerradas; pero éstas son pequeñas en comparación con la escombrera "Sopfiënhöhe" al lado de la autopista Aquisgrán-Mönchengladbach que cuenta con 5 kilómetros de ancho por 200 metros de altura. Esta última fue levantada en 1979 al lado de la cantera de lignito "Hambach" que en su día llegará a tener una profundidad de 470 metros. Entre las dos formarán la mayor diferencia de altura en su género (total 670 metros) hecha por la mano del hombre hasta ahora en la Euregión. Esta diferencia de altura artificial es mayor que la natural existente entre Ruremonde en el Norte de la Euregión y Botrange en las Hautes Fagneš.

2. LA PARTE INFERIOR DE LA EUREGION : AGUJEROS EN LA MANTA MULTICOLOR

La "manta de trozos multicolores" que cubre la Eurégion como una segunda piel consiste en landas, bosques y campo, caminos, arroyos y ríos, pueblos y ciudades. Para obtener una impresión de su subsuelo, la "parte inferior de la Euregión", necesitamos de agujeros en este centón multicolor. Muchísimos han sido hechos por el hombre : canteras de arena, grava, caliza y piedra, galerías subterráneas en terrenos de caliza, galerías y pozos de minas de carbón y minerales, excavaciones para la construcción de casas y caminos, pozos de agua, etcetera. Algunos agujeros ("afloramientos") han sido creados por la Naturaleza misma por erosión, como las rocas de la vertiente de un valle. Estos agujeros en la manta multicolor nos permiten descubrir la conexión entre la "parte superior" de la Euregión (paisaje, relieve, vegetación) y su "parte inferior" (composición geológica del subsuelo) y así poder comprender la historia geológica de la misma.

2.1. TERCIARIO Y CUATERNARIO (Fig. 35-41)

En los territorios más bajos (situados por debajo de los 100 metros de altitud) en la Campine, la región de los arroyos del Herk y el Demer (entre Genck y Tongres), el Limburgo central (entre Sittard y Ruremonde) y el distrito del Bajo Rin (al norte de Aquisgrán) encontramos un paquete de sedimentos del Terciario y Cuaternario que va aumentando bruscamente en espesor hacia el Norte. Estos sedimentos consisten principalmente en arena, grava y arcilla con algunas intercalaciones de lignito y turba. Estos sedimentos salen a la luz en las canteras de lignito del distrito del Bajo Rin, entre otros. Las grandes y profundas lagunas que se encuentran a lo largo del río Mosa entre Maaseyck y Ruremonde ilustran no solo su espesor, sino también la importancia económica de los estratos de grava del Pleistoceno que se explotan aquí como también en la Campine. Sedimentos del Terciario afloran asimismo en los valles del Herk y el Demer, y en el nordeste del Limburgo meridional en los alrededores de Brunssum. Los bosques más importantes se encuentran sobre suelo infértil que se compone de grava y arena del Pleistoceno y Terciario superior.

2.2. CRETACEO (Fig. 42-75)

Los sedimentos del Cretáceo afloran hacia el Sur en el Norte de la Hesbaye, el Limburgo meridional (al Sur de la línea Valkenburg a/d Geul-Heerlen), alrededores de Aquisgrán, y la parte Norte de la planicie de Herve. Normalmente están cubiertos por una capa de arena, grava y loess del Terciario y Cuaternario. En la región de Aquisgrán y comarca de Herve afloran los sedimentos más antiguos del Cretáceo (Arcilla de Hergenrath y Arena de Aquisgrán). La Formación de Vaals (arena fina y limo) aflora en los alrededores de Vaals y al Este de Teuven entre otros. Su contacto con la Caliza de Gulpen (cuya base está formada por creta blanca de grano muy fino : la Creta Blanca de Zeven Wegen) se ve en afloramientos pequeños al Este de Teuven y al lado del viaducto de Halembaye. La Caliza de Gulpen (conteniendo en su parte superior bancos de sílex cada vez más frecuentes) se puede estudiar al Sur de Maastricht (la Esclusa de Lanaye, Halembaye/Haccourt). Los afloramientos más antiguos hechos por el hombre en la Caliza de Gulpen lo forman las antiguas minas de sílex en Rijckholt que eran explotadas hace 5000 años. También los sedimentos más recientes del Cretáceo (Caliza de Maastricht) salen en muchos lugares a la superficie, por ejemplo en las explotaciones del "ENCI" en Maastricht (localidad tipo del Maastrichtense) y del "Nekami" en "'t Rooth". Gran atracción para el turista la forman las galerías subterráneas en los estratos de caliza cerca de Maastricht, Valkenburg a/d Geul y Zichen-Zussen-Bolder. Téngase en cuenta también, que los sedimentos más antiguos del Terciario (Daniense-Montiense) consisten en caliza. Los bosques más importantes están asentados en pendientes de difícil acceso y sobre suelos pobres y residuales del sílex que quedó después de la disolución total de la caliza.

2.3. DEVONICO Y CARBONIFERO DE VISE Y EN LOS VALLES DEL BERWINNE, EL GUEULE Y EL WURM (Fig. 76-78)

Hacia el Sur afloran rocas mucho más antiguas, por ejemplo en Visé al lado del Mosa, y en los valles del Berwinne, el Gueule y el Wurm. Estas rocas datan del Devónico y Carbonífero. Las canteras al Sur de Visé al lado de la autopista Maastricht-Lieja forman la localidad tipo del Viseense. Durante la transición del Devónico al Carbonífero surgió una isla en aquel sitio que durante el Viseense desapareció nuevamente bajo las aguas. Las calizas del Viseense no existen en Val-Dieu en el Valle del Berwinne, que se halla a una distancia de 10 km hacia el Este de Visé. Allí se encuentra la pizarra del Namuriense inmediatamente encima de arenisca del Devónico superior (Fameniense superior). Este sitio también debe haber formado una isla en el mar dinantiense. En el valle del Gueule al Sur de Epen encontramos pizarra, arenisca y cuarcita del Namuriense (Carbonífero superior) en las antiguas canteras "Heimans" y "Cottessen". Estos sitios son los únicos en Holanda en donde se pueden ver rocas tan antiguas a la superficie. Más adelante hacia el Sur afloran caliza del Dinantiense en Plombières/Bleiberg y arenisca del Fameniense (Devónico superior) al lado del puente ferroviario de Moresnet. Los afloramientos de pizarra, arenisca y carbón del Westaflense (Carbonífero superior) en el valle del Worm o Wurm (entre Kohlscheid y Kerkrade) tienen sobretodo un significado histórico, ya que posiblemente hacia el fin del Medioevo posterior, pero de todas maneras a partir del siglo XIV se comenzó a extraer el carbón. Al principio esto se hacía en explotaciones a cielo abierto, después en galerías horizontales penetrando en la montaña desde las laderas de los valles, y finalmente a través de pozos (las minas de carbón). En Bardenberg se pueden ver todavía algunas capas de carbón.

2.4. EL SILURICO EN EL VALLE DEL MEHAIGNE (Fig. 79-89)

Merecen especial mención las rocas del Silúrico en el valle del Méhaigne (toba volcánica en Fallais y filita en Fumal, entre otras), porque ellas nos permiten echar un vistazo sobre el "Macizo de Brabante" (llamado también "Macizo de Londres-Brabante") que juntamente con el "Macizo de Gales" se extiende desde el Sureste de Irlanda hasta en las inmediaciones de Maestricht. Estos "macizos" consisten en rocas muy antiguas paleozóicas del Cámbrico, Ordovícico y Silúrico.

La Bajo influjo de la deriva de los continentes primitivos, que ya entonces estaban en movimiento ("tectónica de placas") esta zona se plegó y al mismo tiempo se elevó hasta convertirse en una cadena de montañas ("Orogénesis Caledónica"). Esto ocurrió durante la transición del Silúrico al Devónico. Las cumbres de esta cordillera (en Gales y la Inglaterra central) quedaron fuera del alcance del mar cuyo nivel subió repetidamente durante el Devónico y Carbonífero. Esta cadena de montañas formaba un pequeño espolón de la gran Cordillera Caledónica que se extendió de Irlanda hasta Noruega y del Nordeste de los Estados Unidos hasta Groenlandia Oriental. Esta cordillera se formó cuando las placas de Norteamérica/Groenlandia ("Laurentia") y Europa del Norte ("Fennosarmatia" o "Fennoscandia") chocaron fundiéndose en el "Old Red Continent" (el "Viejo Continente Rojo"). Algo más hacia el Sur en el valle del Méhaigne encontramos también rocas del Paleozoico Superior. En Moha, por ejemplo, se extrae caliza dinantiense en grandes canteras, sobre todo para la industria de cemento.

2.5. DEVONICO Y CARBONIFERO AL SUR DE AQUISGRAN (Fig. 90-99)

Hemos seleccionado tres afloramientos : el Devónico Medio-Superior en Walheim, la transición del Devónico al Carbonífero entre Kornelimünster y Venwegen, y el Carbonífero Superior en Stolberg. En la vieja cantera de "Walheimer Kalkwerke" en Walheim afloran los estratos casi verticales de caliza del Givetense y Frasnense. La sucesión rítmica de colonias ramificadas y globulares de estromatopóras y caliza de grano muy fino sin apenas fósiles refleja un mar frasnense cuya profundidad aumentaba o disminuía (secándose a veces completamente) de manera rítmica. Los hornos de cal restaurados en Walheim y Hahn ilustran la importancia económica de la explotación de caliza hasta el fin de los años cincuenta. Los afloramientos al lado de la carretera entre Kornelimünster y Venwegen muestran la transición del Devónico al Carbonífero : arenisca micácea con braquiópodos y fragmentos de peces del Fameniense, una sucesión de bancos de caliza y pizarra margosa del Struniense (con corales, las últimas estromatopóras, trilobites, crinoideos, ostrácodos, foraminíferos y conodontos), y finalmente dolomita del Tournaisiense. En Stolberg afloran estratos casi verticales del Namuriense. Estos consisten en suelos cuarcíticos de raíces, una capa delgada de carbón, pizarra y arenisca con conglomerados lenticulares. Estos sedimentos ilustran una fase temprana del levantamiento y la consiguiente erosión de las Ardenas y el Eifel que alcanzarían su apogeo durante el Westfaliense Superior. La erosión de esta zona continuaría hasta el Pérmico y el Triásico.

2.6. DEVONICO SUPERIOR DE BAELEN (Fig. 100-101)

Cerca de Limbourg aflora el "Marbre rouge ("marmól rojo") de Baelen" entre Goé y Baelen. Esta caliza del antiguo Fameniense Superior consiste en su mayor parte en una acumulación de restos de crinoideos que juntamente con algas calcáreas y esponjas formaban montículos arrecifales sobre el suelo del mar ("mud mounds") de 100 a 200 metros de altura y de un diámetro de algunos kilómetros. Estos "mud mounds" son únicos dentro del Fameniense Superior.

2.7. DEVONICO Y CARBONIFERO A LO LARGO DEL AMBLEVE Y EL OURTHE (Fig. 102-115)

Hemos hecho una selección entre los afloramientos en los valles del Ambève y el Ourthe, que desgraciadamente van desapareciendo a marcha forzada. Empezamos en el pequeño valle del Ninglinspo cerca de Nonceveux. Allí encontramos el conglomerado basal de grano muy grueso del Devónico Inferior inmediatamente encima de la filita reviniense (Cámbrico) a lo largo del flanco Noroeste del Macizo de Stavelot. El hecho de que este conglomerado basal fue depositado más tarde en el Norte que en el Sur de esta región muestra el lento despliegue de la transgresión marina sobre los espolones del Sur y Sureste del Macizo de Brabante durante el Devónico

Inferior. El color rojizo de muchos sedimentos de este periodo es característico de los materiales de erosión del "Old Red Continent". Más adelante a lo largo del Ambève, entre Remouchamps y Aywaille, encontramos una serie de canteras de caliza en las cuales aparecen rocas sedimentarias del Devónico Medio y Superior. En la enorme explotación "Belle-Roche" al Este de Comblain-au-Pont se extrae la caliza dinantiense. Un poco más al Sur de Comblain-au-Pont se encuentran areniscas y pizarras del Fameniense Superior, las cuales afloran en la cantera abandonada "Bon Mariage" a la cual se accede por un sendero lindando al Ourthe. Asimismo vemos en Comblain-au-Pont estratos de caliza casi verticales del Viseiense. Estas extrañas rocas son conocidas con el sobrenombre de "Les Tartines" ("Los Bocadillos"). Uno de los afloramientos más conocidos en el valle del Ourthe está detrás de la estación de Rivage al Norte de Comblain-au-Pont. Las rocas subverticales datan del Devónico Superior reciente (Fameniense Superior y Struniense) y el Dinantiense Inferior (Tournaisiense). Posiblemente existe una relación entre el cambio en el contenido paleontológico al límite entre el Devónico y Carbonífero (aquí marcado por una lacuna en la sedimentación) y el comienzo de una subida global ("eustática") del nivel del mar en los albores del Carbonífero. Algo más hacia el Norte se encuentra la cantera "Chartier" (con un horno de cal muy bien conservado) en donde se explotó el conocido "petit granit". Esta caliza del Tournaisiense Superior consiste en gran parte de los restos de crinoideos. Finalizamos este resumen del Devónico y Carbonífero en el valle del Ourthe con areniscas y pizarras del Fameniense Superior, que son visibles en la cantera abandonada "La Gombe", al Sur de Evieux/Esneux, que hoy día se encuentra parcialmente inundada de agua.

2.8. HAUTES FAGNES : CUATERNARIO (Fig. 116-120)

El subsuelo de las Hautes Fagnes consiste en cuarcitas y filitas del Cámbrico y Ordovícico. Desde el Pleistoceno más reciente (Alleröd) aquí se desarrolló la turbera alta, que en el siglo pasado llegó a cubrir casi por completo el territorio por encima de 600 metros de altura. Esta formación de turba sufrió una interrupción durante la fase glacial del "Dryas Reciente", cuando en esta misma región se desarrollaban las así llamadas "palsas" (diques en forma anular o elíptica de limo residual). Los cambios en el clima y la vegetación desde la última época glacial se reflejan en la cambiante composición de la turbera alta. Los bosques coníferos actuales de las Hautes Fagnes (sobre todo abetos) han sido plantados en los últimos 100-150 años en provecho de la industria minera (para puntales). Hoy día, la turbera alta va degradándose progresivamente por causa del avance de plantas gramíneas como "Molinia". La evolución de la turbera alta demuestra la relativa rapidez con que procesos geológicos (cambio de clima y flora, por ejemplo) pueden desarrollarse.

2.9. HAUTES FAGNES : CAMBRICO Y ORDOVICICO (Fig. 121-128)

El paquete total de rocas cámbricas y ordovícicas en las Hautes Fagnes (mejor dicho el "Macizo de Stavelot") tiene posiblemente tres kilómetros y medio de espesor. Los depósitos marinos se componen sobre todo de cuarcita y filita. Se encuentran buenos afloramientos de estas rocas, que a veces aparecen intensamente fracturadas y plegadas, en el valle del Bayehon cerca de Ovifat, a lo largo de la carretera entre Xhoffraix y Longfaye, alrededor del Wehesee entre Schevenhütte y Kleinhau, y cerca de Stoumont. Para datar estas rocas se utilizan microfósiles perteneciendo al grupo ya extinguido de "Acritarcas". Para datar los sedimentos ordovícicos son importantes los graptolitos.

2.10. DEVONICO INFERIOR DE LAS ARDENAS Y EL EIFEL SEPTENTRIONAL (Fig. 129-130)

El territorio al Sur de las Hautes Fagnes (Ardenas en Bélgica, el Eifel septentrional en Alemania) se caracteriza por una sucesión monótona de arenisca y pizarra del Devónico Inferior. El espesor total de estos sedimentos en el "Sinclinorio de Neufchâteau" se estima en 5000 metros. Los sedimentos en la parte Noroeste de esta zona consisten sobre todo en conglomerados y areniscas de grano grueso, mientras que en el Sureste dominan arenisca de grano fina y pizarra. Para datar estos sedimentos las esporas de plantas son muy útiles. Las extensas zonas de bosques en las Ardenas y el Eifel septentrional muestran la pobreza del suelo. Buenos afloramientos son relativamente poco comunes. Un ejemplo de esto son las canteras "Schauss" cerca de Gdoumont y "Carrières de la Warchenne" cerca de Arimont, en donde se explota arenisca cuarcítica del Gediense Inferior, que contienen muchos braquiópodos y corales en ciertos niveles.

2.11. DEVONICO MEDIO DEL EIFEL SEPTENTRIONAL (Fig. 131-136)

En el extremo Sureste de la Euregión afloran rocas del Devónico Medio en las "Eifelkalkmulden" (depressiones tectónicas o "sinclinales" que juntas forman el "Sinclinorio del Eifel". Este sinclinorio forma la divisoria natural entre las Ardenas Belgas (este termino se utiliza aquí para el conjunto de las rocas paleozóicas en los sinclinorios de Namur, Dinant-Herve y Neufchâteau) al Oeste, y la "Rheinisches Schiefergebirge" ("Montañas Pizarrosas Renanas"), que consisten igualmente de rocas paleozóicas, en el Este. Las "Eifelkalkmulden" forman la región tipo de los sedimentos del "Eifeliense" (Devónico Medio antiguo). Sobre este tema abunda literatura de fácil acceso, y hay guías geológicas, que pueden obtenerse en las oficinas locales de turismo ("ADAC"). Ellas describen no solamente un gran número de afloramientos geológicos (por ejemplo el "Antoniusbusch" cerca de Rohr, afloramientos a lo largo de la carretera en los alrededores de Reetz y Ahrhütte, la cantera abandonada "Mühlenberg" cerca de Lommersdorf), sino también monumentos de arqueología industrial como el pequeño horno de cal cerca de Lindweiler.

2.12. PERMICO - TRIASICO - JURASICO (Fig. 137-143)

Durante el Pérmico y Triásico dominaba un clima caliente y árido en la Euregión Mosa-Rin. Esto favorecía la erosión de las zonas elevadas durante la orogénesis Variscica, entre otros las Ardenas, el Eifel y el Macizo de Brabante. La mayor parte de los materiales de erosión fueron transportados finalmente hacia el Norte, donde la sedimentación de arena y arcilla fue interrumpida repetidamente por la deposición de caliza marina y sal que se acumularon en un mar que se secaba regularmente. Durante el Pérmico Superior la línea de costa meridional se hallaba en el Norte de la Euregión (la Campine septentrional), lo cual se puede deducir de sondeos. Restos de material detrítico continental encontramos en forma de conglomerados en los alrededores de Malmédy al Sur de las Hautes Fagnes. Conglomerados, areniscas y pizarras (todo ello de color rojizo) del Triásico Inferior ("Bundsandstein") salen a la superficie en el Eifel Septentrional (entre otros cerca de Kall). Durante el Triásico Medio ("Muschelkalk") y el Triásico Superior ("Keuper") el mar pudo avanzar hasta el Eifel Septentrional. Buenos afloramientos del Triásico Medio encontramos en Bürvenich. Excavaciones en esta misma localidad han demostrado también sedimentos del Jurásico debajo de una delgada cobertura del Terciario y Cuaternario. En otros lugares de la Euregión los sedimentos del Jurásico han sido identificados solamente en sondeos profundos en la Campine Noreste (por ejemplo en los alrededores de Neeroeteren y Molenbeersel).

3. LA EUREGION MOSA-RIN EN MOVIMIENTO (Fig. 144-145)

Los afloramientos descritos arriba (los agujeros en la manta de trozos multicolores que cubre la Euregión) demuestran no solo la composición del subsuelo, sino también testifican igualmente de una constante inquietud del suelo desde el Paleozóico. Aquí debemos mencionar el volcanismo en el valle del Méhaigne (Macizo de Brabante) durante el Silúrico, cuando el Macizo de Stavelot en el Sureste de la Euregión fué levantado por la orogénesis Caledónica inicial. A causa de la orogénesis Caledónica tardía a finales del Silúrico la zona del Macizo de Brabante se elevó mientras que el subsuelo del Macizo de Stavelot y sus alrededores sufrió una subsidencia. Y más adelante, durante el Carbonífero, la orogénesis Variscica fué la causa de una nueva inversión del relieve, en la cual la parte Sureste de la región se elevó otra vez, mientras que la parte Noroeste entraba en una nueva fase de subsidencia. Las subidas y bajadas alternativas de estas zonas recuerdan los movimientos de una balanza en la cual se cambian regularmente las pesas de un platillo a otro. Solamente al final de la orogénesis Variscica el subsuelo llegó a una fase de relativa estabilización.

3.1. EL CRETACEO EN LAS HAUTES FAGNES (Fig. 146-156)

También en el período después del Paleozóico estuvo el suelo a menudo en movimiento. Los restos de sedimentos marinos del Cretáceo Superior en las Hautes Fagnes dan muestra de ello. Originalmente estos sedimentos consistieron casi completamente de caliza que se disolvió en gran parte al principio del Terciario. Sin embargo, el residuo insoluble, un conglomerado basal cubierto de arcilla residual de decalcificación muy fosilífera con silex, lo encontramos en unos cuantos sitios como por ejemplo Cronchamps, Baronhé, Hockai, Trois Hêtres, Belev, Mont Rigi, la "Cruz de los Novios" y Botrange. Las investigaciones han demostrado que

la sucesión de fósiles en estos estratos (sobre todo foraminíferos y ostrácodos) es la misma que aparece en los alrededores de Maestricht y Halembye/Haccourt, al menos en los afloramientos de Baronhé y Hockai que están situados a unos 550 metros de altura sobre el nivel del mar. En el afloramiento de Trois Hêtres, a unos 610 metros de altura, faltan los estratos del Campaniense Inferior y el Campaniense Superior antiguo, así que tenemos que imaginar que la transgresión marina no cubrió este lugar antes del Campaniense Superior reciente. Lugares todavía más altos, como Belevy y Mont Rigi que están por encima de los 650 metros de altura, no fueron inundados por el mar antes del Maestrichtiense. De estos datos podemos sacar tres conclusiones. La base de las Hautes Fagnes, que se halla actualmente a unos 550 metros sobre el nivel del mar, perteneció juntamente con los alrededores de Maestricht y Halembye/Haccourt a una penillanura de rocas paleozóicas, que al comienzo del Campaniense fue inundada por el mar cretácico. Así pues, durante el Campaniense y Maestrichtiense fue cubierta de sedimentos marinos como los que conocemos en los alrededores de Maestricht y Halembye/Haccourt. Al comienzo del Campaniense las Hautes Fagnes sobresalieron en esta penillanura unos 100-150 metros en forma de un "monadnock" o peñón. Hasta el comienzo del Maestrichtiense Superior, éste quedó como una isla que gradualmente se vio reducida por el avance del mar cretácico. La diferencia actual en las alturas de la base de los sedimentos cretácicos cerca de Maestricht y a la base de las Hautes Fagnes en Hockai se explica solamente por un vuelco de esta antigua penillanura durante el Terciario y Cuaternario. El hecho que el mar inundó nuevamente las Hautes Fagnes durante el Oligoceno indica que este vuelco empezó después. Ya que la línea de costa Sureste de las Hautes Fagnes durante el Campaniense y Maestrichtiense coincidió con fallas, que todavía son activas hoy día (Falla de Baelen y Falla de Hockai), suponemos que estas fallas ya existieron en aquel entonces. Esto quiere decir, que el subsuelo de las Hautes Fagnes está moviéndose al menos desde el comienzo del Campaniense o sea más de 80 millones de años.

3.2. GRABEN DEL VALLE DEL RUR (Fig. 157-161)

La inquietud del subsuelo de las Hautes Fagnes desde el Cretáceo Superior y el vuelco de la antigua penillanura al Noroeste de éstas (planicie de Herve, Limburgo meridional, Campine) desde el Oligoceno no son fenómenos aislados. También en otras partes de la Euregión Mosa-Rin sigue el suelo en movimiento. Esto demuestra el terremoto en las inmediaciones de Lieja el 8 de Diciembre del 1983. Pero la mayoría de estos temblores de tierra y también las más fuertes en la Euregión tienen lugar a lo largo de las líneas de fallas de la Fosa Tectónica ("Graben") del Valle del Rur, una zona en rápida subsidencia desde el Oligoceno Medio que se extiende de Euskirchen en el Sureste hasta el otro lado de la línea Eindhoven-'s-Hertogenbosch en el Noroeste. El subsuelo del Graben del Valle del Rur también se bajó durante el Pérmico, Triásico, Jurásico y Cretáceo Inferior. Pero a causa de la inversión tectónica esta zona se levantó durante el Cretáceo Superior y el Terciario Inferior cuando el subsuelo de la Campine, Limburgo meridional, planicie de Herve y las Hautes Fagnes estaba sufriendo una subsidencia temporal. Estos ejemplos dan a comprobar que siempre había algún rincón donde el subsuelo de la Euregión Mosa-Rin estaba (y está) en movimiento los últimos 500 millones de años. Estos continuos movimientos alternativos del suelo han sido decisivos no solamente para la distribución de sedimentos y minerales en la Euregión, sino también las diferencias en el relieve y por ellas las diferencias en el clima, y asimismo las diferencias en la fertilidad del suelo y así, finalmente, las diferencias locales en los colores de los trozos del centón que cubre la Euregión hoy día.

